МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Семергей-Чумаченко А.Б.

МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЯ ТА НАУКАСТИНГ

Конспект лекцій

Одеса – 2019

ББК 26.23
С 30
УДК 551.509

Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як конспект лекцій (протокол № 10 від 04.07.2019 р.)

Семергей-Чумаченко А.Б.

Мезометеорологія та наукастинг: конспект лекцій. Одеса: 2019. 88 с.

В конспекті лекцій викладені теоретичні питання мезомасштабної метеорології та надкороткострокових прогнозів погоди, розглянуті практичні заходи, необхідні для оперативного прогнозування небезпечних конвективних явищ.

Конспект лекцій призначений для магістрів-метеорологів денної та заочної форми навчання, також може служити практичним посібником для спеціалістів служби погоди.

ЗМІСТ

Передмова 4
1 Мезомасштабні метеорологічні процеси 6
1.1 Системи мілкої конвекції. 16
1.1.1 Загальна характеристика мезомасштабних систем мілкої конвекції 16
1.1.2 Фізичний механізм утворення та розвитку мезомасштабних систем мілкої конвекції 17
1.1.3 Методи аналізу та прогнозу мезомасштабних систем мілкої конвекції. 20
1.2 Системи глибокої конвекції. 22
1.2.1 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу мезомасштабних ліній шквалів 23
1.2.2 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу мезомасштабних конвективних комплексів. 31
2 Мезомасштабні збурення в циклонічному полі 37
2.1 Мезомасштабна структура атмосферних фронтів 37
2.1.1 Смуги опадів теплого фронту 38
2.1.2 Смуги опадів теплого сектора 40
2.1.3 Смуги опадів холодного фронту. 41
2.1.4 Передфорнтальні смуги опадів фронту оклюзії 44
2.1.5 Смуги опадів за холодним фронтом 45
2.1.6 Механізм утворення смуги опадів на атмосферних фронтах 46
2.2 Мезомасштабні нефронтальні вихори 46
3 Мезомасштабні циркуляції, що генеруються механічною і термічною неоднорідністю підстильної поверхні 50
3.1 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу мезомасштабних підвітрових хвиль і вихрових ланцюжків. 50
3.2 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу мезомасштабних бар’єрних ефектів і фенів. 54
3.3 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу вітру схилів, гірсько-долинної циркуляції і бризів 58
4 Поняття та методи наукастингу 64
4.1 Основні визначення наукастингу 64
4.2 Історія розвитку наукастингу 67
4.3 Сучасні системи наукастінга для авіації 69
4.4 Європейський експеримент прогнозу штормів ESTOFEX 81
Перелік посилань 86

ПЕРЕДМОВА

Дисципліна «***Мезометеорологія та наукастинг»*** належить до циклу професійно-орієнтованих дисциплін підготовки магістрів за спеціальністю 103 «Науки про Землю», освітня програма «Метеорологія».

Мета дисципліни – ознайомити майбутнього магістра-метеоролога з сучасними знаннями про фізичні механізми формування мезомасштабних метеорологічних процесів і принципами їх математичного моделювання, а також навчити використовувати дані про мезомасштабні процеси для аналізу та прогнозу погоди за технологією наукастингу.

Завданням дисципліни «***Мезометеорологія та наукастинг»*** є засвоєння знань щодо загальної характеристики, механізмів формування та розвитку, а також виявленню аналізу і методу прогнозу мезомасштабних атмосферних систем.

Вивчення дисципліни «***Мезометеорологія та наукастинг»*** базується на знаннях студентів, здобутих внаслідок вивчення курсів фізики атмосфери, синоптичної метеорології, супутникової метеорології, динамічної метеорології, чисельних методів.

Після освоєння цієї дисципліни студент повинен:

Знати:

- принципи виділення і види основних мезометеорологічних циркуляційних систем та їх хмарність;
- фізичні механізми виникнення та розвитку мезометеорологічних атмосферних процесів;
- основні стадії розвитку мезометеорологічних атмосферних процесів і атмосферні явища, що виникають в процесі їх розвитку;
- інструменти та етапи аналізу і прогнозу мезометеорологічних атмосферних процесів;
- будову та аналіз базової системи рівнянь гідротермодинаміки для описання і прогнозу мезометеорологічних атмосферних процесів;
- принципи технології наукастингу.

Вміти:

- проводити оперативний аналіз мезометеорологічних атмосферних процесів на основі метеорологічної інформації різного типу;
- оперативно виявляти мезомасштабні конвективні системи і прогнозувати їх розвиток;
- користуватися сучасними гідродинамічними методами прогнозування мезометеорологічних атмосферних процесів і технологією наукастингу.

В результаті вивчення дисципліни студент повинен набути таких компетенцій:

- здатність до системного творчого мислення, наполегливість у досягненні мети професійної та науково-дослідницької діяльності (КСО. 03);
- здатність до використання професійного рівня у громадській діяльності та володіння активною громадською позицією (КСО. 04);
- соціальна відповідальність за результати прийняття професійних рішень (КСО. 09);
- базові знання фундаментальних розділів математики в обсязі, необхідному для володіння математичним апаратом відповідної галузі знань, здатність використовувати математичні методи в обраній професії (КІ.01);
- здатність до пошуку, опрацювання та узагальнення професійної, науково-технічної інформації (КІ.06);
- базові знання в галузі, необхідні для освоєння загально-професійних дисциплін (КІ.09);

- базові знання фундаментальних розділів математики в обсязі, необхідному для володіння математичним апаратом відповідної галузі знань, здатність використовувати математичні методи в обраній професії (КЗН. 01);
- здатність опановувати новітні науково-технічні досягнення в області метеорології (КЗН. 07);
- базові знання в галузі, необхідні для освоєння загально-професійних дисциплін (КЗН. 09);
- знання визначення рівня небезпеки надзвичайних ситуацій і заходів їх застереження (КЗП. 05);
- інтерпретувати та надавати результати досліджень (КЗП. 09);
- здатність аналізувати, синтезувати і критично резюмувати інформацію (КЗП. 10);
- вміння розпізнавати основні стадії розвитку мезометеорологічних атмосферних процесів і атмосферні явища, що виникають в процесі їх розвитку (КСП. 07);
- уміння користуватися сучасними синоптичними та гідродинамічними методами прогнозування мезометеорологічних погодних явищ (КСП.08).

В дисципліні «*Мезометеорологія та наукастинг*» викладаються основні питання, що стосуються формування систем конвективної мезомасштабної циркуляції, виникненню мезомасштабних збурень на фоні циклонічної циркуляції та під впливом складної орографії і термічно-неоднорідної підстильної поверхні, а також їх математичного описання та застосування різноманітних видів метеорологічної інформації (спостереження та результати математичного моделювання). В практичній частині навчального курсу особлива увага приділяється технології наукастингу, яка дозволяє складати над короткострокові прогнози погоди з використанням комплексу сучасної метеорологічної інформації, що розповсюджується у відкритому доступі мережею Інтернет.

1 МЕЗОМАСШТАБНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

Мезомасштабними процесами в атмосфері називають такі процеси, горизонтальний масштаб яких знаходиться в приблизному інтервалі 10-1000 км [1]. До цих процесів належать бризи, фени, бору, гірничо-долинні циркуляції, лінії шквалів, мезоциклони, мезомасштабні конвективні комплекси (МКК), конвективні осередки і ряд інших явищ.

Частина цих явищ (лінії шквалів, МКК, мезоциклони) представляють серйозну небезпеку для господарської інфраструктури і нерідко викликають людські жертви. Зокрема, в мезоциклонах, які розвиваються переважно над акваторіями океанів, часто спостерігаються ураганний вітер і зливи, які, при виході мезоциклону на узбережжя, завдають істотного економічного збитку. З мезомасштабними конвективними комплексами, які виникають зазвичай влітку, можуть пов'язуватись зародження торнадо з усіма сумними наслідками.

Мезомасштабні циркуляції атмосфери спричиняються двома видами неоднорідності підстильної поверхні.

Перший вид неоднорідності - це орографічна неоднорідність (рельєф). Орографічною неоднорідністю зумовлені зокрема схилові і гірсько-долинні вітри, фени (в т.ч. знаменита бора), підвітряні вихрові ланцюжки (Кармана) і підвітряні ротори.

Другий вид – це неоднорідності підстильної поверхні - термічна неоднорідність. Термічна неоднорідність зумовлена відмінністю радіаційних (альбедо), теплофізичних (коефіцієнт теплопровідності, теплоємність) і аеродинамічних (шорсткість) характеристик між контрастними типами підстильної поверхні. Ці відмінності зумовлюють різну швидкість нагрівання і охолоджування цих поверхонь в добовому ході, і, як наслідок, різну добову амплітуду температури поверхні. Різниця температури між сусідніми ділянками поверхні викликає неоднорідний нагрів нижній тропосфери, який ініціює розвиток мезомасштабних циркуляцій.

Класичним прикладом мезомасштабної циркуляції, що розвивається над термічно неоднорідною підстильною поверхнею, є бризова циркуляція (або просто бриз). Як відомо, бриз виникає на межі поділу «суша - море», а також уздовж берегової лінії великих внутрішніх водойм і річок. Серед інших циркуляцій, спричинених термічною неоднорідністю, виділяють «міський бриз», пов'язаний з міським «островом тепла», а також циркуляцію на кордоні «ліс - поле».

Відомо, що всі мезомасшабні збурення в атмосфері можна поділити за їх горизонтальною протяжністю на три класи (шкала Орланскі, 1975):

Таблиця 1.1 – Класи мезомасштабних збурень

Горизонтальний розмір збурень, км	Клас
200…2000	Мезо-α
20…200	Мезо-β
2…20	Мезо-γ

Через порівняно молодий вік мезометеорології на цей час не встановлена загальноприйнята класифікація масштабів, однак найбільш визнаною є шкала Орланскі (1975), представлена на **рис. 1.1** разом зі шкалою Фуджита (1981).

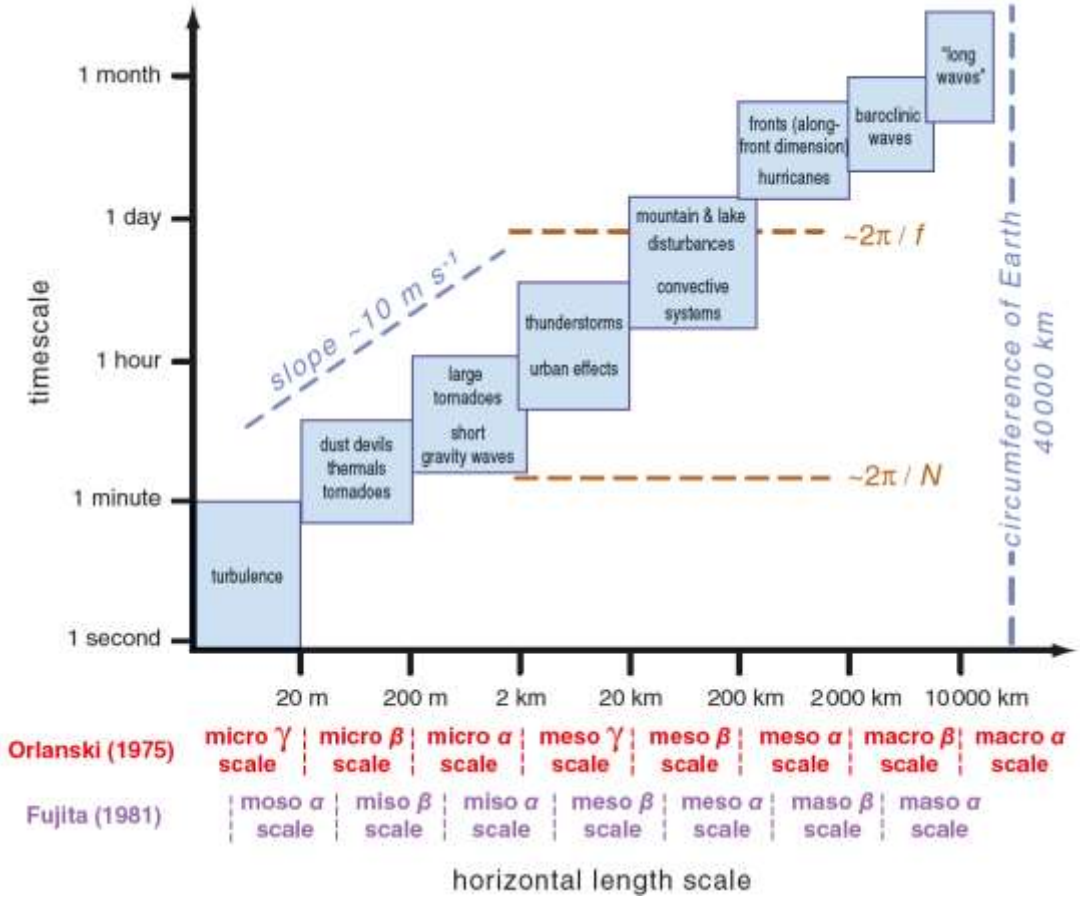


Рис. 1.1. Шкала масштабів атмосферних процесів згідно Орланські (1975) та Фуджита (1981).

Динамічне визначення мезомасштабу. Попереднє визначення мезомасштабних процесів ґрунтується лише на даних спостережень та э виключно феноменологічним, тобто не враховує генетичні відмінності мезопроцесів від атмосферних рухів інших масштабів. Динамічне

визначення мезомасштабу базується на співвіднесенні основних сил, що діють в атмосфері.

Розглянемо перше рівняння руху для стаціонарного потоку не враховуючи сил в'язкості:

$$u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}+lv \qquad (1.1)$$

За умовами геострофічного вітру лівою частиною можна знехтувати. Адвективні складові лівої частини (1.1) мають порядок U^2/L, де U – характерна горизонтальна швидкість, а L – горизонтальний масштаб явища. Будемо вважати, що адвективні складові малі за умовою

$$\frac{U^2}{L}\Big/_{lU} < \alpha \ll 1$$

де α - деяке додатне число. Далі через цю умову маємо:

$$L > \frac{U}{l\alpha} \qquad (1.2)$$

Підставляючи типові для атмосфери значення U=10 м/с, $L = 10^{-4}$ с$^{-1}$, а також враховуючи α = 0,1, отримуємо $L > 10^{-3}$ км, тобто геострофічний баланс може з достатньою точністю виконуватися лише для атмосферних рухів з горизонтальним масштабом більше 1000 км. Для атмосферних рухів горизонтальний масштаб яких не перевищує 1000 км геострофічний баланс істотно порушується, тобто рухи будуть агеострофічними.

Розглянемо зараз третє рівняння руху для стаціонарного потоку не враховуючи сил в'язкості:

$$u\frac{\partial w}{\partial x}+v\frac{\partial w}{\partial y}+w\frac{\partial w}{\partial z}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}-g \qquad (1.3)$$

Знайдемо умову, коли буде виконуватися рівняння гідростатики. Адвективні складові у цьому випадку матимуть порядок U^2H/L^2, де Н – вертикальний масштаб, а умова гідростатики буде виконане при

$$\frac{U^2H}{L^2g} < \alpha \ll 1 \qquad (1.4)$$

При підстановці вказаних вище горизонтальних масштабів, також при Н=10 км, отримаємо L > 1 км.

Отже, атмосферні процеси можна вважати гідростатичними, якщо ї горизонтальний масштаб перевищує 1 км.

Атмосферні рухи з горизонтальним масштабом менше 1 км, які традиційно відносять до турбулентності, є агеострофічними та негідростатичними. Процеси синоптичного та планетарного масштабу ($L > 1000$ км), навпаки, геострофічні та гідростатичні. У проміжку між вказаними масштабами ($L = 1\text{-}1000$ км) знаходяться агеострофічні та гідростатичні процеси, які за динамічним визначенням є мезомасштабними (Pielke, 2002). Крім того, гідростатичне наближення прийнятне не для всіх мезопроцесів: зі зменшенням горизонтального масштабу процесу зростає роль вертикальних рухів у ньому, тому э доцільним при його вивченні використовувати третє рівняння у повному вигляді, особливо це стосується купчастих хмар.

Таблиця 1.2 – Динамічне визначення атмосферних процесів

Клас атмосферних процесів	Геострофічний баланс	Гідростатичний баланс
Макропроцеси	+	+
Мезопроцеси	-	±
Мікропроцеси	-	-

При аналізі теоретичних моделй та результатів чисельного або лабораторного моделювання часто використовують ***критерії подібності***. Більшість цих критеріїв розроблена у гідромеханіці та далі використана у метеорологічних задачах.

У якості розмірного параметру важливу роль грають частоти, які характеризують інерційні та гравітаційні коливання Землі. Інерційні коливання характеризує *параметр Коріоліса*:

$$l = 2\omega \sin\varphi \qquad (1.5)$$

де ω - кутова швидкість обертання Землі ($\omega = 7{,}29\ 10^{-5}\ c^{-1}$).

Гравітаційні коливання – *частота Брента-Вяйсяля* (частота плавучості), яка визначається величиною вертикального градієнта потенціальної температури.

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\theta}\frac{d\theta}{dz}} \qquad (1.6)$$

Цей параметр характеризує стратифікацію повітряної маси, тобто вказує на стійкість атмосфери:

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta}{T}(\gamma_{\text{a}} - \gamma) \qquad (1.7)$$

Якщо $\gamma_a < \gamma$, то градієнт потенціальної температури від'ємний, якщо $\gamma_a > \gamma$, то додатний. Як видно з (1.6) та (1.7), дійсні значення частоти N можливі лише за умовою $\gamma_a > \gamma$. Отже, гравітаційні коливання можливі лише при стійкої стратифікації.

У задачах обтікання гірських перешкод повітряним потоком слід використовувати *масштаб Ліра* у вигляді довжини хвилі, яку утворює траєкторія частинки повітря, що здійснює вертикальні коливання з частотою N та одночасно горизонтально пересувається зі швидкістю U:

$$\lambda_c = 2\pi U/N \qquad (1.8)$$

У динаміці дозвукових потоків основні критерії подібності – число Рейнольдса (Re), Число Фруда (Fr) та число Струхаля (St).

Число Рейнольдса визначається за формулою

$$Re = \frac{UL}{v_m}, \qquad (1.9)$$

де L – характерний лінійний масштаб течії, v_m – кінематична в'язкість рідини (газу). Часто використовують такі формулювання числа Re:

$$Re = \frac{\Delta UL}{v_m} \quad \text{або} \quad Re = \frac{\partial U}{\partial z}\frac{L^2}{v_m} \qquad (1.10)$$

де ΔU – різниця швидкості потоку на межах області дослідження, $\partial U/\partial z$ – градієнт швидкості у шарі рідини (газу). Найчастіше число Re використовують для вивчення закономірностей руху рідини та газів за відсутністю обертання.

У рідині, що обертається (а саме атмосфера – це «шар рідини, що розлитий по поверхні Землі»), як критерій часто використовують *число Тейлора* – співвідношення між силою інерції та силою тертя.

$$Ta = \frac{2\omega L^2}{v_m} \qquad (1.11)$$

Модифікацією числа Тейлора, яка враховує геофізичну специфіку, є *число Екмана*, що часто використовують у метеорології:

$$E = \frac{v_m}{lH^2} \qquad (1.12)$$

де l – параметр Коріолиса, H – глибина шару. Як видно з (1.12) цей критерій разом з числом Тейлора характеризує відношення сил тертя до сил інерції.

Число Фруда визначає співвідношення сил інерції та тяжіння та використовується частіше при вивченні обтікання рідиною різни перешкод:

$$Fr = \frac{U^2}{gL}, \tag{1.13}$$

де U – швидкість незбуреного потоку, L – масштаб перешкоди (висота верхній межі рідини, висота перепони та ін.). Існують різні модифікації числа Фруда в залежності від завдань досліджень. Якщо (1.13) описує випадок нейтрально стратифікованої рідини, то для загального випадку не байдуже стратифікованої рідини цей критерій подібності прийме вигляд:

$$Fr = \frac{U^2}{sgL} \tag{1.14}$$

де $s = \Delta\theta \cdot \theta_0^{-1}$ – параметр стратифікації, що характеризує стійкість рідини або газу. Якщо він містить вертикальний градієнт температури, то число Фруда прийме такий вигляд:

$$Fr = \frac{U^2}{gL^2\theta_0^{-1}\partial\theta/_{\partial z}} \tag{1.15}$$

Також часто використовують *внутрішнє число Фруда*:

$$Fi = \sqrt{Fr} = \frac{U}{L\sqrt{g\theta_0^{-1}\partial\theta/_{\partial z}}} = \frac{1}{2\pi}\frac{\lambda_c}{L} \tag{1.16}$$

Критерій подібності, що формально характеризує відношення масштабу довжини до адвентивного масштабу довжини, зветься *число Струхаля* та використовується для характеристики несталого руху рідини:

$$St = \frac{L}{UT}, \tag{1.17}$$

де T – деякій інтервал часу, а добуток UT – адвективний масштаб. Для періодичних рухів рідини у якості T використовують період.

З основних безрозмірних чисел (1.9)-(1.17) можна скласти ряд похідних критеріїв подібності. Наприклад, в метеорології часто використовують число Росбі (Кібеля), яке є іншою версією числа Струхаля з заміною періоду T на частоту (кутову швидкість):

$$Ro = \frac{U}{2\omega L} \tag{1.18}$$

Число Росбі характеризує відношення сил інерції, які представлені у рівняннях руху адвективними складовими, до сили Коріоліса.

Основними критеріями подібності у задачах переносу тепла у режимі вільної конвекції є *числа Нуссельта* (Nu), *Грасгофа* (Gr) та *Прандтля* (Pr), а при вимушеної конвекції – числа Nu, Re та Pr.

Число Нуссельта для розраховується за такими формулами:

Для рідини $$Nu = \frac{QL}{k\Delta T} \quad (1.19)$$

Для газів $$Nu = \frac{QL}{k\Delta\theta}, \quad (1.20)$$

де Q – потік тепла, який чисельно дорівнює кількості теплоти, що передається скрізь одиницю площі за одиницю часу, ΔT- різниця температури між межами шару дослідження (для газів – різниця потенціальної температури - $\Delta\theta$), k- коефіцієнт теплопровідності. Число Нуссельта характеризує відношення між повним потоком тепла (сумою конвективного та турбулентного потоків) та турбулентним потоком тепла. Для стратифікованого горизонтального шару газу товщиною H цей критерій можна записати у вигляді:

$$Nu = \frac{-k\,{}^{\partial\overline{\theta}}/_{\partial z}}{-k\Delta\overline{\theta}/H} + \frac{\overline{w'\theta'} - k\,{}^{\partial\theta'}/_{\partial z}}{-k\Delta\overline{\theta}/H}. \quad (1.21)$$

де k- коефіцієнт температуропровідності, $\overline{\theta}$ - потенціальна температура газу у стані покою (тобто без конвективних рухів), $\overline{w'}$ та $\overline{\theta'}$ - осереднені по горизонталі пульсації вертикальної швидкості та температури, які виникають через конвективні рухи. Друга складова (1.21) враховує внесок конвективних рухів у загальний потік тепла.

У випадку лінійно стратифікованої рідини градієнт ${}^{\partial\overline{\theta}}/_{\partial z}$ на кожному рівні дорівнює середньому градієнту у шарі $\Delta\overline{\theta}/H$, тому число Нуссельта прийматиме такий вигляд:

$$Nu = 1 + \frac{\overline{w'\theta'} - k\,{}^{\partial\theta'}/_{\partial z}}{-k\Delta\overline{\theta}/H} \quad (1.22)$$

В цьому випадку за відсутністю конвекції Nu=1. Число Нуссельта показує, у скільки разів посилюється теплообмін між двома горизонтальними межами при розвитку конвекції. Аналогічно Nu можна записати у випадку двох горизонтально розташованих меж, між якими є перепад температури.

Для горизонтального шару товщиною H число Грасгофа, яке характеризує відношення сил плавучості (що виникають через перепад густини) до сил тертя, визначається відношеннями:

для рідини $$Gr = \frac{\alpha g H^3 \Delta T}{v_m^2} \quad (1.23а)$$

для газу $$Gr = \frac{\alpha g H^3 \Delta T}{v_m^2}, \quad (1.23б)$$

де $\alpha = T^{-1}$ – коефіцієнт температурного розширення. Інша форма числа Gr:

$$Gr = \frac{\alpha g H^4 \partial\theta/_{\partial z}}{v_m^2} \quad (1.24)$$

Число Прандтля характеризує фізичні властивості рідини. В метеорологічних задачах він використовується як «турбулентний» аналог, який містить коефіцієнт в'язкості та температуропровідності:

$$Pr = \frac{v_m}{k} \quad (1.25)$$

В зарубіжної літературі «турбулентний» аналог Pr часто називають *числом Шмідта*.

Числа Грасгофа та Прандтля формують *число Релея* (Ra), яке часто використовують при вивченні природної конвекції:

$$Ra = Gr \cdot Pr = \frac{\alpha g H^3 \Delta\theta}{k v_m} \quad (1.26)$$

При рішенні конкретних метеорологічних задач перелічені раніше критерії подібності можуть утворювати інші критерії. Наприклад, *число Ричардсона,* що характеризує відношення сил плавучості та інерції:

$$Ri = Gr \cdot (Re)^{-2} = \alpha g \Delta\theta H U^{-2} \quad (1.27)$$

або при градієнтному запису чисел Re і Gr:

$$Ri = \frac{\alpha g \partial\theta/_{\partial z}}{\left(\partial U/_{\partial z}\right)^2} \quad (1.28)$$

Відношення аспекту – відношення горизонтального розміру циркуляційної системи до її вертикального розміру:

$$A = \frac{L}{H} \quad (1.29)$$

Іноді *відношенням аспекту* називають зворотну величину A^{-1}. Відношення аспекту важливо при обранні системи рівнянь для рішення задач та для дослідження течій, що виникають при втраті стійкості потоку.

При теоретичному та експериментальному вивченні стійкості руху рідини перехід від однією форми до іншій фіксується значеннями деяких безрозмірних чисел, які вважають *критичними*. Наприклад, значення числа Рейнольдса, при якому ламінарний потік змінюється турбулентним буде критичним числом Рейнольдса ($Re_{кр}$), а число Релея, при якому в горизонтальному шарі рідини виникне конвекція - критичне число Релея ($Ra_{кр}$). В першому випадку сили тертя при зростанні сил інерції не можуть підтримувати динамічну рівновагу ламінарного потоку, тому вона змінюється новою формою рівновазі, при якій структура течій буде залежати від часу. В другому випадку при зростанні сил плавучості сили тертя не можуть утримувати систему у стані покою, тому відбувається перехід к стану динамічної рівноваги, коли баланс сил здійснюється за рахунок появи сил інерції конвективних течій.

Система рівнянь мезометеорології. Через відносно малий горизонтальний масштаб мезомасштабних циркуляцій, як правило, сферичність Землі істотно не впливає на їх розвиток, тому у задача мезометеорології найчастіше використовують декартову прямокутну систему координат. В якості вертикальної координати використовується геометрична висота, атмосферний тиск або одна з координат, що пов'язана з тиском (сігма-, ета- координати) у залежності від зручності рішення задачі.

Найбільш повною системою рівнянь є «пружна» система, яка для випадку сухої атмосфери записується у такому вигляді:

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\vec{V}\cdot\nabla\vec{V} - \nabla p - g\vec{k} - 2\vec{\Omega}\times\vec{V} + \vec{F}\\
&\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla\left(\rho\vec{V}\right) = 0\\
&\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{V}\nabla\theta + Q\\
&p = \rho R_d T\ ,
\end{aligned} \tag{1.30}$$

де $\vec{V}$ – вектор швидкості, p – атмосферний тиск, ρ – густина повітря, θ – потенціальна температура, $\vec{k}$ – одиничний вектор, що спрямований вдовж вісі z, g – прискорення сили тяжіння, $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z}\right)$ – оператор градієнта, $\vec{F}$ – прискорення суми сил, що не включені до правої частини рівнянь руху, Q – джерело тепла.

Ці рівняння являють собою закони збереження імпульсу (II закон Ньютона), маси та енергії, відповідно. Останнє рівняння – рівняння стану ідеального газу.

Рівняння руху можна представити як три рівняння для компонентів швидкості:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} &= -u\frac{\partial u}{\partial x}\cdot -v\frac{\partial u}{\partial y} - w\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + lv + F_x \\
\frac{\partial v}{\partial t} &= -u\frac{\partial v}{\partial x}\cdot -v\frac{\partial v}{\partial y} - w\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} - lv + F_y \\
\frac{\partial w}{\partial t} &= -u\frac{\partial w}{\partial x}\cdot -v\frac{\partial w}{\partial y} - w\frac{\partial w}{\partial z} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z,
\end{aligned} \tag{1.32}$$

де u, v і w – зональна, меридіональна та вертикальна складові швидкості, відповідно, F_x, F_y, F_z – проекції сили на осі координат. Основна особливість цієї системи – у рівнянні збереження маси враховує стисливість рідини або газу, тому вона має назву – *пружна*. В такому вигляді її можна використовувати для задач мезометеорології, її недолік – складність. На практиці при рішенні таких систем обираються алгоритми, які частково фільтрують акустичні хвилі.

Спрощення Буссінеска. Вказана система (1.31) містить ряд нелінійних складових, які можна спростити (зробити лінійними) без втрати її фізичного змісту. Саме з цього складається спрощення Буссінеска, відповідно якому термодинамічні змінні можна представити у вигляді:

$$f(x,y,z,t) = \overline{f}(z) + f'(x,y,z,t) \tag{1.33}$$

де $\overline{f}$ – фоновий стан, що завданий апріорі, f' - відхилення змінної від фонового стану, причому вважається, що $f'/\overline{f} \ll 1$.

Застосування цього спрощення до (1.31) означає, що:

$$\rho' \ll \overline{\rho}, p' \ll \overline{p}, T' \ll \overline{T}, \theta' \ll \overline{\theta} \tag{1.34}$$

Фізичний сенс спрощення Буссінеска – пульсації густини (температури) враховуються лише у першої складової, яка описує силу плавучості.

1.1 Системи мілкої конвекції.

1.1.1 Загальна характеристика мезомасштабних систем мілкої конвекції

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, які можуть створювати такі структури:

- квазідвовимірні валикові структури;
- тривимірні коміркові циркуляції.

На відміну від мілкої, глибока конвекція розвивається в шарах великої вертикальної протяжності, іноді охоплюючи всю тропосферу і нижні шари стратосфери (проникаюча конвекція).

Системи мілкої конвекції розвиваються в нижній частині тропосфери. Вони представлені хмарами: купчастими (Cu), потужно-купчастими (Cu conq) і складаються з дрібномасштабних конвективних осередків круглої або квазігексагональной форми або хмарних гряд.

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. Всередині кільця ясно або малохмарно.

Закритий осередок – це система конвективних течій гексагональної форми з висхідними рухами повітря в центрі та низхідними на периферії. В полі хмарності закриті конвективні осередки являють собою хмарні утворення квазігексагональної форми всередині 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 м/с і не перевищує 10 м/с, для закритих – 5 м/с.

Пасма (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 вологи. Найбільш часто пасма зустрічаються в тилових частинах циклонів та в перехідній зоні між циклоном і антициклоном.

На відміну від осередків, для формування пасом хмарності необхідне підвищення швидкості вітру як біля поверхні Землі, так і на висотах. Осередки починають перебудовуватися на пасма при швидкості вітру від 10 м/с і більшій поблизу поверхні Землі і 15-20 м/с на висотах 1-2 км.

Вертикальний профіль вітру звичайно струменеподібний, тобто швидкість вітру швидко зростає від поверхні Землі до верхньої межі конвективного шару, а потім убуває.

1.1.2 Фізичний механізм утворення та розвитку мезомасштабних систем мілкої конвекції

За своїєю природою мілка конвекція в атмосфері відноситься до вільної конвекції Бенара-Релея. В найпростішій формі її механізм можна представити таким чином. Будемо розглядати рідину, обмежену знизу і зверху поверхнями з визначеною різницею температур ΔT. При збільшенні різниці температур зростає і сила плавучості, але до визначеного моменту сили в'язкості утримують рідину в спокої. При досягненні деякої критичної для даної рідини різниці температур ΔT система втрачає стійкість, і в ній реалізовуються конвективні рухи. Відбувається перехід до нового стану – стану динамічної рівноваги сил в'язкості, інерції і баричного градієнта.

Співвідношення між силами в'язкості і плавучості характеризується числом Релея – Ra

$$Ra = \frac{\alpha g L^3 \Delta T}{\nu \kappa} \qquad (1.35)$$

де, α=1/T – коефіцієнт температурного розширення газу чи рідини;

g – прискорення вільного падіння;

L – лінійний розмір рідини, що розглядається;

ν – кінематичний коефіцієнт молекулярної в'язкості;

κ – коефіцієнт молекулярної теплопровідності.

Таким чином, при збільшенні числа Релея (Ra) і досягненні деякого критичного значення ($Ra_{кр}$) в рідині чи газі з'являються конвективні рухи, пов'язані із втратою статичної стійкості. Просторові розміри (довжина хвилі) таких рухів в рамках класичної лінійної стаціонарної задачі визначається геометрією розрахункової області.

Лінійна теорія, однак, не передбачає форми конвективних течій, що виникають, і їх поведінку в надкритичному режимі ($Ra>Ra_{кр}$). За допомогою чисельних і натурних експериментів було визначено, що в надкритичному режимі можна виділити три стани конвективних течій. Перший режим спостерігається зразу при надкритичних значеннях числа Релея, тобто при $Ra>Ra_{кр}$ – в цьому випадку конвекція набуває вигляду двовимірних стаціонарних валиків. В міру збільшення числа Релея і досягнення деякого значення $Ra=Ra_{кр}$ форма критичних утворень змінюється - стаціонарні двовимірні валики змінюються стаціонарними системами течій, які можна для простоти назвати «шахові», оскільки в них спостерігається повна симетрія між висхідними і низхідними потоками. В третьому режимі при подальшому збільшенні числа Релея і досягненні деякого $Ra=Ra_{кр}$ конвективні рухи стають періодичними, але залишаються одно модальними (тобто однієї довжини хвилі). При $Ra>10^5$ з'являються конвективні утворення різних просторових розмірів з визначеного спектра.

Пояснити фізичний механізм появи таких структур можна таким чином:

1. система передбачається стаціонарною ($\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t}=0$), тобто джерела тепла і великомасштабні рухи відсутні;
2. граничні умови є повністю симетричні.

Рівняння припливу тепла для фонового стану за умови горизонтальної однорідності поля температури можна представити у вигляді:

$$\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t}=-\frac{\partial}{\partial z}\left(\kappa\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z}\right)+\varepsilon \qquad (1.36)$$

де ε – неадіабатичні надходження тепла, $\frac{d}{dt}=\frac{\partial}{\partial t}+\bar{w}\frac{\partial}{\partial z}$. Риска зверху означає, як і раніше, фонове (незбурене конвекцією) значення змінної.

При введених вище обмеженнях (k=const, $\partial\bar{\theta}/\partial z=0,\ \bar{w}=0$ і ε=0)

із (1.35) випливає, що $d\bar{\theta}/dt=0$ і як наслідок =const.

Таким чином, в незбуреному стані дифузний потік тепла залишається постійним в усьому шарі. При реалізації конвекції і виході її на усталений режим система течій, що утворилась, забезпечує

пропорціональність повних токів тепла (конвективних і дифузних). Цей коефіцієнт пропорційності називається числом Нуссельта

$$Nu = 1 + \frac{\overline{w'\theta'} - \kappa \partial\bar{\theta}/\partial z}{-\kappa \partial\bar{\theta}/\partial z} \qquad (1.4)$$

Тут штрихами вказані конвективні пульсації. У випадку стаціонарного фону із умови (1.3) і симетричності граничних умов витікає, що Nu=const в усьому шарі. Постійність сумарних потоків по вертикалі може підтримуватись тільки симетричною відносно середини шару системою течій, а симетрія по вертикалі породжує симетрію в горизонтальній площині. Така система рухів може реалізуватися і в атмосфері при наявності стаціонарного фону.

Більш типовими для атмосфери є умови, коли фон в термічному відношенні є нестаціонарним (за рахунок адвекції або джерел тепла), тобто $\partial\bar{\theta}/\partial t \neq 0$. В цьому випадку при k=const, $\bar{w} = 0$ і ε=0 рівняння (1.36) набуває вигляду

$$\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t} = -\kappa \frac{\partial}{} \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t} = -\kappa \frac{\partial^2\bar{\theta}}{\partial z^2} \ . \qquad (137)$$

Умова ($\partial^2\bar{\theta}/\partial z^2$)>0 відповідає застиганню шару з часом, а умова ($\partial^2\bar{\theta}/\partial z^2$)<0 – його нагріванню.

При нагріванні шару в незбуреному стані дифузний потік тепла $\kappa \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z}$ зменшується з висотою, а при охолодженні – зростає з висотою. Якщо в шарі повітря з такою нелінійною стратифікацією досягаються надкритичні значення числа Релея, то реалізовується режим конвекції , який забезпечує пропорційність загальних потоків тепла (конвективних і дифузних) дифузним потокам в незбуреному стані. Таким чином, сумарні потоки тепла перестають бути постійними по висоті (на відміну від стаціонарного випадку) і, як наслідок, конвективні рухи втрачають симетрію відносно середини конвективного шару викликаючи асиметрію течій по горизонталі. Ця асиметрія проявляється як в різній інтенсивності висхідних і низхідних течій, так і в геометрії виникаючих рухів.

В атмосфері окрім перемінності дифузійних потоків тепла по вертикалі можуть бути й інші джерела асиметрії. Виходячи із аналізу рівняння (1.35), причинами термічної не стаціонарності можуть бути: внутрішні джерела тепла за рахунок фазових переходів вологи, поглинання (випромінювання) радіації, а також крупно масштабні рухи в горизонтальній і вертикальній площинах (процеси адвекції).

Варто відзначити знову ж таки вплив фазових переходів вологи і крупномасштабні процеси перенесення. Так, при включенні процесів конденсації і випаровування конвективні рухи стають суттєво

тривимірними навіть при слабкій нестійкості. Тому в атмосфері при утворенні хмарності конвективні рухи практично завжди тривимірні.

Правильна шестикутна структура мезомасштабних конвективних рухів може існувати лише при слабкому крупно масштабному переносі. В тих випадках, коли конвекція розвивається на фоні добре вираженого крупно масштабного потоку, тривимірна структура конвективних течій суттєво змінюється – конвективні структури витягуються уздовж вектора зсуву вітру – пасма конвективної хмарності орієнтуються вздовж вектора вітру в конвективному шарі, а конвективні комірки трансформуються в хмарні ланцюжки, що орієнтуються за напрямками ведучого потоку (рис. 1.2).

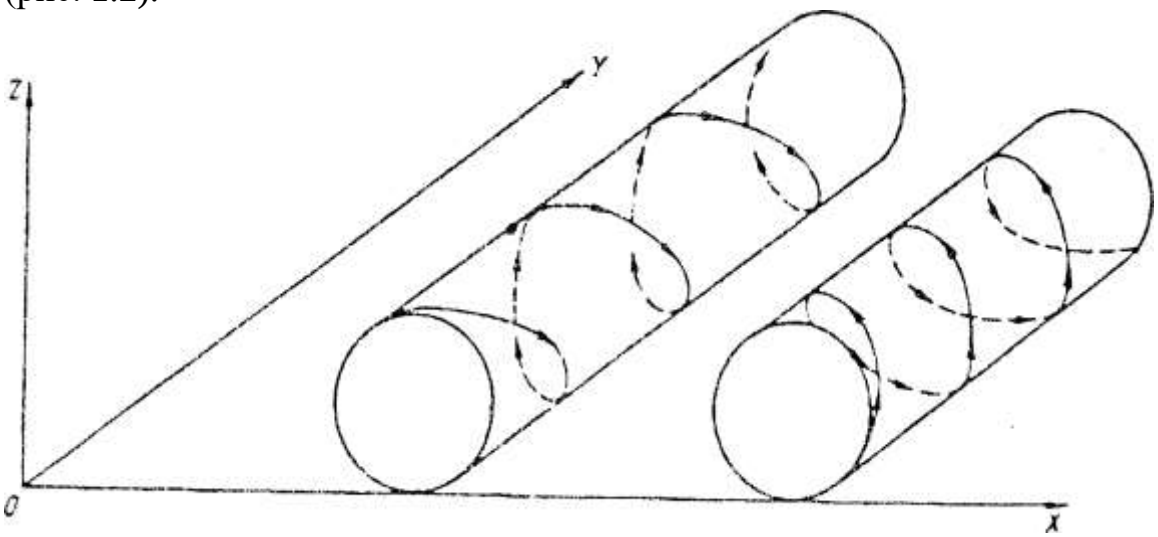


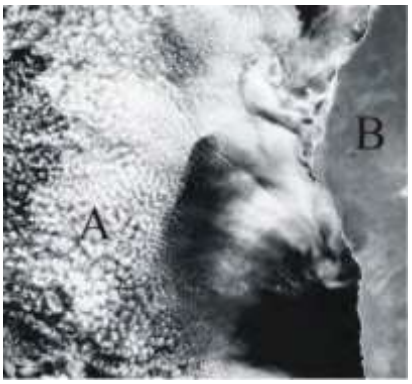
Рис. 1.2. Схема течій, які утворюють пасма конвективних хмар. Суцільними і пунктирними кривими зі стрілками вказані лінії струму в сусідніх вихорах з горизонтальними осями.

1.1.3 Методи аналізу та прогнозу мезомасштабних систем мілкої конвекції.

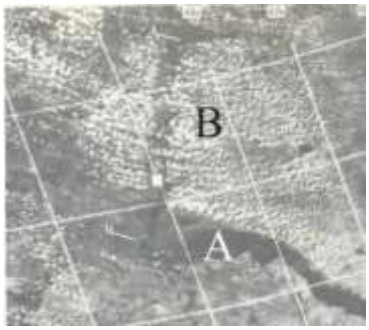
Головний засіб для аналізу систем мілкої конвекції є супутникові зображення, які дозволяють чітко ідентифікувати ці системи за хмарною структурою.

Оскільки регулярні мезомасштабні системи мілкої конвекції спостерігаються найчастіше над однорідною поверхнею океану, де порівняно рідкісна мережа інструментальних вимірювань, дані про мезомасштабну структурі хмарного покриву можна використовувати, перш за все, для уточнення аналізу погоди. Основним засобом аналізу систем мілкої конвекції в атмосфері є зображення із супутників, на яких ці мезомасштабні об’єкти добре ідентифікуються за структурою хмарного покриву.

Тип конвективних осередків може служити досить надійним індикатором повітряних мас. Тобто, можна відзначити, що поля **відкритих осередків** в цілому характеризують холодні повітряні маси, які поширюються над підстильною теплою поверхнею. Тому за розповсюдженням полів відкритих осередків можна судити про проникнення мас холодного повітря.



Навпаки, **закриті конвективні осередки** характеризують області поширення теплого повітря над холодною підстильною поверхнею, коли конвективна нестійкість виникає не внаслідок нагрівання шару повітря знизу, а внаслідок його охолодження зверху. Таке охолодження відбувається в основному за рахунок радіаційного випромінювання з верхньої межі шаруватих хмар або внаслідок випаровування хмарних крапель на верхній межі цих хмар.



Хмарні гряди (вулиці) – система конвективних течій, що утворює смуги висхідних та низхідних потоків повітря, розмір яких в одному напрямку набагато більше, ніж в іншому. В полі хмарності така система течій має вигляд паралельних гряд окремних або об’єднаних конвективних хмар. Хмарні гряди формуються в області висхідних рухів повітря та відокремлюються одне від одного безхмарним простором. Такі гряди часто утворюються на океанами та над рівнинними частинами континентів. Відстань між осями сусідніх гряд - від декількох км до 50 км, але частіше дорівнює 6-15 км. Схема течій, що формує хмарні гряди – рис. 1.2.

Дані про мезомасштабну структуру хмарності можна використовувати і для наближеної оцінки деяких елементів погоди. Так, коли в межах району, зайнятого однорідною мезомасштабною структурою хмарності, є одне або кілька інструментальних вимірювань, доцільно використовувати дані про структуру хмарного покриву для екстраполяції або інтерполяції цих вимірів по всьому цьому району. При цьому, використовується припущення, що в межах області, зайнятої однорідною мезомасштабною структурою хмарності, спостерігається однорідна повітряна маса. При повній відсутності інструментальних вимірювань за даними про кількісну характеристику мезомасштабних хмарних структур (їх розміри, орієнтація, ступінь деформації та інше) можна проводити якісну оцінку таких елементів погоди як швидкість і напрям вітру, вертикальний розподіл температури.

У зв'язку з малим горизонтальним розміром структур мілкої конвекції і порівняно невеликим часом життя окремої комірки (близько однієї години) прогнозування їх на сучасному етапі навряд чи має сенс, тим більше, що з мілкою конвекцією не буває пов'язано небезпечних явищ погоди.

Практично можна говорити, мабуть, лише про прогнозування полів структур дрібної конвекції. Ці поля можуть існувати до трьох днів, і це дозволяє використовувати екстраполяційні методи короткострокового прогнозування їх переміщення та еволюції.

При цьому можна скористатися таким якісним правилом прогнозування їх виникнення - відкриті конвективні осередки і пасма хмар найбільш характерні для вторгнень холодного повітря, що відбуваються в тилових частинах циклонів. Тому за прогностичним полем тиску можна виділити район найбільш вірогідної появи відкритих конвективних осередків в тиловій частині приземного циклону або в районі висотної улоговини на верхніх рівнях. Над теплою поверхнею океану взимку і над нагрітою і рівною поверхнею суші влітку в цих частинах баричного поля ймовірність утворення відкритих конвективних осередків дуже висока.

Закриті конвективні осередки, властиві теплим повітряним масам, спостерігаються найчастіше на західних (теплих) периферіях антициклонів і в передніх частинах висотних гребенів. Тому за прогностичними картами баричного поля можна виділити ті райони їх найбільш вірогідної появи, де очікується слабкий винос теплого повітря на відносно холодну підстильну поверхню.

При утворенні великих відкритих конвективних осередків з діаметром понад 30 км можуть спостерігатися короткочасні штормові умови: проходять короткочасні, але інтенсивні опади, що супроводжуються шквалистим посиленням вітру. З осередками малого розміру можуть пов'язуватись такі несприятливі погодні умови - нижня межа хмар, їх складових, часто розташована на висоті не більшій ніж 200 м. Це необхідно враховувати при метеорологічному обслуговуванні авіації.

1.2 Системи глибокої конвекції.

Системи глибокої конвекції (СГК) розвиваються в шарах великої вертикальної протяжності, тому з ними пов’язані грози, шквали і навіть смерчі. Через значні розміри цих об’єктів на них здійснюють вплив як неоднорідність метеорологічних полів і підстильної поверхні, так і обертання Землі.

Для вивчення систем глибокої конвекції найбільш зручною як з генетичної, так і з морфологічної точки зору є, очевидно, класифікація Меддокса, 1980 (табл. 1.2).

Таблиця 1.2 – Класифікація мезосистем глибокої конвекції Меддокса

Мезомасштабні системи глибокої конвекції			
Системи лінійного типу		Системи симетричного типу	
Лінії шквалів в тропіках і помірних широтах (масштаб мезо-α)	Пасма купчасто-дощових хмар (масштаб мезо-β)	Скупчення купчасто-дощових хмар, мезомасштабні конвектив-ні комплекси (масштаб мезо-α)	Скупчення купчасто-дощових хмар, конвектив-ні осередки (масштаб мезо-β)

1.2.1 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу мезомасштабних ліній шквалів

Шквал - короткочасне місцеве посилення вітру до значень, що набагато перевищують значення градієнтного вітру в цьому районі. Напрямок вітру при шквалі звичайно зазнає різких змін. Тривалість шквалу за спостереженнями в одному пункті, як правило, не перевищує декількох хвилин, хоча може складати і десятки хвилин. Переміщуючись вузькою смугою від декількох сотень метрів до декількох кілометрів (в окремих випадках до 50…70 км), шквал може існувати декілька годин.

Лінії шквалів, лінії нестійкості (ЛНШ) являють собою зону із скупчення купчасто-дощових хмар, розділених безхмарними прошарками. Протяжність ЛНШ може досягати тисячі км, а ширина складає 50-100 км (**рис. 1.3**). Тривалість життя ЛНШ коливається від декількох десятків хвилин до 5-6 год.

Лінія шквалів (ЛШ) є мезомасштабної системою глибокої конвекції масштабу мезо-α.

Лінії нестійкості прогнозують, якщо покажчик C < 0, за наступними вихідними матеріалами:

1. Карти баричної топографії всіх рівнів.
2. Дані радіозондування атмосфери за ранковий строк в декількох пунктах району, що обслуговується.
3. Карта вертикальних рухів.

4. Великомасштабна карта покажчика Γ_e і висот рівня конденсації $h_{конд}$ (в сотнях м).

В кожному пункті зондування розраховують параметр $I = \frac{\Gamma_e}{h_{конд}} 10.$

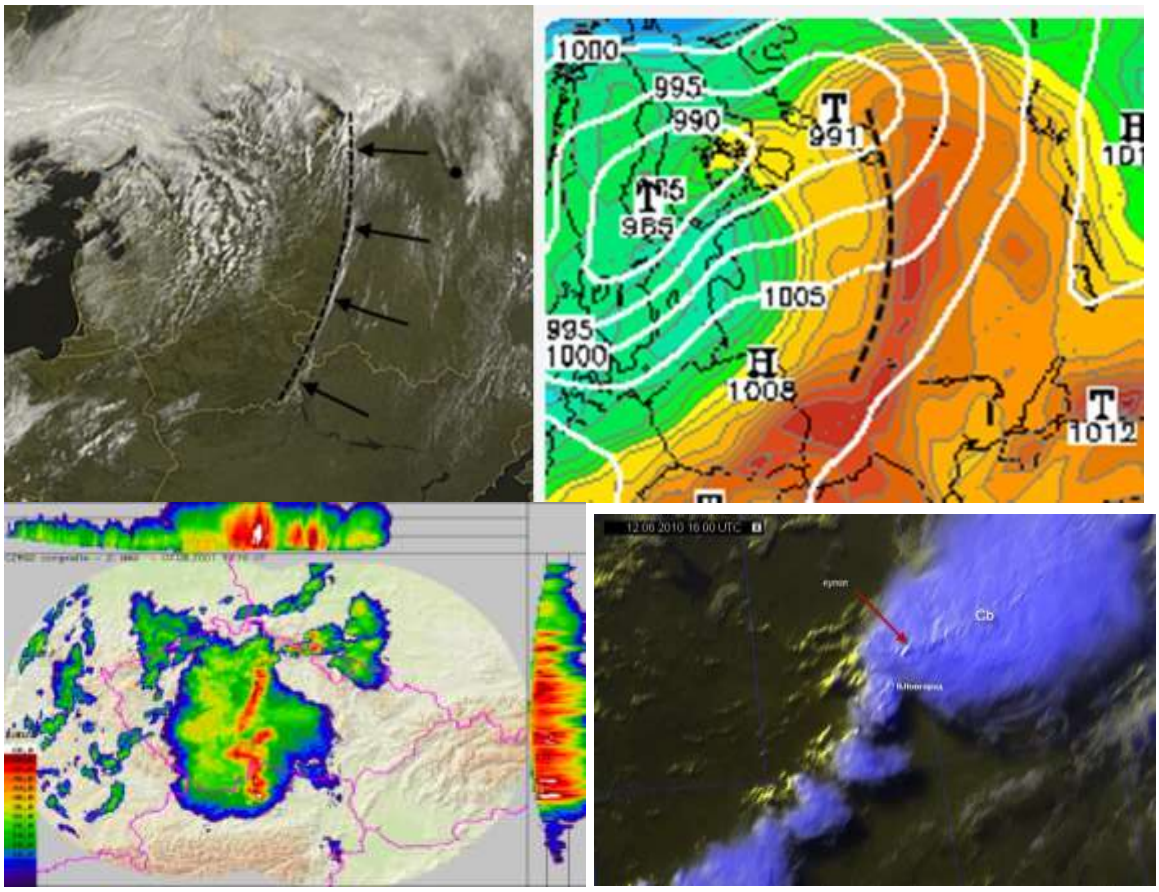


Рис. 1.3. Хмарність та синоптичні умови розвитку лінії шквалів

<u>Для розвитку ЛНШ сприятливі такі умови:</u>

- Адвекція холоду, що збільшується з висотою, на середніх і верхніх рівнях тропосфери; на нижніх рівнях переважна слабка адвекція будь-якого знаку або її відсутність.
- Упорядковані висхідні рухи.
- Зростання температури повітря біля поверхні землі внаслідок інсоляції.
- Конвергенція вітру в граничному шарі і/або орографічний підйом повітря.

Наявність усіх вказаних умов не дає повної гарантії виникнення ЛНШ, а недотримання хоча б одного із них зменшує імовірність їх утворення, але не виключає їх появу, яка зумовлена також наявністю так званого механізму автоконвекції. Останній виявляється в зоні від'ємних значень Γ_e і С та включає в себе вологий гребінь (зона підвищеної вологості) і

джерело сухого повітря. Вологий гребінь повинен розміщуватись від поверхні землі до рівня приблизно 2 км (використовують карту АТ-850) під великим кутом до напрямку вітрового потоку над ним (карта АТ-700). В граничному шарі бажано збереження слабкого вітру.

Джерело сухого повітря, яке зі швидкістю вітру на середньому рівні (АТ-700) переноситься в таке місце, де він може бути охолоджений або опадами зверху (випаровування крапель дощу), або хмарними краплями знизу. При цьому важливо, щоб температура змоченого термометра, якої повинно досягнути повітря внаслідок випаровування крапель, виявилася б нижчою від температури оточуючого вологого повітря. Тоді охолоджене, більш важке повітря, опуститься і примусить тепле вологе повітря конвективно підійматися, що, в свою чергу, призведе до появи великої кількості крапель в сухому повітрі, і воно буде ще більше охолоджуватись. В результаті чого конвекція буде посилюватись і охоплювати сусідні ділянки, тобто встановлюється деяка ланцюгова реакція.

Розрізняють появу первинних і вторинних ліній нестійкості (шквалів). Синоптичні ситуації, типові при появі первинних ЛНШ, представлені в табл. 1.3.

Таблиця 1.3 – Лінії нестійкості (шквалів) за різних синоптичних умов

Синоптична ситуація	Дотримання умов А, Б, В, Г	Додаткові умови	Місцеположення ЛНШ
Перед холодним фронтом	А, Б, В, Г	Немає	Вздовж осі улоговини ізоліній $Г_e$ перед холодним фронтом
Нестійка холодна повітряна маса	А, Б, В, Г	Барична улоговина біля землі і/або на рівні 850 гПа	Вздовж осі улоговини ізоліній параметра *I*
Перед теплим фронтом	Б, В, Г	Немає	Вздовж осі улоговини ізоліній $h_{конд}$
Цетральна частина широкого теплого сектора циклону	Б, В, Г	Немає	Вздовж вузької зони підвищеної вологості в нижньому шарі. Якщо ця зона широка, то утворюється серія ЛНШ

<u>Порядок складання прогнозу ЛНШ.</u>

1. Складається прогноз максимальної температури повітря і точки роси у тих пунктах, із яких отримані дані радіозондування.

2. Для всіх указаних пунктів розраховуються значення C, $h_{конд}$, I, що відповідають максимальним значенням температури і точки роси, та наносяться на великомасштабну карту.

3. За вихідними матеріалами визначається наявність або відсутність указаних вище (А - Г) сприятливих для розвитку ЛНШ умов.

4. Визначається можливість розвитку автоконвекції.

5. Вказується місце появи ЛНШ в залежності від синоптичної ситуації та умов, наведених вище.

Лінії шквалів (нестійкості) переміщуються вздовж ліній току середнього вітру в шарі 700-500 гПа зі швидкістю

$$c = k\left|\overline{V}\right|_7^5,$$

де k коефіцієнт переносу; $\left|\overline{V}\right|_7^5$ - середній модуль швидкості вітру в шарі 700-500 гПа. Спосіб визначення цих величин буде викладений нижче.

При складенні прогнозу слід мати на увазі, що ЛН перед теплим фронтом і в теплому секторі циклону часто утворюються не у вигляді суцільного валу Cb, а у вигляді пасма цих хмар зі значними безхмарними просторами. В результаті іноді при проходженні ЛНШ через об’єкт, що обслуговується, там не буде спостерігатись погіршення погоди, доведеться слідкувати за кожною хмарою окремо. Перед холодним фронтом ЛНШ переміщуються зі швидкістю фронту; іноді складається враження про хаотичність їх переміщення.

За допомогою супутникових і радіолокаційних спостережень можна слідкувати за еволюцією і переміщенням ЛНШ як по всій лінії в цілому, так і окремих хмар.

Шквал є однією з типових проявів інтенсивної конвекції і в залежності від масштабів самої конвекції може охоплювати від кількох сотень квадратних метрів (локальні шквали, пов'язані з окремими купчасто-дощовими хмарами, що розвиваються в однорідній повітряній масі) до зон масштабу мезо-α (шквали, пов'язані з відповідними конвективними системами).

Лінія шквалів (лінія нестійкості) являє собою витягнуту в одному напрямку зону зі скупчення купчасто-дощових хмар. Протяжність лінії шквалів може досягати тисячі кілометрів, а ширина становить 50-100 км. Лінії шквалів утворюються як в помірних широтах, так і в тропіках. У тропіках вони зв'язуються з зонами конвергенції повітряних потоків і найбільш часті в зоні внутрішньотропічної зони конвергенції. У помірних широтах вони спостерігаються найчастіше в теплому секторі циклону на відстані 200-300 км перед холодним фронтом.

Лінії шквалів (ЛШ) неоднорідні за своєю структурою і складаються з окремих лінійних сегментів або скупчень купчасто-дощових хмар

довжиною до 100 км і шириною близько 30 км. Ці елементи ліній шквалів мають тенденцію рухатися зі швидкістю вітру на деякому рівні всередині хмарного шару, в той час як сама лінія шквалів рухається разом з системою холодного фронту циклону. Час життя лінії шквалів може становити більше доби, в той же час життєвий цикл окремих мезомасштабних скупчень, з яких вона складається, не перевищує 5-6 годин.

Хмарна система лінії шквалів складається з двох пов'язаних одна з одної підсистем – конвективної та шаруватої. Перша складається з потужних купчасто-дощових хмар і з нею пов'язані опади зливового характеру, іноді - град. Друга являє собою масив зімкнутих один з одним шарів **Ns**, **As**, **Cs** і зовні схожа на величезну ковадло, витягнуту по вітрі перед конвективного підсистемою. З шаруватої хмарності випадають порівняно однорідні опади облогового характеру. Візуальним передвісником ліній шквалів крім випереджаючого виносу цих ковадл є пилові хмари, що піднімаються поривами вітру.

Форма і, особливо, нахил лінії шквалів у вертикальній площині змінюється в процесі її еволюції. Передня межа нахилена тим крутіше, чим більша бароклиність потоку, тобто стрибок температури між холодним і теплим повітрям. Цей стрибок максимальний в зрілій стадії, тому тут ЛШ нахилена крутіше, ніж в стадіях формування та дисипації. Для зрілих ЛШ характерна наявність своєрідного "язика" холодного повітря на рівні 400-500 м від підстильної поверхні. Нижче цього рівня нахил ЛШ через тертя потоку об підстильну поверхню змінюється на зворотний, і тепле повітря починає підтікати під холодний. Швидкість, з якою у міру переміщення ЛШ виштовхується нагору тепле повітря, іноді може досягати декількох метрів в секунду. Наявність поблизу лінії шквалів широкої зони висхідних рухів і їх великі швидкості можуть привести до утворення тут хмарного "уступу", що передує основному купчасто-дощової хмари. Часто утворюється "передфронтальний" хмарний вал, що складається з потужних конвективних хмар, з яких також можуть випадати зливи.

З лініями шквалів бувають пов'язані сильні поривчасті вітри, інтенсивні опади, грози, град і інші небезпечні явища погоди. При проходженні лінії шквалів через метеорологічну станцію типовим є швидке падіння температури, зростання тиску і різкий поворот вітру. Безпосередньо на лінії шквалу вітер часто різко слабшає і настає "затишшя перед бурею". Першим проявом наближається лінії шквалів є поступове зростання тиску, потім відбувається зміни вітру, температури і, нарешті, опадів.

Традиційно шквали ділять на внутрішньомасові і фронтальні. **Внутрішньомасові шквали** пов'язані з мезомасштабними системами глибокої конвекції та з окремими потужними купчасто-дощовими хмарами, що розвиваються в однорідної повітряної маси в спекотну літню

погоду. **Фронтальні шквали** утворюються на атмосферних фронтах, переважно холодних, поблизу центрів хвильових збурень, що швидко рухаються, або молодих циклонів, що виникають біля точки оклюзії старих мало-градієнтних баричних депресій. Шквали супроводжуються хмарами типу **Cb** з дуже низькою нижньою межею і значно високою вершиною. Чим могутніше конвективна система, тим сильніше шквали.

Шквал є одним із проявів інтенсивної конвекції і має ряд особливостей, що ускладнюють вивчення і прогнозування цих СГЯ. Сильні шквали, як і інші явища погоди, пов'язані з зонами активної конвекції, утворюються в результаті складної взаємодії атмосферних процесів трьох діапазонів рухів:

- системи синоптичного масштабу, які відображаються на синоптичних картах і створюють загальний синоптичний фон, на якому розвиваються конвективні процеси;
- системи мезомасштабу (мезо-α та мезо-ß), які відображаються на знімках ШСЗ і на картах мережі МРЛ;
- окремі потужні купчасто-дощові хмари, які можна описати параметрами радіолуни.

Виникнення вихорів з поздовжньою віссю під **Cb** пов'язано з системою повітряних течій в потужних конвективних хмарах. При випаданні інтенсивних зливових опадів виникають інтенсивні низхідні рухи в нижній частині хмари (**рис. 1.4).**

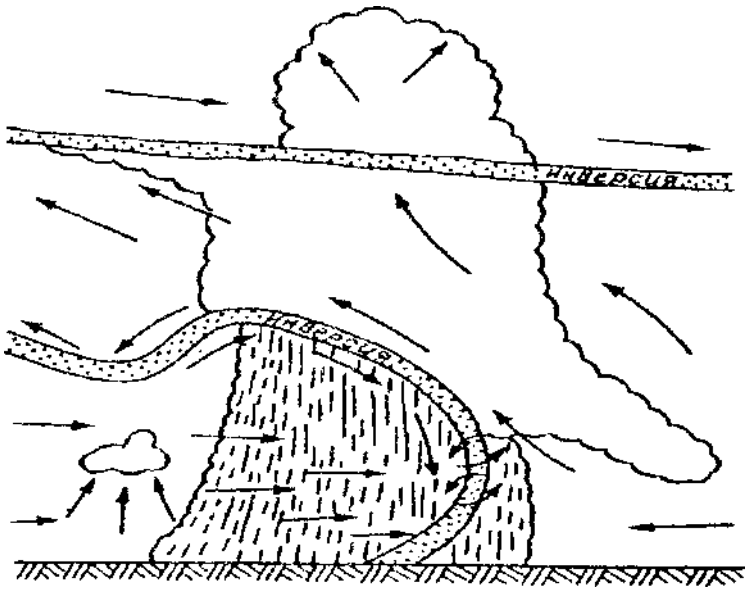


Рис. 1.4. Розподіл повітряних течій в потужній купчасто-дощовій хмарі зі шквалом

У перехідній зоні між цих низхідним потоком і висхідними потоками в передній частині хмари виникають значні градієнти швидкості (і

температури - між низхідним холодним повітрям і висхідним теплим потоком) і, отже, умови для виникнення циркуляції з горизонтальною віссю обертання - вітрового вала, спрямованого в бік руху грозового вогнища.

Умови виникнення і розвитку хмар зі шквалами характеризуються такими параметрами, які визначають ступінь термодинамічної нестійкості атмосфери:

- максимальною температурою і вологістю повітря і поверхні землі;
- масовою часткою вологи і вертикальними градієнтами швидкості і напряму вітру в шарі від підстильної поверхні до рівня 500 гПа;
- перепадом температур в шарі 500-850 гПа - індексом нестійкості U ($t_{500} - t_{850}$);
- градієнтом швидкості вітру в шарі поверхня Землі - рівень 850 гПа;
- характером впорядкованих вертикальних рухів.

Дані метеорологічних і аерологічних спостережень навіть в районах з найбільш густою мережею станцій не забезпечують необхідного просторово-часового дозволу для виявлення сильних шквалів і смерчів і визначення умов їх виникнення. Тому дані ШСЗ і МРЛ є основними джерелами інформації про мезомасштабну структуру хмарності і атмосферних циркуляцій.

Хмарність є індикатором атмосферних процесів, тому для аналізу випадків наявності і відсутності шквалів різної інтенсивності використовують карти хмарності і її параметрів відображаються на знімках з ШСЗ, а також радіолуни на картах МРЛ.

Аналіз хмарності на знімках з ШСЗ в дні з розвитком шквалів різних градацій і їх відсутністю показав наступне. Форма хмарності і її інтенсивність, а також позитивна тенденція розвитку в нічні та передранкові (близько 03 год.) терміни спостережень можуть бути індикаторами енергетичного стану атмосфери, необхідного для розвитку СГЯ.

Сильні шквали відзначаються лише в тих випадках, коли при певних високих значеннях термодинамічних параметрів атмосфери на знімках з ШСЗ і на картах мережі МРЛ виявляються скупчення купчасто-дощової хмарності масштабу мезо-ß та мезо-α. Напередодні виникнення шквалів в районах їх розвитку або поблизу цих районів уже в нічні та передранкові години виявляються скупчення кучевой і купчасто-дощової хмарності, що мають такі параметри:

- округлу, овальну і в рідкісних випадках неправильну форму з чіткими межами;
- лінійні розміри в 90% випадків лежать в межах 100-450 км і завжди більш 100 км.

Якщо скупчення з'являються в денні години, то з ними можуть бути пов'язані тільки слабкі шквали. При сильних шквалах в 99% випадків

верхня межа радіолуни $H_в$> 11 км і в усіх випадках цифра коду lg $Z_{макс}$ не менше 4. При ослабленні швидкості вітру в шквалі повторюваність зазначених значень параметрів радіолун зменшується.

Лінійна структура конвективних течій виникає, як правило, на тлі інтенсивних великомасштабних потоків, в яких мають місце значні зсуви швидкості вітру в вертикальному і горизонтальному напрямках. В даний час запропоновано кілька класифікацій стадій розвитку ліній шквалів (ЛШ), які відрізняються один від одного в основному за ступенем своєї детальності. Для більшості практичних задач зручно використовувати найбільш просту класифікацію, що виділяє три стадії:

– формування,
– зрілості (найбільшого розвитку),
– дисипації (розпаду).

Механізм утворення передфронтальної ЛШ тісно пов'язаний з мезомасштабної структурою атмосферних фронтів: у фронтальній зоні досить часто може реалізовуватися нестійкість, яка веде до появи вторинних мезомасштабних циркуляцій. До теперішнього часу запропоновано кілька можливих механізмів такого роду нестійкості:

- симетрична бароклинна нестійкість;
- конвективна нестійкість.

Перший ефект виникає перед холодним фронтом за рахунок більш інтенсивного прогрівання повітря в безхмарних або малохмарних умовах далеко від фронту, ніж в зоні фронту, де присутні низькі шаруваті хмари. У цих умовах в нижньому шарі атмосфери перед фронтом виникає мезомасштабна циркуляція типу бризової.

Другий механізм пояснює виникнення шквалу, пов'язаного з розвитком купчасто-дощової хмари (рис. 1.4). Вторинна мезомасштабна циркуляція з горизонтальною віссю перед купчасто-дощовою хмарою створюється внаслідок "зіткнення" поблизу підстильної поверхні низхідного холодного потоку повітря і висхідних потоків теплого повітря перед передньою частиною купчасто-дощової хмари. Причому, лінія шквалу може відстояти від переднього краю зони опадів на відстань, що перевищує 2-3 км. Таким чином, виникає свого роду мезомасштабний холодний фронт. При цьому, з'являються умови для виникнення циркуляції з горизонтальною віссю. Крім того, ці циркуляції можуть виникати за рахунок процесів "обвалення" навислих мов холодного повітря.

Природним є припущення, що в розвитку ЛШ беруть участь обидва фізичних механізми. Спочатку слабка поперечна циркуляція, розвивається під дією горизонтальних градієнтів температури (густина) повітря в предфронтальній зоні з вертикальними і горизонтальними зсувами вітру, є спусковим механізмом для розвитку організованої конвекції у висхідній гілці цієї поперечної циркуляції. В умовах високого вмісту вологи повітря

в теплому секторі циклону тут створюються сприятливі умови для розвитку глибокої конвекції. У міру розвитку організованої конвекції значно зростає внесок процесів реалізації вертикальної нестійкості, тобто другого фізичного механізму, який приводить до утворення мезомасштабного фронту шквалів. Внаслідок процесу опадоутворення нижній шар атмосфери з часом охолоджується, в ньому утворюються низхідні рухи і відтік холодного повітря біля поверхні Землі, тобто створюються всі умови для виникнення шквалу - системи течій з горизонтальною віссю в передній частині мезомасштабного утворення.

Тривалість життєвого циклу ЛШ залежить від того, наскільки довго реалізується надходження тепла в передню частину цього утворення. Безумовно, що механізм утворення інтенсивних опадів призводить до висушування системи, охолодження нижньої тропосфери і часткового блокування підтікання в систему теплого і вологого повітря. Однак живучість ЛШ суттєво залежить від термодинамічної стану повітряної маси, в напрямку якої ця система переміщається. При зміщенні ЛШ в область більш сухого повітря вона досить швидко руйнується, незважаючи на існування сприятливих умов в висхідних гілках системи рухів, обумовлених горизонтальними градієнтами температури. І навпаки, при зміщенні цієї лінії нестійкості разом з фронтальним системою циклону в область, сприятливу для розвитку конвективної хмарності, ЛШ може існувати досить тривалий час.

1.2.2 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу мезомасштабних конвективних комплексів.

Термін „мезомасштабний конвективний комплекс” (МКК) уведений для позначення крупних скупчень купчасто-дощових хмар квазікругової форми (масштабу мезо-α). 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 ^{o}C складає не менше 105 км^{2}; площа внутрішнього району з температурою верхньої межі хмарності нижче -52°C складає не менше 5·104 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. 1.5**). Передній (розташований попереду потоку) край хмарного кластеру дуже різкий та має найбільшу яскравість зображення.

У разі наявності сильного вітру в верхній тропосфері спостерігається витягнення шлейфу перистої хмарності в тиловій 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 (**рис. 1.6**).

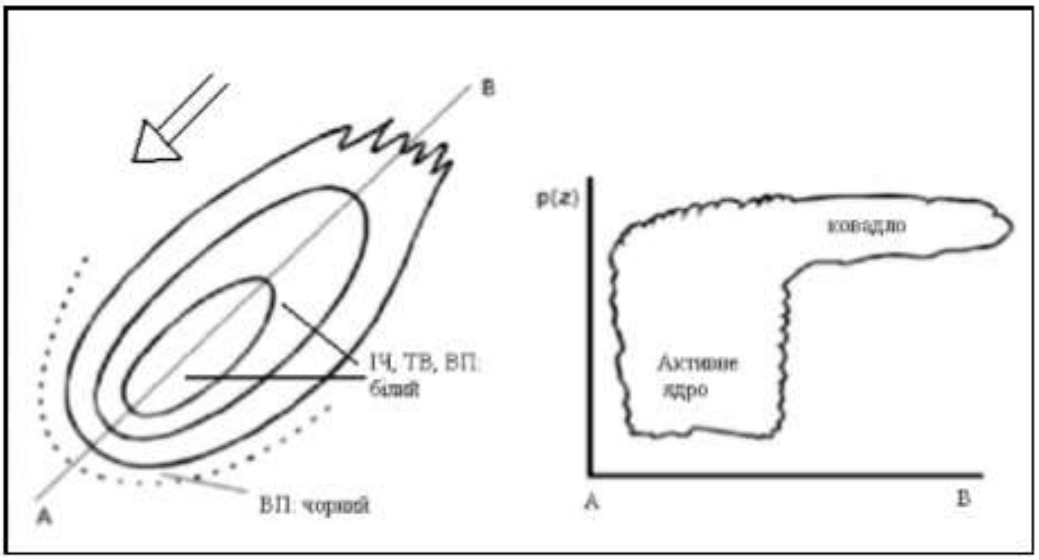


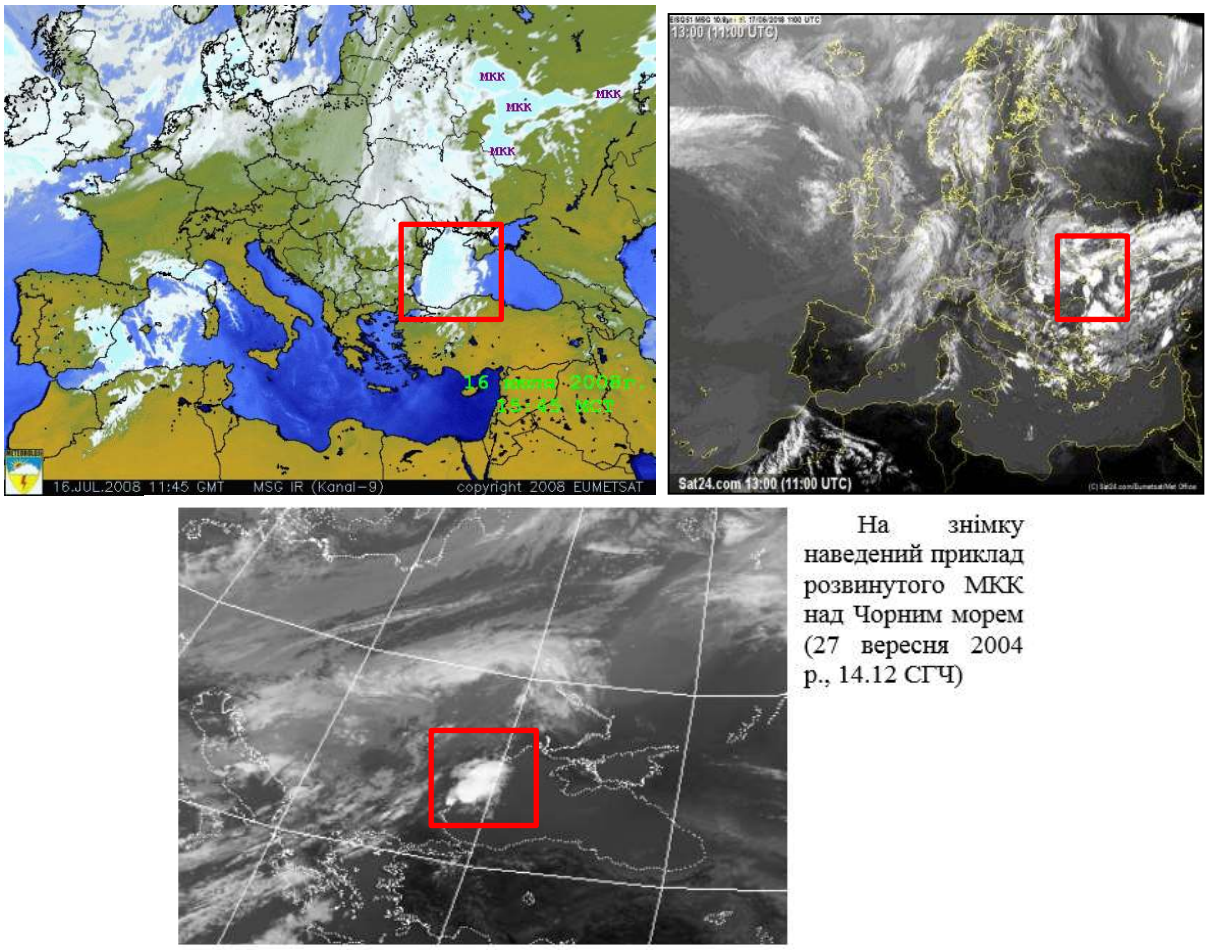
Рис. 1.5. Схема будови МКК на супутникових знімках

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.

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.



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

Рис. 1.6. Приклади МКК на супутникових знімках

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 і 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 межі хмар (ВГХ) близько -32 ^{o}С. 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 відіграють 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.

Прогноз МКК складається за такими ж вихідними даними і за тими ж методами, які використовуються для прогнозу систем глибокої конвекції.

Засобами знаходження систем глибокої конвекції (СГК) і слідкування за ними є супутникові та радіолокаційні системи спостережень. Засоби синоптичного аналізу носять допоміжний характер і використовуються на етапі прогнозування можливого виникнення і розвитку СГК. На другому етапі аналізу важливо приділити увагу взаємозв’язку хмарних утворень з мезомасштабною структурою полів тиску і вітру. На великомасштабних картах погоди необхідно виділити зони (лінії) конвергенції і мезомасштабні улоговини та депресії, а потім пов’язати їх з осередками хмарності, що розвивається. Хмарність в зоні конвергенції звичайно розвивається в симетричні СГК, а на лінії конвергенції – в лінійні системи.

При прогнозі еволюції і переміщення СГК на короткі строки користуються методом лінійної екстраполяції.

При складенні прогнозу на декілька годин вперед використовують наступні правила.

1. Системи глибокої конвекції переміщуються вздовж середнього вектора вітру в шарі 700…500 гПа зі швидкістю, розрахованою за:

$$c = k\left|\overline{V}\right|_7^5,$$

де $\left|\overline{V}\right|_7^5 = 0{,}5\sqrt{(V_5^2 + V_7^2 + 2V_5V_7\cos(180-\alpha))},$

α – кут між векторами вітру на рівнях 700 і 500 гПа.

Коефіцієнт переносу k залежить від швидкості вітру і може визначатись за архівними матеріалами, шляхом порівняння фактичної швидкості переміщення СГК зі значеннями $\left|\overline{V}\right|_7^5$ при різних ситуаціях, а також за емпіричною формулою:

$$k = \frac{9{,}2 + 0{,}29\left|\overline{V}\right|_7^5}{\left|\overline{V}\right|_7^5 + 3{,}5}.$$

Напрямок вітру в шарі 500…700 гПа визначаємо із співвідношення:

$$\overline{d}_7^5 = d_7 \pm \arccos\frac{V_7 - V_5\cos(180-\alpha)}{2\left|\overline{V}\right|_7^5},$$

де d_7 – напрямок вітру на рівні 700 гПа. При лівому повороті вітру з висотою використовується знак «-», а при правому – «+».

Знаючи значення $\left|\overline{V}\right|_7^5$ і $\overline{d}_7^5$, за допомогою радіолокаційних спостережень потрібно визначити час початку явища в пункті прогнозу. Для цього поблизу передньої кромки радіолуни (**рис. 1.7**) вибирають дві точки (1 і 2) простою геометричною побудовою. Проводять три дотичні лінії до засвічення: дві з них паралельні вектору середнього вітру $\overline{V}_7^5$ по краях засвічення (лінії AB і CD), а третя, перпендикулярна до них (EF), по передній кромці засвічення. Точки перетину прямої EF з лініями AB і CD будуть шуканими точками 1 і 2, з координатами відповідно x_1, y_1, та x_2, y_2.

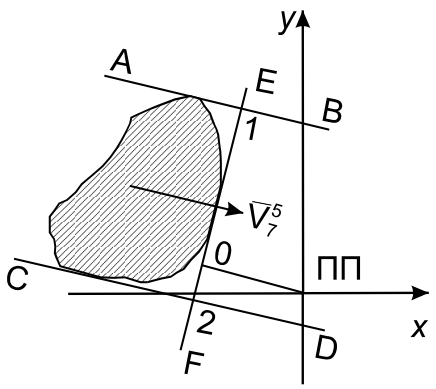


Рис. 1.7.Метод визначення часу початку явища в пункті прогнозу.

Припускаючи, що система рухається в напрямку вектора середнього вітру в шарі 500…700 гПа, неважко зрозуміти, що в пункті прогнозу (ПП) явище почнеться, коли до нього підійде точка О, тобто необхідно визначити відстань R між точкою О та ПП, і перш за все розрахувати координати точки О (x_0, y_0).

поверхні землі, починаються при $T_R \approx$ -32 °С. Якщо виявляється тенденція на зниження T_R і збільшується луна на дисплеї радіолокатора, то в найближчі 2…4 год інтенсивність опадів і площа їх зони збільшаться. Якщо ж $\frac{dT_R}{dt} > 0$ або з'являється термічна неоднорідність верхньої межі хмар («теплі острови»), то в найближчий час опади припиняться.

3. Зближення і злиття осередків радіолуни свідчить про посилення інтенсивності МКК, а їх дроблення – послаблення МКК.

4. «Зіткнення» двох мезомасштабних зон конвергенції веде до швидкого розвитку Cb і скупчень цих хмар; через 20…25 хв після «зіткнення» радіолуна досягає 30 дБ. Про наявність зон конвергенції судять по початку розвитку СГК. Завчасність прогнозу, звичайно, не перевищує однієї години.

Якщо є можливість слідкувати за утворенням і переміщенням зон (ліній) конвергенції, то необхідно: за радіолокаційними вимірюваннями оцінити швидкість і напрямок цього переміщення; екстраполюючи зміщення зон, визначити можливість, час і місце їх зіткнення.

Слід мати на увазі, що «зона зіткнення» сама переміщується в напрямку $\overline{V}_7^5$ і через 20…30 хв може відійти далеко від місця зіткнення.

5. Переміщення зон (ліній) конвергенції в район з більшою вологістю і нестійкістю веде до швидкого розвитку конвекції в зонах або вздовж ліній конвергенції. Про розподіл нестійкості можна судити за картами величин Γ_e і С.

2 МЕЗОМАСШТАБНІ ЗБУРЕННЯ В ЦИКЛОНІЧНОМУ ПОЛІ

Протягом півстоліття в синоптичному аналізі домінує концептуальна модель нового циклогенезу і фронтогенезу, що включає в себе поняття теплого і холодного фронтів та фронту оклюзії. Ця модель, що запропонована норвезькими вченими на початку 20-х років XX століття, базувалась на досить рідкісної мережі вимірювань наземних спостережень, але не зазнала істотних змін і після організації мережі вимірювань у вільній атмосфері і спостережень за хмарним покровом зі супутників. Нові засоби спостережень в цілому підтвердили правильність подання фронтальної моделлю великомасштабної структури атмосферних збурень синоптичного масштабу в помірних і високих широтах.

Основні положення якісної моделі норвезької школи були підтверджені також численними теоретичними роботами щодо теорії стійкості великомасштабних атмосферних процесів, показавши домінуючу роль барокліної нестійкості в утворенні хвиль, циклонів і антициклонів в помірних і високих широтах.

Разом з цим нові засоби спостережень з високою роздільною здатністю в часі і в просторі (перш за все супутникові і радіолокаційні спостереження) дозволили виявити ряд деталей в великомасштабних характеристиках циклонічних циркуляцій та їх внутрішню будову:

- вторинні течії на атмосферних фронтах (або у фронтальних зонах) синоптичного масштабу
- мезомасштабні циклонічні обурення, що виникають поза основних атмосферних фронтів

Ці мезомасштабні рухи істотно впливають на характер погоди (розподіл хмарності, опадів, вітру), тому ідентифікація таких збурень на стадії аналізу стану атмосфери, оцінка їх еволюції і переміщення може істотно підвищити якість короткострокового прогнозування погоди в окремо взятому регіоні

2.1 Мезомасштабна структура атмосферних фронтів

Відповідно класичним уявленнями рухи вздовж фронтальної поверхні представлялися у вигляді упорядкованого великомасштабного сходження, яке породжує однорідну хмарність та опади уздовж фронтального розділу. У зв'язку з виявленими відмінностями в будові хмарності та опадів на холодних фронтах були введені поняття **анафронта** і **катафронта.** В останньому випадку замість впорядкованого сходження теплого повітря уздовж фронтальної поверхні передбачається наявність спадного ковзання уздовж фронтального розділу на деякій відстані за лінією фронту біля поверхні землі, що перешкоджає формуванню вузької і потужної по вертикалі хмарної системи поблизу приземного положення лінії фронту.

Але вказані модифікації основної моделі фронту не передбачали можливості існування вторинних рухів на тлі загального сходження теплого повітря вдовж фронтального розділу.

Фактична інформація про мезомасштабну будову фронтальних систем була отримана через сумісний аналіз результатів радіолокаційних і супутникових спостережень, експериментальних частіших спостережень у вільної атмосфері та біля поверхні землі. В результаті численних натурних досліджень було виявлено, що фронтальні опади мають **структуру смуг**, тобто у межах однієї фронтальної зоні є декілька ділянок шириною 30-70 км та довжиною декілька сотень метрів, де опади більш інтенсивні. Між цими ділянками посилених опадів розташуються зони шириною 60-120 км, де інтенсивність опадів зменшується або вони припиняються. Морфологічні характеристики цих смуг можуть суттєво розрізнятися, але подібна структура характерна для більш ніж 80 % фронтальних опадів циклонів помірних широт.

Відповідно до класифікації американського дослідника **Хоббса П.В.** у рухливих циклонах можна вирізнити такі основні типи безмасштабних смуг опадів (**рис. 2.1**):

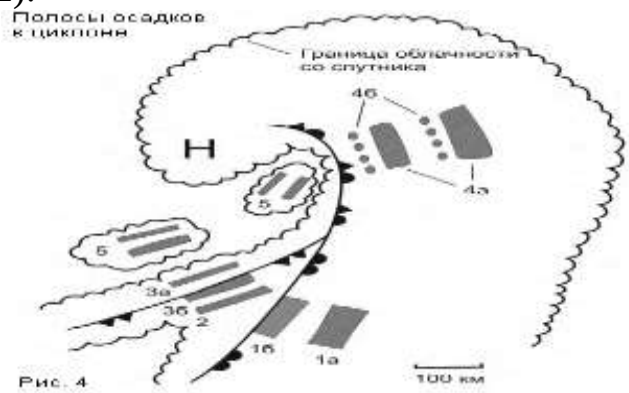


Рис. 2.1. Схематичне розташування мезомасштабних смуг опадів у системі циклону помірних широт за Хоббсом П.В. (1978 р.)

1. смуги опадів теплого фронту.
2. смуги опадів теплого сектора.
3. смуги опадів холодного фронту.
4. передфронтальні смуги опадів на фронті оклюзії.
5. смуги опадів за холодним фронтом.

Наведені типи доцільно доповнити смугами опадів у зоні квазістаціонарних фронтів великої протяжності, тому що ці фронтальні системи також мають смугову структуру опадів.

2.1.1 Смуги опадів теплого фронту

Теплий фронт — атмосферний фронт, що рухається в бік холодного повітря. Частіше пов'язаний з системою шарувато-

дощових опадів, суцільними дощами і подальшим потеплінням. При його просуванні до високих широт тепле повітря займає місце відступаючого холодного повітря. При цьому висхідне ковзання теплого повітря над дуже пологою фронтальною поверхнею приводить до утворення перед лінією атмосферного фронту хмарної системи в кілька сотень кілометрів шириною, в якій хмарність змінюється від тонких і високих перистих хмар в передній частині до потужних шарувато-дощових хмар з облоговими опадами безпосередньо перед лінією атмосферного фронту.

Смуги опадів на теплому фронті мають, як правило, ширину близько 50 км, відстань між сусідніми смугами становить близько 100 км. Ці смуги опадів розташовуються перед лінією теплого фронту біля поверхні Землі. Зазвичай в зоні теплого фронту спостерігаються 1-3 смуги опадів, орієнтованих паралельно лінії приземного фронту. У просторі між мезомасштабна смугами опадів розташовуються зони, де опади не випадають взагалі або їх інтенсивність мала (**рис. 2.2**). Характерне час життя смуг опадів становить близько 8 год. Смуги переміщаються зі швидкістю всієї системи теплого фронту, яка не співпадає зі швидкістю вітру в шарі їх генерації. Внутрішня структура смуг неоднорідна, в ній містяться конвективні неоднорідності, що дають найбільш інтенсивні опади. У районах генерації конвективних утворень швидкість висхідних рухів досягає 1 м/с.

Мезомасштабна неоднорідності в поле течій, що створюють смуги опадів, утворюються над фронтальним розділом. Експериментальні вимірювання вказують на існування в зоні теплого фронту (вище фронтального розділу) серії замкнутих циркуляцій валікового типу. У висхідних гілках цих валікових систем формується найбільш потужна хмарність, дає більш інтенсивні опади. Нижче фронтального розділу в зоні випадання опадів утворюються області низхідних течій і відтоку холодного повітря в нижніх шарах тропосфери. Схема розподілу повітряних течій, хмарності та зон опадів на теплому фронті, отримана за даними вимірів за допомогою допплерівських радіолокаторів, наведена на **рис. 2.2**. При розгляді цієї схеми слід звернути увагу на те, що зони опадів зміщені вперед (у напрямку руху фронту) по відношенню до зони максимальних висхідних течій.

Мезомасштабна неоднорідності в поле течій, що створюють смуги опадів, утворюються над фронтальним розділом. Експериментальні вимірювання вказують на існування в зоні теплого фронту (вище фронтального розділу) серії замкнутих циркуляцій валікового типу. У висхідних гілках цих валікових систем формується найбільш потужна хмарність, дає більш інтенсивні опади. Нижче фронтального розділу в зоні випадання опадів утворюються області низхідних течій і відтоку холодного повітря в нижніх шарах тропосфери. Схема розподілу

повітряних течій, хмарності та зон опадів на теплому фронті, отримана за даними вимірів за допомогою допплерівських радіолокаторів, наведена на **рис. 2.2**. При розгляді цієї схеми слід звернути увагу на те, що зони опадів зміщені вперед (у напрямку руху фронту) по відношенню до зони максимальних висхідних течій

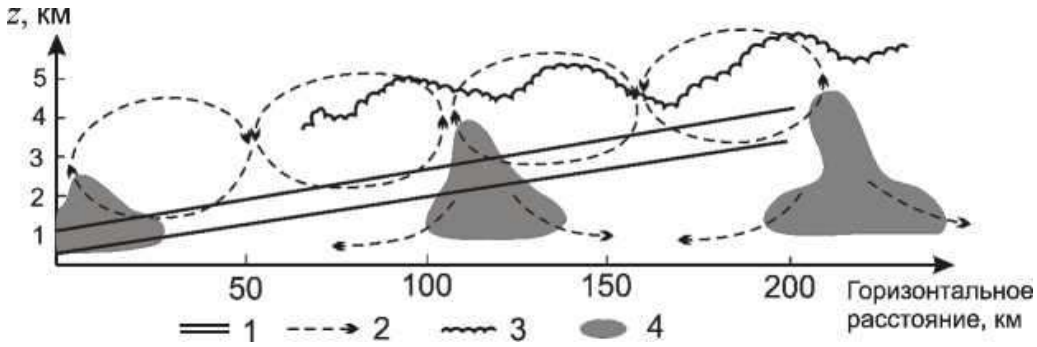


Рис. 2.2. Схематичне розташування мезомасштабних смуг опадів на теплому фронті за Хеймсфильдом

- розташування фронтального розділу;
- мезомасштабна циркуляція у вертикальної площині вдовж фронту;
- верхня межа радіолуни;
- зони опадів.

Мезомасштабні смуги опадів розташовуються зазвичай попереду теплого фронту біля поверхні Землі, проте в окремих випадках смуги інтенсивних опадів можуть утворюватися в безпосередній близькості від приземної лінії фронту. Вони відзначаються при утворенні різкою зони конвергенції приземних потоків повітря в зоні приземного фронту, яка обумовлює інтенсивні висхідні течії безпосередньо перед теплим фронтом біля поверхні Землі

Положення хмарної смуги теплого фронту добре узгоджується з положенням приземної улоговини. При цьому лінія фронту біля поверхні Землі лежить поблизу тилового краю хмарної смуги.

2.1.2 Смуги опадів теплого сектора

Смуги опадів в теплому секторі зазвичай мають ширину близько 50 км. Вони орієнтуються уздовж лінії холодного фронту біля поверхні землі.

Морфологія і внутрішня структура цих смуг можуть бути дуже різними в залежності від стану підстильної поверхні і характеристик повітряної маси, що становить теплий сектор циклону. Над холодною підстильною поверхнею (взимку над континентами) такі смуги, як

правило, взагалі відсутні. При великий нестійкості теплій повітряній маси в літню пору вони являють собою **лінії шквалів**.

Найбільш типовою для цих смуг є потужна конвекція вдовж переднього (за напрямком руху) краю смуги, яка виникає через конвергенцію і сходження повітряної маси теплого і волого повітря. Швидкість відхідних рухів може досягати декількох метрів за секунду. Основна зона опадів зосереджена у центральної та тиловій частинах хмарної смуги. В нижній частині тропосфери під. зоною опадів утворюється область низхідних рухів та спостерігається «розтікання» повітря.

2.1.3 Смуги опадів холодного фронту.

Відповідно до класичного представлення, рух повітря уздовж фронтальної поверхні розділу представляється у вигляді упорядкованого макромасштабного сходження, яке породжує хмарність і опади, однорідне розподілені у просторі. Однак на основі аналізу радіолокаційних вимірів було виявлено, що розподіл опадів в зоні фронтів неоднорідний і має смугасту структуру. А саме, в межах однієї фронтальної зони є декілька смуг, витягнутих вздовж фронту, шириною 30-70 км і довжиною в декілька сотень кілометрів. В них опади більш інтенсивні, в той час як між смугами розміщені зони шириною 60-120 км, в яких інтенсивність опадів незначна або вони взагалі відсутні. Морфологічно характеристики цих смуг досить різні.

Полоси холодного фронту орієнтуються паралельно лінії холодного фронту біля поверхні Землі можуть бути поділені на два типи:

- смуги шириною приблизно 50км, що утворюються на поверхні фронтального розділу за лінією фронту біля поверхні землі;
- смуги шириною біля 5км, які співпадають з положенням фронту біля поверхні Землі.

В широких смугах швидкість висхідних рухів вище фронтального розділу досягають декілька десятків сантиметрів в секунду. В мезомасштабній зоні більш інтенсивних висхідних рухів утворюються конвективні хмари, які і формують зону більш інтенсивних опадів. Слід звернути увагу на те, що в районі утворення більш потужної хмарності нахил фронтальної поверхні збільшується, а в проміжках між мезомасштабними смугами опадів поверхня фронтального розділу стає вологішою (**рис. 2.3**).

Вузька смуга опадів безпосередньо примикає до лінії фронту біля поверхні землі. Характерним для неї являється присутність сильного мезомасштабного сходження, швидкість якого досягає 1 м/с. Одразу ж за зоною висхідних рухів слідує вузька область низхідних рухів. Вузька смуга

опадів переміщується разом з системою холодного фронту біля поверхні землі. Для цієї смуги характерні нетривалі, але дуже інтенсивні зливові опади. Зазвичай така смуга складається зі скупчень купчасто-дощових хмар еліптичної форми, великі осі яких орієнтовані під кутом приблизно 35^0 до лінії фронту. Кожен такий масив займає площу 50-100 км^2 та вміщує в собі декілька активних купчасто-дощових хмар. Скупчення хмар рухаються зі швидкістю холодного фронту, але в той же час мають складову руху вздовж фронту. Швидкість такого тангенціального зміщення співпадає з середньою швидкістю складової вітру в шарі від землі до 500 м, направленого вздовж фронту.

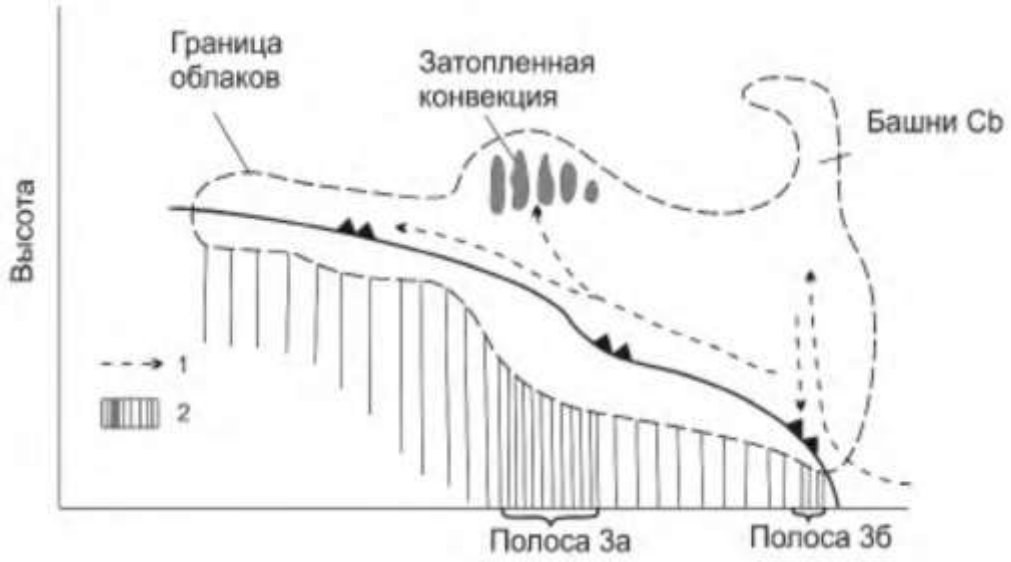


Рис. 2.3. Схематичне розташування мезомасштабних смуг опадів на холодному фронті
1 – напрямок руху повітря;
2 – зона опадів

Смуги опадів за холодним фронтом є результатом утворення пасм купчасто-дощової хмарності в масі холодного повітря, яка слідує за холодним фронтом і розвивається по типу вільної конвекції Бенара-Релея. Так як конвекція розвивається тут переважно в нижній половині тропосфери на фоні крупномасштабних низхідних рухів, то хмари верхнього ярусу, відсутні і мезомасштабна пасмова структура хмар легко виявляється не тільки за допомогою радіолокаторів, але й на супутникових знімках хмарності.

З цих хмар часто випадають не лише короткочасні, але і інтенсивні зливові опади. Зафронтальні смуги орієнтуються паралельно холодному

фронту або під деяким кутом до нього. Вони неоднорідні за своєю структурою і складаються із серії скупчень купчасто-дощових хмар розміром до 5 км. Інтенсивність циркуляції в цих мезомасштабних системах і сам факт їх утворення залежить від стану підстильної поверхні. Найбільш сприятливі умови для їх утворення виникають при перенесенні холодної повітряної маси над теплою і вологою підстильною поверхнею. Такі умови характерні для теплого періоду року над континентами і зимою над поверхнею океану.

Основним засобом аналізу мезомасштабних смуг опадів є радіолокаційні спостереження. Знімки хмарного покриву і дані наземних спостережень при наявності порівняно густої мережі наземних станцій слугують гарним доповненням до радіолокаційних спостережень. Обмеженість у використані знімків хмарного покриву полягає в тому, що досить часто більш активні відрізки фронтальних хмарних систем, що складаються із купчасто-дощових хмар, бувають покриті зверху щитом перистих і шаруватих хмар і включена в них конвекція буває важко відрізнити на знімках. Ці складності, як правило, відсутні при використанні супутникових даних для ідентифікації мезомасштабних смуг хмарності у теплому секторі і зафронтальних пасм купчасто-дощової хмарності в холодному повітрі. Залучення наземних даних про опади разом з радіолокаційними вимірами підвищує можливості ідентифікації мезомасштабних смуг опадів, однак, наземні дані про інші метеорологічні параметри не завжди можуть допомогти. Їх можна використовувати лише в тих випадках, коли мезомасштабні системи течій починаються безпосередньо біля поверхні землі. До них відносяться вузькі смуги опадів в зоні холодного фронту біля поверхні землі, зафронтальні смуги опадів в холодному повітрі. В цих випадках конвергенція повітряних потоків у приземному шарі і мезомасштабний розподіл поля тиску можуть дати корисну додаткову інформацію про зародження мезомасштабної смуги опадів.

Процедура аналізу мезомасштабних смуг опадів повинна складатися із ідентифікації по радіолокаційним даним, які дають представлення про тривимірний розподіл радіолуни та окрім плоскої картини розподілу опадів біля поверхні землі вказують висоту верхньої межі радіолуни. Далі проводять оцінку положення виявленої зони опадів в системі циклону (фронту) – положення зони опадів у хмарній системі та відносно лінії фронту. Для цього використовують знімки хмарного покриву а також приземні та вистотні карти. Це дає змогу визначити тип даної зони.

Якщо виявлена смуга опадів знаходиться за холодним фронтом, то вона генерується мезомасштабними циркуляціями вище поверхні фронтального розділу і немає прямого зв’язку з розподілом метеовеличин біля поверхні землі. У таких випадках для прогнозування її подальшого розвитку слід використовувати характеристики повітряного потоку в

середній тропосфері (700-500 гПа). Якщо ж смуга є вузькою смугою опадів в зоні холодного фронту біля поверхні землі, або зафронтальною смугою опадів в холодному повітрі, то для її оцінки суттєвим є стан нижньої тропосфери (шар від повехні землі до рівня 700 гПа).

Так як характерний час тривалості життя мезомасштабних смуг опадів складає 8-12 годин, то можливе їх надкорострокове прогнозування на строк 3-6 годин. Для цього доцільно використовувати перш за все процедури лінійної екстраполяції, суть якої полякає в наступному. На основі декількох радіолокаційних спостереженнях в наступні 1-3 години визначається напрямок та швидкість переміщення смуги опадів і в подальшому ці значення екстраполюються на найближчі 2-3 години. Паралельно оцінюється еволюція опадів за останню годину або дві (посилення чи послаблення), і ця тенденція враховується при прогнозуванні опадів на наступні 2-3 години.

При використанні екстраполяційних процедур слід мати на увазі, що мезомасштабні смуги опадів переміщуються разом зі всією синоптичною системою, а не зі швидкістю повітряного потоку в тому чи іншому шарі, тому дані про швидкість та напрямок вітру мають обмежене значення при прогнозуванні переміщення таких смуг. Окремі ж скупчення купчасто-дощових хмар в хмарній смузі мають тенденцію рухатися з середньою швидкістю повітряного потоку в шарі їх генерації, тому для надкороткострокового прогнозу осередків найбільш інтенсивних опадів можна використовувати дані про середній вітер в тому чи іншому шарі (**рис. 2.4**).

Рис. 2.4. Осередки конвекції на холодному фронті

Так, для зон інтенсивних опадів в смузі за холодним фронтом доцільно використовувати середній вітер в шарі 700-500 гПа, а при прогнозуванні переміщення осередків опадів в зоні холодного фронту біля поверхні землі – дані про середній вітер в шарі 850-700 гПа.

2.1.4 Передфорнтальні смуги опадів фронту оклюзії

У хмарної системі, пов'язаної з фронтом оклюзії, виділяється два типи смуг опадів:

- широкі смуги опадів, утворені масивами потужної хмарності, що формуються в теплому повітрі над фронтом оклюзії;

- вузькі, різко окреслені смуги опадів в районі відносно холодного повітря на висотах, які йдуть за широкими смугами опадів.

Широкі смуги опадів є дуже поширеними в системах оклюзії. Вони мають ширину 50-70 км, довжину кілька сотень кілометрів і розміщуються зазвичай в масі теплого і вологого повітря над фронтальною поверхнею. Структура цих смуг неоднорідна **(рис. 2.5)**. У них виділяються скупчення конвективної хмарності розміром до 50 км. Швидкість висхідних рухів в цих скупченнях досягає 1,2-1,5 м/с. Смуги опадів витягнуті паралельно зсувам вітру в хмарному шарі, де відбувається їх утворення. Вони можуть існувати більше ніж 12 год., а великі скупчення хмар, з яких вони складаються, простежуються часто протягом 6-8 год. Конвекція локалізована над стійко стратифікованої зоною фронтального розділу.

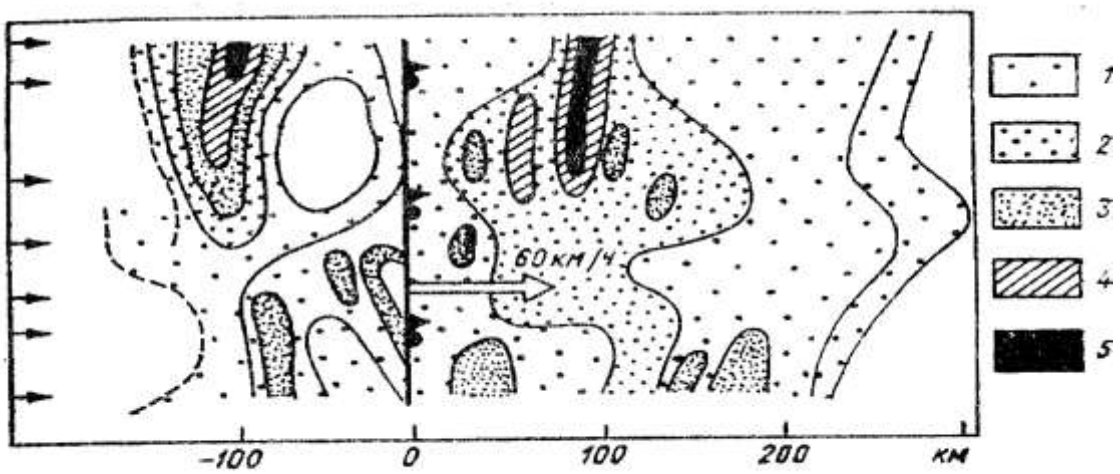


Рис. 2.5. Структура поля опадів на фронті оклюзії

Вузькі смуги опадів, що випадають іноді з хвилеподібних хмар, виникають в ядрах холодного повітря під фронтальною поверхнею, і відповідають районам конвекції помірної інтенсивності. Хмарність верхнього ярусу тут відсутня, оскільки по висоті конвекція обмежена стійко стратифікованої фронтальною зоною, і смуги можна ідентифікувати не тільки за радіолокаційними спостереженнями, але і за знімками хмарності зі супутників. Ширина цих смуг становить 5-10 км.

2.1.5 Смуги опадів за холодним фронтом

Смуги опадів за холодним фронтом є результатом утворення пасом купчасто-дощових хмар в масі холодного повітря, що рухається за фронтальним розділом. З цих хмар часто випадають короткочасні, але дуже інтенсивні зливові опади. Зафронтальні смуги орієнтовані паралельно холодному фронту або під невеликим кутом до нього. Вони мають

неоднорідну структуру та складаються з серії скупчень купчасто-дощових хмар з горизонтальним розміром до 5 км.

Сприятливі умови до їх утворення виникають при пересуванні холодної повітряної маси на теплу підстильну поверхню, тому що вказана маса стає термічно нестійкою. Подібні умови характерні взимку на поверхнею океанів, а в літку – над континентами.

2.1.6 Механізм утворення смуги опадів на атмосферних фронтах

На думку більшості дослідників, мезомасштабні смуги в зоні фронту викликані окремим випадком бароклинной нестійкості - симетричної нестійкістю, яка реалізується у вигляді квазідвумерних циркуляційних валиків. На користь такого механізму свідчить замкнута система течій, а також орієнтація смуг опадів уздовж вектора зсуву вітру.

У зв'язку з цим розглянемо спрощену двовимірну лінійну задачу симетричною нестійкості, яка пояснює причини появи мезомасштабних смуг опадів на фронті.

Розглянутий механізм симетричною нестійкості ґрунтується на спрощеній системі рівнянь, в якій опущені складові дифузії (в'язкості), адвекції, а також не враховано процеси перенесення радіації і фазових переходів вологи. У разі постановки більш загального завдання, коли враховуються сили в'язкості і вирішується більш повна система рівнянь, яка утворюється систему течій іменують похилою конвекцією, оскільки циркуляційні конвективні контури виявляються сильно нахилені. Симетрична нестійкість, яка розвивається при досягненні повітрям насичення в результаті упорядкованого підйому, отримала назву умовної симетричною нестійкості.

2.2 Мезомасштабні нефронтальні вихори

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 (**рис. 2.6**). В іноземній літературі прийнята назва мезовихору, незалежно від його вигляду – „кома” (Comma), в російськомовних виданнях зустрічається назва „вторинний циклон”.

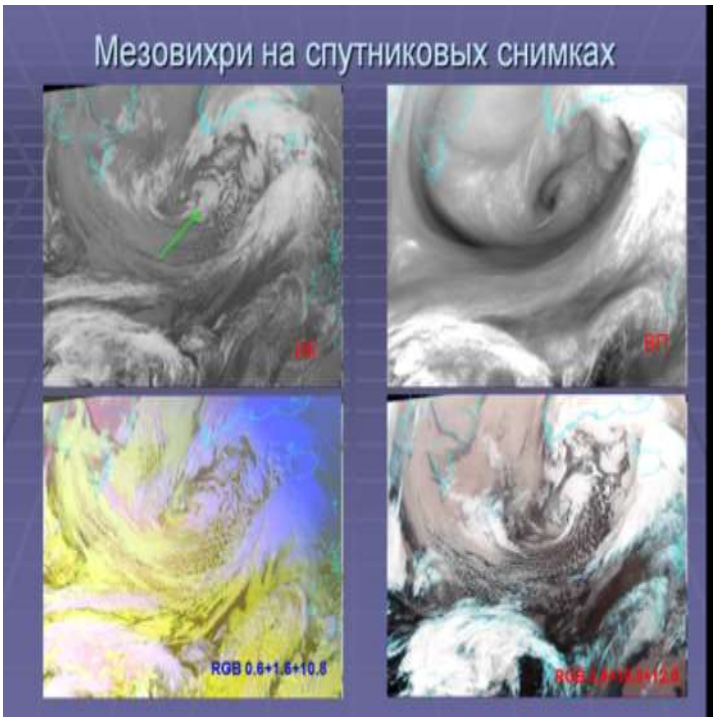


Рис. 2.6. Хмарність мезомасштабних вихорів

В більшості випадків хмарність мезовихорів утворюється в результаті процесів, які розвиваються в циклонах помірних широт: упорядковані вертикальні рухи, зумовлені тертям і нестаціонарністю 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 тилових 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 тиловій 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. 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. 2.7**).

Рис. 2.7. Схема будови меховихору (хмарної коми)

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.

На ТВ та ІЧ-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 межі 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 (**рис. 2.8**) призводить до появи нової інтенсивної циклонічної фронтальної системи в результаті зближення та зливання хмарності мезовихору і хмарності холодного фронту.

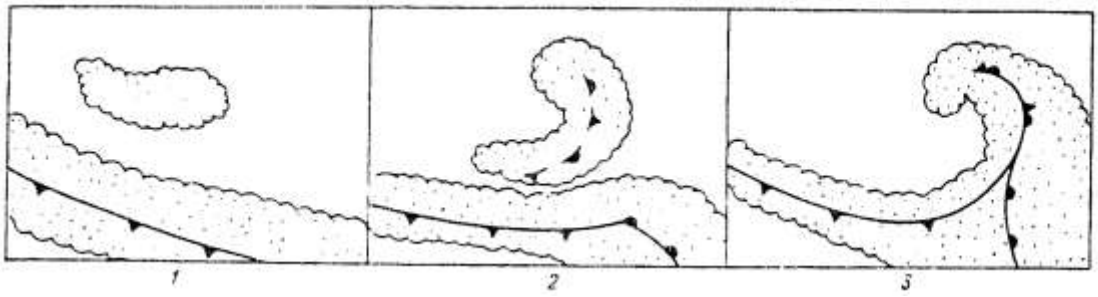


Рис. 2.8. Схема зближення «хмарної коми» меховихору з хмарною системою холодного фронту

Для здійснення процесу раптового оклюдування необхідною умовою є різниця швидкостей переміщення мезовихору та холодного фронту. 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.

3 МЕЗОМАСШТАБНІ ЦИРКУЛЯЦІЇ, ЩО ГЕНЕРУЮТЬСЯ МЕХАНІЧНОЮ І ТЕРМІЧНОЮ НЕОДНОРІДНІСТЮ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ

3.1 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу мезомасштабних підвітрових хвиль і вихрових ланцюжків.

В процесі обтікання повітряних потоків гірських перешкод зароджується атмосферні збурення різних масштабів. Розміри таких збурень залежать як від розмірів перешкод, так і від структури потоку, що набігає. При чому, розміри одних збурень визначається розмірами перешкод, а розміри інших – станом натікаючого повітряного потоку. Таким чином, всі хвильові рухи в атмосфері, що виникають в результаті збуреної дії рельєфу, можна поділити на дві групи:

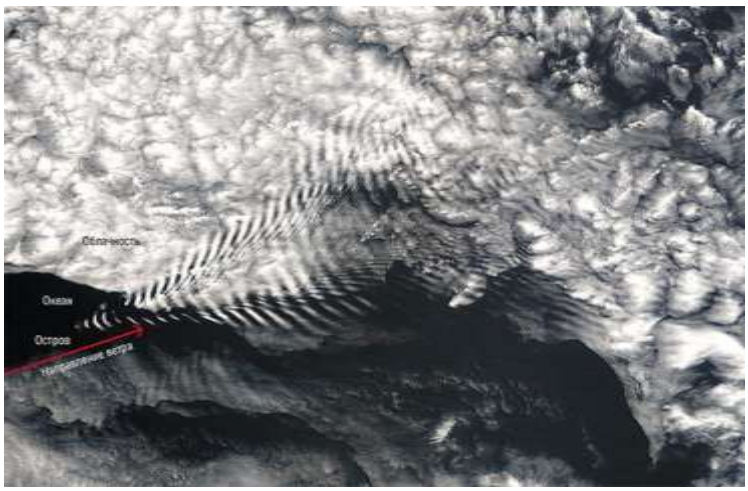
- **гірські хвилі** (утворюються безпосередньо над перешкодою і мають горизонтальні розміри, можуть бути різних розмірів);
- **підвітрові хвилі** (збуджуються гірськими перешкодами, але їх розміри визначаються в основному властивостями натікаючого атмосферного потоку, спостерігаються не тільки поблизу гірського хребта, але й на суттєвому віддалені від нього, являються мезомасштабними).

Явище підвітрових хвиль полягає в тому, що в результаті збуреної дії гірської перешкоди з його підвітрової сторони повітряні течії набувають хвильового характеру. Хвильова структура простежується на відстані до 300 км. від гірського хребта. Число наступних один за одним підвітрових хвиль може досягати 20-30, їх довжина коливається в межах від 2 до 70 км., але частіше утворюються хвилі з довжиною від 5 до 20 км. Амплітуда хвилі що вимірюється вертикальною відстанню між її гребенем і улоговиною, корелюється з довжиною хвилі. Вертикальні швидкості підвітрових хвиль пов’язані з їх амплітудою і коливаються в межах 2-6 м/с, але відмічались швидкості і більші за 10м/с.

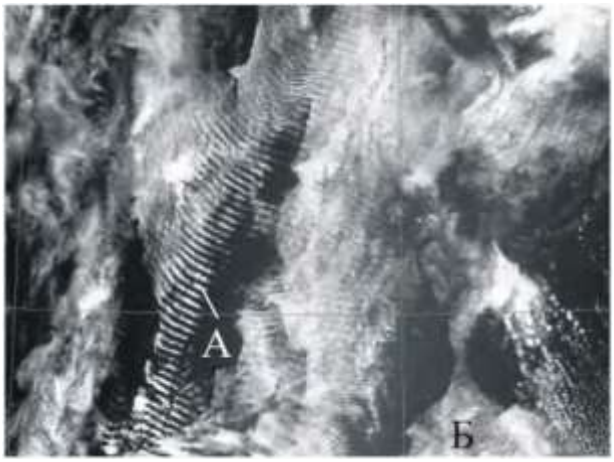
Загалом хвилі мають тривимірну структуру, однак деталі планової форми хвилі залежать від геометрії перешкоди, яку обтікає повітряний потік. Розрізняють декілька типів підвітрових хвиль:

- розташування хвильових хмар при обтіканні безкінечно довгої перешкоди. Даний тип хвиль є найбільш розповсюдженим в атмосфері. Хвильові рухи носять квазідвовимірний характер. У випадках, коли в гребенях хвиль утворюється хмарність, а в улоговинах хвиль повітря, що опускається, стає ненасиченим, підвітрові хвилі стають помітними в полі хмарності і легко ідентифікуються на знімках зі супутника. Зображення хмарності зі супутника є сьогодні основним джерелом інформації про підвітрові хвилі.

- хвилі що виникають зазвичай на периферії гірського хребта, коли окрім перетікання повітря через хребет має місце обтікання його збоку. Якщо перешкода має квазікругову форму, то під дією перетікання та бокового обтікання з обох сторін хвилі отримують форму підков. Така конфігурація найбільше виражена в тих випадках, коли горизонтальний розмір перешкоди дорівнює довжині підвітрової хвилі або дещо більше (5-50 км). До підвітровим хвилям примикає і інша мезомасштабна циркуляція, що спостерігається з підвітряної сторони гірських хребтів. Це так звані ротори – системи замкнутої циркуляції з горизонтальною віссю. Поява роторів обумовлена двома основними факторами: профілем підвітряного схилу і швидкістю вітру. Ротори частіше утворюються з підвітряної сторони гір, які є дуже крутими. Швидкість вітру на рівні гребня при утворенні ротора, як правило, перевищує 15 м/с і відмічається в шарі великої вертикальної потужності вище перешкоди. В течіях роторів, що повертаються, біля поверхні землі швидкість вітру складає 2-4 м/с. В зоні висхідних течій ротора утворюються хмари. При утворенні ротора атмосфера з підвітряної сторони стає дуже турбулентною.



Зазвичай підвітрові хвилі утворюються при наявності стійкого стратифікаційного шару повітря на рівні гребня гір. Максимальні амплітуди хвиль спостерігаються в середині або поблизу найбільш стійкого шару. Для утворення підвітрових хвиль характерні великі значення швидкості і зсуви вітру. Повітряний потік при цьому повинен бути майже перпендикулярним до гірського хребта і плоскопаралельним в значному по товщині шарі. При повороті вітру з висотою підвітрові хвилі не спостерігаються.



В цих умовах утворення хвиль з підвітряної сторони перешкоди відбувається під дією вертикальних коливань, збуджених гірською перешкодою. Ці коливання мають гравітаційну

природу. Часточки повітря, що натікають на перешкоду, за рахунок вимушеного підйому отримують направлену вверх вертикальну складову. За перешкодою, коли вимушена сила перестає діяти, в умовах стійкої стратифікації частинки під дією сили тяжіння прагнуть повернутися в початкове положення. Однак в результаті інерції «проскакують» свій рівень і опускаються нижче за нього. Тут сила плавучості «виштовхують» їх вверх. Таким чином, коливальний процес повторюється декілька (або декілька десятків) раз, поки сили в'язкості не приведуть до затухання цього механічно збудженого гравітаційного коливання. Оскільки вертикальні коливання, що вчиняють частинки повітря, переносяться одночасно горизонтальним великомасштабним потоком, їх рух в вертикальній площині набуває хвильового характеру.

Таким чином, рельєф відіграє роль лише генератора, а реакція атмосфери визначається цілком її фізичним станом. Якщо цей стан сприятливий для утворення гравітаційних коливань підвітрові хвилі утворюються, якщо несприятливий, то викликане рельєфом збурення не приведе до утворення підвітрових хвиль.

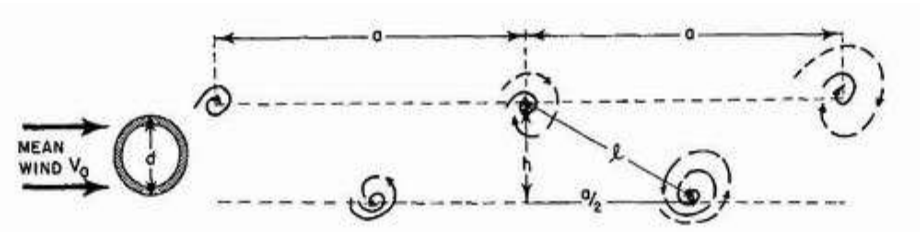
Не дивлячись на те, що горизонтальні розміри підвітрових хвиль набагато перевищують довжину літальних апаратів, хвилі великої амплітуди, можуть впливати на легку авіацію. Крім того, при роторах генеруються зони інтенсивної турбулентності, яка суттєво впливає на умови польоту в гірських районах. Тому, аналіз і прогноз підвітрових хвиль являє собою визначений практичний інтерес, особливо при обслуговуванні легкої авіації в гірській місцевості.

Основними засобами мезамасштабного аналізу підвітрових хвиль виявляються супутникові і стандартні метеоспостереження. В перспективі ефективним засобом спостереження може стати доплерівська радіолокаційна техніка. В тих випадках коли в гребнях хвиль утворюються хмари, підвітрові хвилі виявляються по зображенням хмарного покриву по супутникам. За стандартною інформацією з навітряної сторони слід проаналізувати поле температури і вітру в незбуреному потоці, щоб на основі якісного аналізу виявити умови, сприятливі для розвитку підвітрових хвиль.

При надкородкостроковому прогнозуванні підвітрових хвиль слід використовувати прогностичні матеріали про крупномасштабний потік. Якщо очікується, що характер повітряного потоку у найближчі 6-12 годин збережеться таким самим, як і в момент виявлення підвітрових хвиль за супутниковою інформацією, то можна спрогнозувати існування цих хвиль на найближчі 6-12 годин. Якщо є ряд послідовних зображень хмарності з геостаціонарних, то необхідно вивчити динаміку хмарності з підвітряної сторони для того, щоб виявити тенденцію процесу – виникнення, розвиток або його затухання.

Суть процесу вихрових ланцюжків полягає в тому, що при боковому обтіканні повітряним потоком гірської перешкоди з його підвітряної сторони періодично генеруються мезомасштабні вихрі, які потім переносяться вниз по потоку. В результаті з підвітряної сторони перешкоди утворюється ланцюжок таких вихрів. На знімках хмарного покриву такі вихрі легко ідентифікуються по спіралевій структурі хмарного покриву.

Вихрові ланцюжки в атмосфері можуть виникати при обтікання ізольованого горбистого острову, при односторонньому боковому обтіканню гірського хребта або при русі повітря між горбистими островами. Вихрові ланцюжки виникають в атмосфері при боковому обтіканні перешкод, висота яких не менше 800 м., а горизонтальні розміри в направленні, перпендикулярному вектору вітру, коливаються від 10 до 80 км. Зазвичай мезамасштабні вихрові ланцюжки спостерігаються в широтному поясі 15-40° в зоні холодних океанічних течій. Горизонтальний розмір вихрів, які відриваються від острову, дорівнюють горизонтальному розміру і складають в середньому біля 40 км. При русі вниз по потоку розмір вихрю поступово збільшується.



Загальна довжина вихрового ланцюжка з підвітряної сторони може досягати 600 км., а число вихрів в ній коливається від 2 до 6. Періодичність відриву вихрів змінюється від 1 години до 15 годин, а в середньому – близько 8 годин. Час існування окремого вихору може досягати 30-40 годин, а швидкість їх переміщення складає 0,7-0,8 швидкості незбуреного потоку.

Вихрові ланцюжки утворюються в тих випадках, коли нижній шар атмосфери обмежений зверху інверсією, що розташовується набагато нижче вершини острову або гребня хребта. Незбурений крупномасштабний потік з навітряної сторони перешкоди стійкий в часі, швидкість вітру в нижньому шарі атмосфери складає біля 10 м/с. Вихрова структура течій виявляється за шарувато-купчастими та шаруватими хмарами, які утворюються під інверсією і залучаються в мезамасштабну вихрову циркуляцію. Безхмарні простори утворюються внаслідок залучення сухого повітря з інверсійного шару в хмарний шар, розташований нижче.

Вихрові ланцюжки виникають у зв’язку з тим, що при боковому обтіканні тіла з вертикальними стінками в пограничному шарі поблизу стінки в результаті гальмуючого ефекту виникають значні градієнти швидкості і генерується завихреність. При досягнені критичного числа Рейнольдса, що характеризує співвідношення між силами інерції і в’язкості, реалізуються квазіперіодичний режим руху, в якому завихреність, що генерується поблизу стінки залучається потоком як окрема циркуляція (так звані ланцюжки Кармана). Під дією дисипативних сил ця вихрова система поступово розширюється, а інтенсивність циркуляції в ній знижується. При подальшому збільшені числа Рейнольдса квазіперіодична структура течії замінюється турбулентним режимом.

З точки зору практичного аналізу і прогнозу погоди вихрові ланцюжки представляють найменший інтерес серед інших орографічних мезомасштабних циркуляцій, оскільки з ними не бувають пов’язані небезпечні явища погоди. Основним засобом аналізу є супутникові зображення хмарного покриву. Виявлені ланцюжки в районах з нехваткою метеоінформації (наприклад, над океанами) можуть служити якісним індикатором стану повітряної маси (наявність інверсій, напрямок та швидкість повітряного потоку).

3.2 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу мезомасштабних бар’єрних ефектів і фенів.

У тих випадках, коли під дією рельєфу не виникає специфічних орографічних циркуляцій (фенів, гірських хвиль та ін..), які будуть обговорюватися нижче, гори і навіть пагорби роблять помітний вплив на погодні умови, особливо на розподіл хмарності та опадів. Так, в районах, де у вологі сезони напрямок великомасштабного потоку стійке, тобто, в кліматичному плані виділяються навітряні і підвітряні схили гір, вплив рельєфу проявляється насамперед у мезомасштабному розподілу опадів. Подібного роду бар'єрні ефекти можуть посилювати на вітряної сторони гір навіть невеликої висоти (до 600 м) інтенсивність фронтальних опадів збільшується в 3 рази.

Основна суть даного механізму полягає в тому, що повітряний потік, що досягає гірського хребта, починає гальмуватися в своїй нижній частині, особливо при стійкій стратифікації повітряної маси, що насувається. Це гальмування призводить до блокування, тобто уповільнення переміщення атмосферних збурень перед гірським хребтом. У той же час, похила поверхня гірського хребта створює вимушений підйом повітря уздовж цієї поверхні. Швидкість цього підйому дається простим співвідношенням

$$w = u\,\mathrm{tg}\,\alpha, \qquad (3.1)$$

де u - горизонтальна складова швидкості, перпендикулярна до перешкоди, а α - кут нахилу гірського хребта. Таким чином, в першому наближенні інтенсивність орографічного обурення пропорційна швидкості набігаючого повітряного потоку.

Вимушений підйом повітря на навітряних схилах підсилює процеси конденсації, що збільшує потужність хмар і призводить до зростання інтенсивності опадів. Цей же вимушений підйом може бути спусковим механізмом для розвитку конвекції, так підвищення відносної вологості повітря до насичення призводить до посилення умовної нестійкості, що в кінцевому рахунку призводить до реалізації механізму умовної нестійкості і появи конвективних рухів на навітряних схилах. Конвективная нестійкість істотно підсилює ефект загального орографічного підняття повітря і призводить до випадання інтенсивних і нерівномірних по площі опадів.

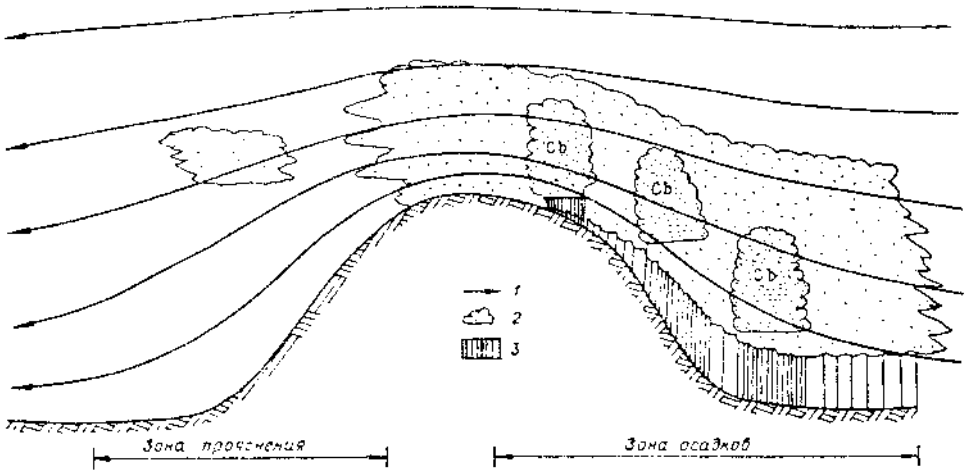


Рис.3.1. Схема перетікання повітряного потоку через гірський хребет. Тут: 1 - лінії струму, 2 - зони хмарності, 3 - зони опадів і більш інтенсивних опадів з купчасто-дощових хмар, включених в хмарну систему з навітряного боку хребта

Прогнозування формування і розвитку бар'єрних ефектів можливо на основі простих діагностичних гідродинамічних мезомасштабних моделей, які відтворюють деформацію фіксованого великомасштабного потоку неоднорідностями рельєфу, а також на основі якісних методів. Використання гідродинамічних моделей дає зазвичай хороші результати, але в разі відсутності можливостей їх використання вдаються до методів якісного прогнозування. Вище вже була описана процедура якісної оцінки можливих вертикальних рухів в гірському районі на основі простих розрахунків за формулою (1). Далі оцінюється наявність умов сприятливих або несприятливих для формування (чи продовження існування) потужної хмарності та опадів в гірському районі. Для цього використовується аналіз

хмарності і даних про вологість повітря в найближчих пунктах радіозондування, які дають уявлення про початковий стан повітряної маси. При наявності масиву щільної хмарності і великий сумарною вологості вгору по потоку можна очікувати опади на навітряних схилах хребта, при невеликій щільності хмар і малому вологовмісту атмосфери вгору по потоку ймовірність опадів мала.

При складанні більш детальних прогнозів необхідно ретельно проаналізувати орієнтацію повітряного потоку щодо окремих ділянок хребта з тим, щоб ідентифікувати найбільш навітряні ділянки, де можна очікувати більш інтенсивну хмарність та опади.

Фен - спадний повітряний потік, що утворюється внаслідок ковзання повітряної маси вздовж похилій поверхні хребта. Інтенсивність фена залежить від особливостей рельєфу, стратифікації атмосфери і процесів адвекції повітряних мас.

Класична форма фена пов'язана з перевалювання повітряних мас через гірський хребет. При цьому з навітряного боку відбувається підйом повітря, конденсація водяної пари, утворення хмарності, яка доходить до гребеня гірського хребта і різко обривається з підвітряного боку, а з підвітряного боку хребта виникає інтенсивний потік повітря, що досягає в передгір'ях ураганної сили.

Кількісне прогнозування інтенсивності фена представляє значні труднощі навіть при використанні в цих цілях повних мезомасштабних моделей, оскільки інтенсивність явища вкрай чутлива до деталей вертикального розподілу метеорологічних величин, які в гірській місцевості бувають невідомі. Тим більше це важко зробити шляхом порівняно простих розрахунків, ґрунтуючись лише на великомасштабних характеристиках полів, наявних на приземних і висотних картах, і якісної мезомасштабної інформації, наявної на знімках хмарного покриву зі супутників.

Другою обставиною, що утрудняє прогнозування фена, є те, що досить часто він настає раптово. Прогнозування розвитку таких "фенів бур" ще більш важко, хоча з практичної точки зору було б найбільш корисним.

Тому, з огляду на обмежені можливості сучасного інформаційного забезпечення та методів прогнозу, в даний час доцільно говорити скоріше про прогнозування фенового ситуації, ніж про прогнозування точного часу настання фена і його інтенсивності.

Оскільки характеристики фена тісно пов'язані з конкретним фізико-географічним районом, найбільш плідним буде розробка локальних методик прогнозування цього явища на основі кліматологічних даних, що встановлюють зв'язок між настанням фена в конкретному районі і характеристиками потоку, доступними з спостережень.

Можна рекомендувати таку загальну структуру прогнозування фена.

Шляхом проведення описаного вище аналізу встановлюється наявність фена або ситуації, яка провіщає можливість його освіти. При наявності послідовних зображень хмарного покриву з геостаціонарних супутників додатково аналізується еволюція хмарного покриву в районі гірського хребта за останні 6-12 ч. Особлива увага звертається на наближення до хребту фронтальної хмарної системи і на еволюцію висоти її верхньої межі. Збільшення щільності хмар з навітряного боку і підвищення їх верхньої межі до рівня гребеня і вище є ознакою можливого утворення фена.

При появі ознак інтенсивного перетікання повітря через гірський хребет (високі швидкості вітру вище гребеня, ущільнення хмарності з навітряного боку, наявність інверсії температури вище гребеня хребта) проводиться розрахунок числа Фруда за модифікованою формулою:

$$Fr = \frac{U^2}{g\Delta\theta/\theta_1 h_1} \qquad (3.2)$$

За розрахованим значенням числа Фруда з урахуванням умов і місцевих особливостей проводиться оцінка появи фена і дається надкороткостроковий прогноз фена.

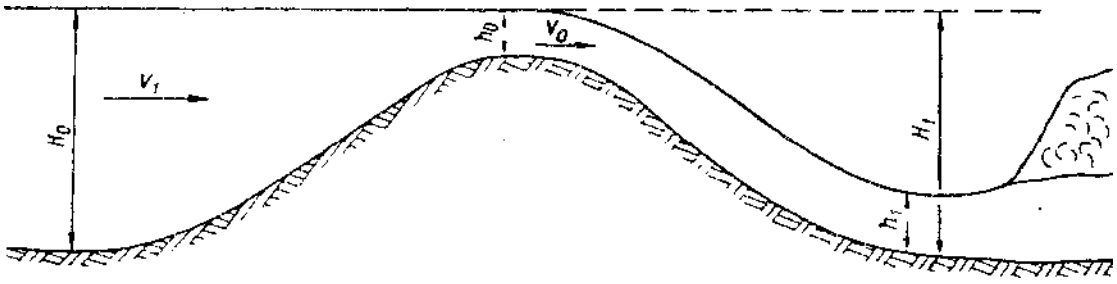


Рис.3.2. Схематичне розподіл повітряного потоку і стратифікації атмосфери при фені відповідно до гідравлічної теорії його утворення,
H_0 - товщина підінверсійного шару з навітряного боку перешкоди,
h_0 - висота інверсії над гірським хребтом,
h_1 - висота інверсії з підвітряного боку хребта,
H_1 - гіпотетична висота інверсії з підвітряного боку без урахування її опускання.
V_1 - швидкість вітру в незбуренному потоці,
V_0 - швидкість вітру над хребтом.
Область руйнування інверсії показана у вигляді **факела**.

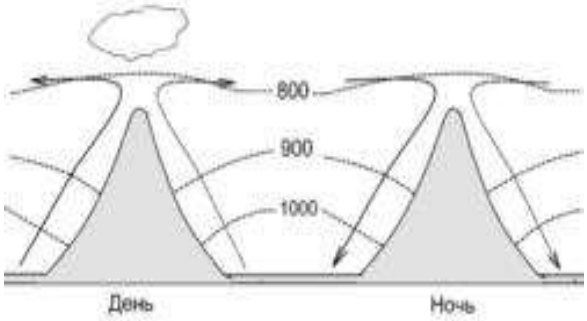
При прогнозуванні з великою завчасністю (12-24 год.) за наявними прогностичним матеріалами розраховується час підходу до гірській

системі фронтальної зони, потім по формулі (2) за даними про температуру і вітрі в цій зоні розраховується число Фруда і на основі цього дається прогноз можливості виникнення фена.

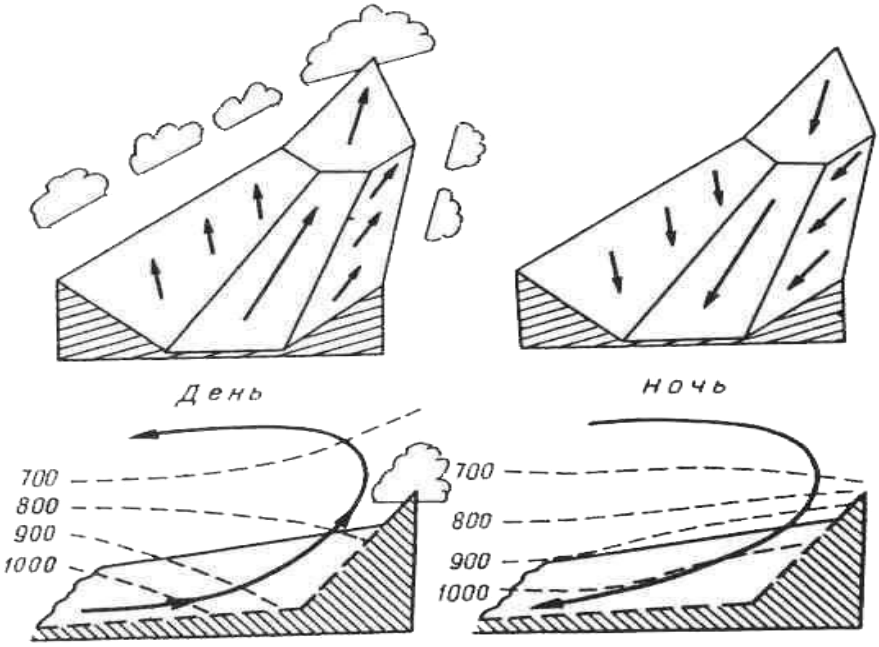
3.3 Загальна характеристика, методи аналізу та прогнозу вітру схилів, гірсько-долинної циркуляції і бризів

У гірських системах, що розглядаються, широко поширені гірськодолинні вітри, фени, а також бора.

Гірсько-долинний вітер викликається добовим ходом надходження сонячної радіації до різних по висоті дільниць гір.



При малохмарній погоді спостерігається чергування на протязі доби долинного і гірського вітрів. Долинний вітер виникає в першу половину дня і направлений вгору вздовж долин і схилів гір. Це викликане тим, що верхні частини гір прогріваються раніше і більше. Маси повітря, що піднімаються, компенсуються більш холодними з нижніх дільниць гір. Над схилами можуть утворюватися конвективні хмари, а іноді зливи і грози.

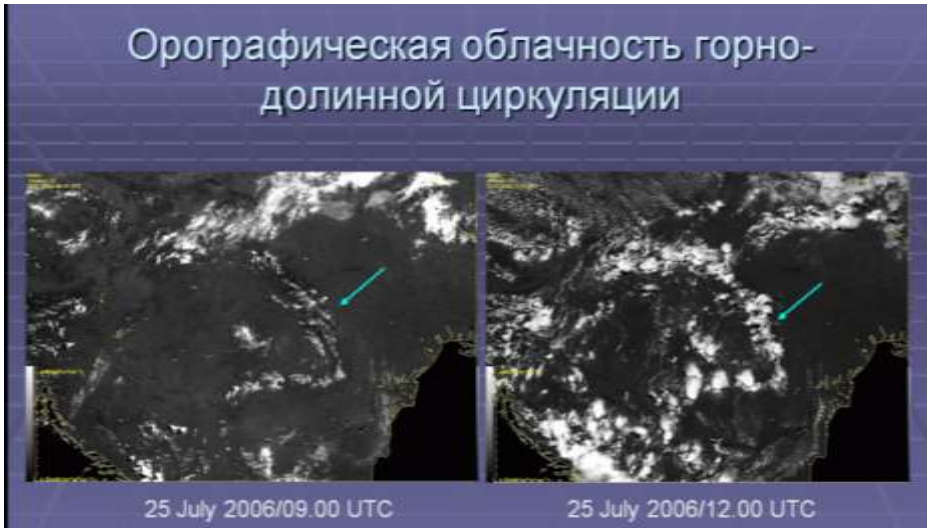


Гірський вітер виникає як зворотна течія із заходом Сонця, коли гірські породи, внаслідок малої теплоємності, швидко охолоджуються.

Вони виникають у гірських долинах. Вдень вітер дме вздовж долини вверх, а вночі вниз. Вдень при малохмарній погоді підстильна поверхня і повітря у верхній частині долини дуже нагріваються. Крім того, температура повітря в долині вища, ніж в атмосфері над долинною. Усе це разом зумовлює денний долинний вітер. Швидкість цього вітру в середині дня близько 3-5 м/с.

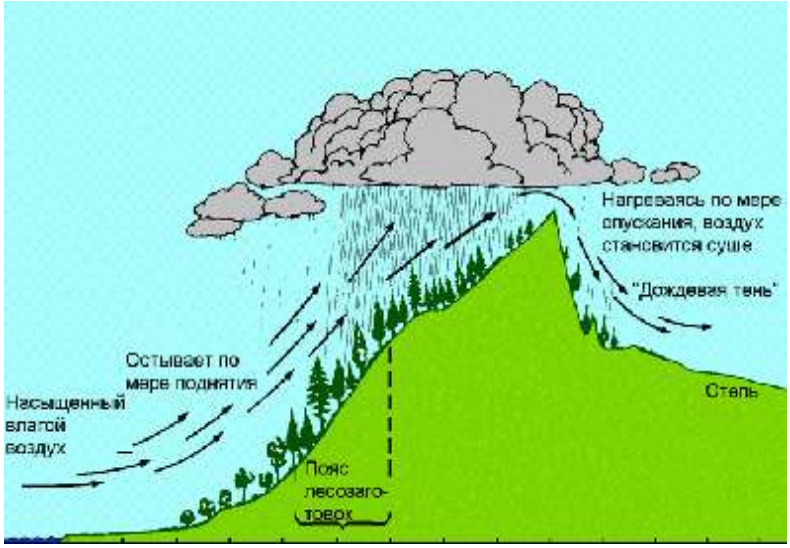
Отже, гірсько-долині вітри є важливим фактором формування клімату гір. Важлива не лише наявність різкої зміни напрямку вітру протягом доби. Такі вітри сприяють адвекції тепла і холоду, перенесенню вологи, впливають на розвиток хмар та розподіл опадів і інших атмосферних явищ.

У Карпатах гірське-долинна циркуляція добре виявляється у вузьких долинах в теплий період року. Цей тип циркуляції виникає як тільки слабшає загальна циркуляція повітря в даному районі при послабленні баричних градієнтів. Також може спостерігатися накладення місцевої і загальної циркуляції в певному районі, що може обумовити складний режим вітру зміну напряму вітру на протязі доби на протилежні напрями. Найменше гірське-долинні циркуляції поширені в Передкарпатті і північно-західній частини Українських Карпат. Вздовж гір і в Закарпатті відмічається найбільша повторюваність гірське-долинних вітрів - до 15-20 днів в місяць в літній період (станції Ужгород, Мукачево, Хуст і інш.), максимум спостерігається в липнісерпні. Швидкість вітру, як правило, невелика, 0.5-3 м/с.



Вітри гірсько-долинної циркуляції спостерігаються також і в передгір'ях Криму і на Південному березі Криму (ПБК). Гірсько-долинна циркуляція інтенсивно розвинена на схилах гір протягом значної частини року. Кожна долина, що збігає до моря з яйл, характеризується своєю системою вітрів, яка на ПБК поєднується з бризами. Тут вітри можуть бути сильними, як наприклад, в Алушті при стоці повітря з Карабі-Яйли.

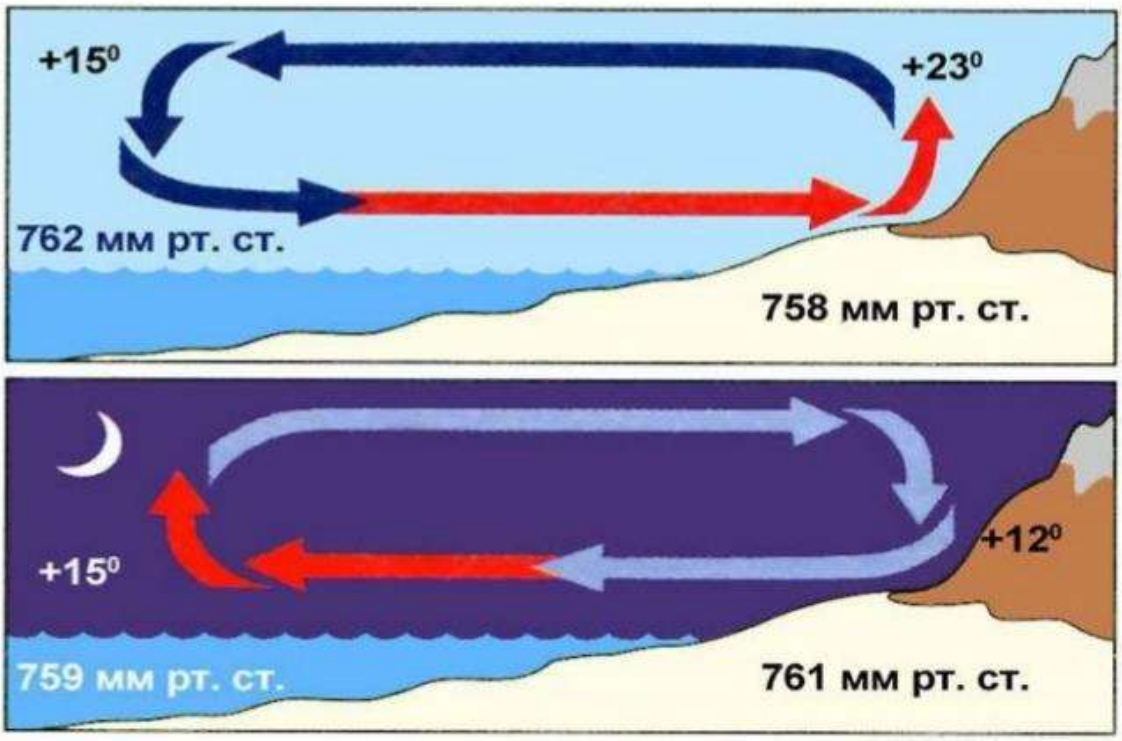
Вітри схилів — вітри, що характеризуються денним підйомом або нічним опусканням повітря по гірських схилах; одна з причин виникнення гірсько-долинних вітрів.



Вдень схили гір нагріті сильніше повітря, тому повітря в безпосередній близькості до схилу нагрівається сильніше, ніж повітря, розташоване далі від схилу, і в атмосфері встановлюється горизонтальний градієнт температури, спрямований від схилу у вільну атмосферу. Більш тепле повітря біля схилу починає підніматися по схилу вгору, як при конвекції у вільній атмосфері. Такий об'єм повітря по схилах призводить до посиленого утворення на них хмар. Вночі, при охолодженні схилів, умови змінюються на зворотні і повітря стікає по схилах вниз.

Бризовая циркуляція є результатом температурного контрасту між морем і навколишнього сушею, що змінюється за величиною і знаку протягом доби.

Денний бриз, званий морським бризом, пов'язаний з більш інтенсивним нагріванням суші в порівнянні з морем, підйомом нагрітого повітря над прибережними сухопутними районами, припливом на сушу вологого і більш холодного морського повітря в нижньому шарі атмосфери і відповідно поворотним плином повітря у верхніх шарах прикордонного шару атмосфери і його подальшим опусканням над морем. В ході денного прогріву розвиток морського бризу над сушею супроводжується формуванням фронту, що поширюється на значні відстані від берега (до 100-300 км), і, внаслідок бароклинной нестійкості, освітою хвильових рухів в області великих вертикальних градієнтів швидкості (в зоні переходу між прямим і поворотним течіями).



Нічний бриз, зазвичай званий сухопутним, протилежний денному. Температурний контраст виникає в силу більшої теплової інерції верхнього шару моря: вночі в результаті радіаційного вихолоджування температура суші опускається нижче температури поверхні моря, і виникає циркуляційна осередок, протилежна денний. Інтенсивність морського і сухопутного бризів залежить насамперед від величини різниці денних і нічних температур приземного і приводного повітря, які, в свою чергу, залежать від сезону року і регіональних особливостей зони суша - море. Але, як правило, ці дві фази добового зміни бризу несиметричні: нічний бриз розвивається слабкіше денного. Основний причиною цієї асиметрії є відмінність стратифікації прикордонного шару: стійка стратифікація прикордонного шару вночі пригнічує розвиток бризу, а нестійка стратифікація днем сприяє інтенсифікації морського бризу.

Морський бриз є основним механізмом вентиляції забрудненого повітря над великими приморськими містами, а також основним джерелом зволоження і охолоджування повітря вдень в прибережних областях суші з середземноморським або тропічним кліматом.

Істотно ускладнюють просту схему розвитку бризової циркуляції кілька причин. По-перше, дія сили Коріоліса призводить до обертання вектора поля швидкості в міру розвитку і денного і нічного бризів. По-друге, бриз, як правило, розвивається на тлі переважаючого синоптичного руху: характерні швидкості бризової циркуляції в нижній частині граничного шару менше 5 м/с, в той час як синоптичні швидкості ~ 10 м/с. Тому, наприклад, спрямований назустріч морському бризу синоптичний

потік обмежує його поширення вглиб суші та навпаки. Нарешті, значно ускладнюють структуру і розвиток бризу локальні особливості, такі як складна конфігурація берегової лінії, а також наявність гір, що характерно для більшості морських басейнів.

Басейн Чорного моря відноситься до таких районах, де бризовая циркуляція розвивається під впливом всіх зазначених вище механізмів. Складна конфігурація берегової лінії, наявність досить високих оточуючих море Кримських, Кавказьких і Понтийских гір не дозволяють адекватно описати основні риси бризової циркуляції в рамках простих схем.

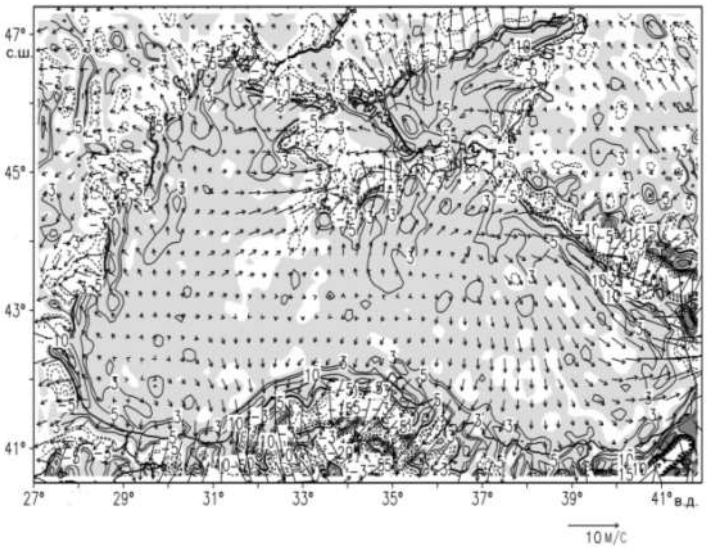
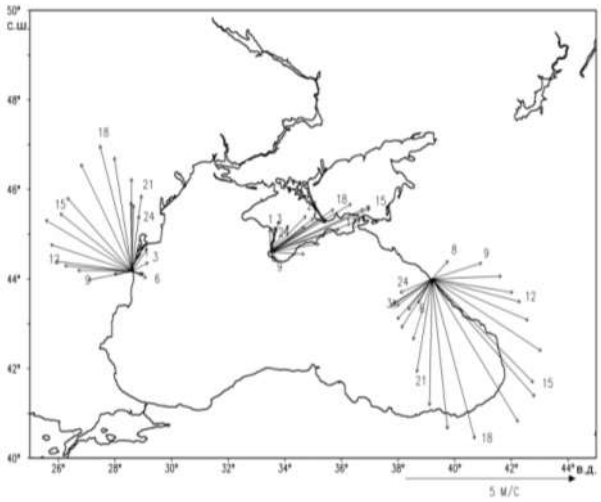


Рисунок різниці усереднених за серпень полів (модель ММ5) швидкості вітру на висоті 40 м за 14 і 2 години за місцевим часом чітко відображає основні механізми, що визначають бризову циркуляцію: температурний контраст, орографія і конфігурацію берегової лінії. Як видно, уздовж всього берега приповерхневий вітер днем спрямований майже по нормалі до берега (на берег), хоча спостерігаються значні відхилення в області прилеглих до берега високих гір, в першу чергу Кавказьких гір. Тут поверхневий потік зустрічає перешкоду - високі гори, в результаті чого днем формується струминна течія вздовж берега південно-східного напрямку. Днем в море біля берега утворюється спадний, а на суші - висхідний рух, що інтенсифікується на навітряних схилах гір, особливо на схилах Кавказьких і Кримських гір. Вночі картина протилежна.

Навіть невеликі, локальні особливості рельєфу і берегової лінії знаходять відображення в структурі бризу. Наприклад, західна і східна частини Криму є областями інтенсифікації висхідного руху повітря вдень. Вся акваторія невеликого Азовського моря знаходиться в зоні бризової циркуляції: висхідний рух повітря вдень, низхідний - вночі, і протилежні рухи повітря над суходолом навколо моря.

Лише центральні області Чорного моря майже не зазнають впливу бризової циркуляції. У денні години морський бриз поширюється на відстань близько 100 км від берега. Кримські гори і півострів також створюють характерні особливості морського бризу: потоки повітря з західного, південного і східного напрямів, що набігають на півострів і підйом повітря над усім Кримським півостровом.



Як видно, для прямолінійного берега за відсутністю помітних орографічних ефектів годограф поверхневої швидкості бризу поводиться простим чином. При розвитку морського бризу після ранкового прогріву суші виникає спрямований з моря на сушу вітер, який зростає за величиною і поступово змінює напрямок за годинниковою стрілкою під дією сили Коріоліса. На початку нічного вихолоджування суші розвивається сухопутний бриз, спрямований з суші на море, який також відчуває обертання за годинниковою стрілкою. Для другого пункту через вплив орографії (сусідніх Кримських гір) і складної конфігурації берега така проста поведінка не спостерігається, хоча зміни напрямку бризів вдень і вночі все ж помітно. Отже, абсолютні величини швидкості денного морського і нічного сухопутного бризів істотно різні: денний бриз для всіх трьох пунктів інтенсивніший.

Істотна відмінність бризової циркуляції в районі Кавказу пов'язано з впливом високих гір. Вплив гір може призводити як до більшого проникненню денного бризу в область суші, так і до його блокування високими горами в разі великих вертикальних градієнтів потенційної температури. Залежно від величини кута нахилу гори комбінація термічного бризу і схилового потоку може змінювати структуру бризу в сухопутної області. Зазвичай спільний ефект термічно порушуємо бризової і схилової циркуляцій призводить пересуванню максимуму швидкості приземного вітру над сушею до берегової лінії, та збільшенню висоти бризового осередку відносно поверхні Землі при видаленні від берега. Ці ефекти посилюються при зменшенні вертикального градієнта потенційної температури, тобто при меншій стабільності граничного шару атмосфери.

4 ПОНЯТТЯ ТА МЕТОДИ НАУКАСТИНГУ

4.1 Основні визначення наукастингу

Сучасні вимоги, що пред'являються до метеорологічного обслуговування різних галузей економіки, транспорту, суспільно-політичних і спортивних заходів, вимагають нових підходів до вирішення завдань їх метеорологічного прогнозування.

Надкороткостроковий прогноз - опис метеорологічних параметрів на термін **до 12 год**. за допомогою комбінування методів лінійної екстраполяції і динамічних або інших методів, які враховують розвиток і дисипації атмосферних збурень. Тому завдання полягає в ідентифікації та прогнозуванні мезомасштабних синоптичних процесів і збурень (вибуховий циклогенез, мезомасштабні конвексивні системи, шквали, смерчі та ін.), мінімальні горизонтальні розміри яких можуть становити не більше сотень метрів, а час життя - від десятка хвилин. Відповідно, це визначає вимоги, що пред'являються до системи спостережень, збору, обробки і передачі інформації споживачеві.

Поняття **наукастінга** (**nowcasting**) або ***поточне прогнозування (прогноз поточної погоди)***.в даний час визначено **ВМО** як детальний опис поточних і прогнозованих на термін від 0 до 6 годин (частіше 2 години) метеорологічних параметрів, отриманих методом екстраполяції в залежності від характеру атмосферних збурень.

Задачі наукастинга:

- визначати перші ознаки розвитку небезпечних явищ;
- відслідковувати їх пересування та еволюцію.

Об’єкт наукастинга – локальна погода, що спостерігається в конкретному місці (аеродром, місто, траса, курорт, морський порт, острів, озеро, великий промисловий об’єкт та ін.). Локальну погоду формують мезомасштабні атмосферні процеси або мезомасштабні особливості об'єктів синоптичного масштабу.

Мета наукастинга – максимальна точність у просторі та часі при втраті завчасності.

Технологія наукастинга застосується для таких явищ:

- конвективні хмари та небезпечні конвективні явища
    - зливи (рис. 4.1)
    - грози, град, смерч
    - шквал, вертикальний зсув вітру
    - пилові бури
- небезпечні явища зимової погоди:

- видимість (тумани) та висота нижньої межі хмар
- снігопади, хуртовини, лавини
- ожеледь, обледеніння (намерзання)

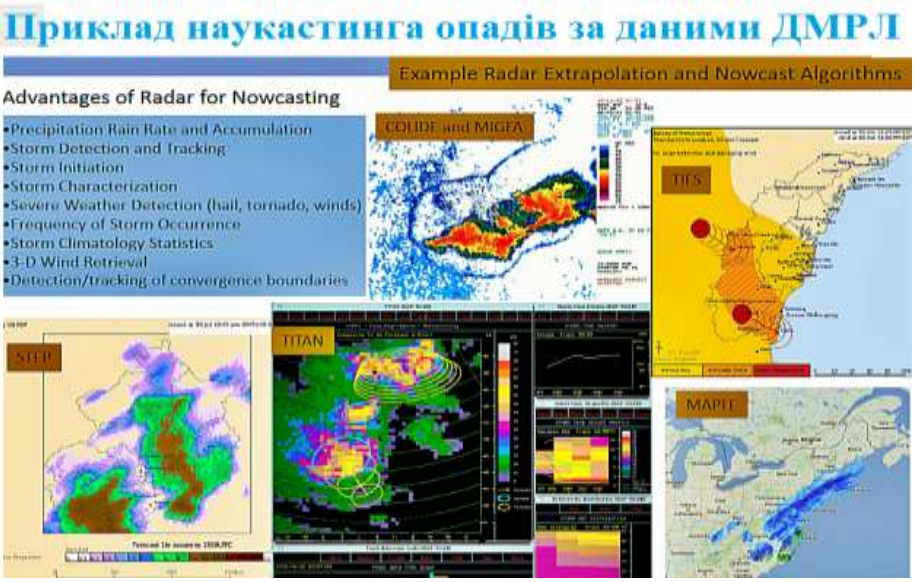


Рис. 4.1. Приклад система наукастингу [7]

Вихідні дані для наукастинга:

- приземні метеорологічні спостереження (переважно від автоматичних метеостанцій);
- висотні спостереження (радіозонди);
- дистанційні спостереження – радари (МРЛ, ДПРЛ), профілемери, грозопеленгатори;
- супутникова інформація;
- інформація від літаків - Aircraft Meteorological Data Relay (AMDAR);
- результати чисельних прогнозів погоди

В даний час реалізація прогнозів на дуже короткі терміни базується на широкому спектрі інформації наземної, радарної та супутникової систем спостереження. Автоматичні станції погоди передають відомості про тиск, температуру, вологість, швидкість і напрямок вітру (з осередненням від декількох секунд до декількох хвилин). Крім цього, реалізація включає в себе технологічну організацію безперервних потоків даних, засвоєння цих даних чисельними моделями з високим горизонтальним дозволом (близько кілометра). Для цього необхідна наявність великих обчислювальних потужностей, оскільки мова йде про безперервне засвоєнні величезних потоків інформації. Наприклад, геостаціонарні супутники мають горизонтальний і часовий дозвіл порядку декількох кілометрів і декількох хвилин відповідно. Супутникові вимірювання можуть надавати дані про

радіацію, про відновленні профілі температури і вологості, про швидкість ведучого потоку в тропосфері (так званий «хмарний вітер») та інші характеристиках. Сучасні метеорологічні радіолокатори мають радіус огляду 250-300 км і дозволяють здійснювати циклічні спостереження з періодичністю від 3 до 15 хв. в цілодобовому автоматизованому режимі, надаючи дані про хмарність, опади, радіальний вітер з високим просторовим дозволом (0,5-1,0 км) на площі до 200 тис. км^2.

Крім мережевих приладів, які здійснюють безперервну реєстрацію параметрів атмосфери а автоматичному режимі, інформацію отримують від спеціально встановлених немережевих засобів дистанційного зондування - температурних і вітрових профілемерів, лідарів та ін. Дані приладів, які виробляють безперервні вимірювання, як правило, піддаються осередненню (від декількох секунд до 10 хвилин). Так, безперервний хвильовий лідар ПЛВ-2000 кожні 4 з оновлює інформацію про швидкість і напрям вітру в діапазоні висот від 10 м до 2 км. Просторова роздільна здатність даних вимірювань по вертикалі за допомогою подібних приладів знаходиться в діапазоні від декількох метрів до декількох десятків метрів. Наприклад, температурний профілемер МТП-5 проводить вимірювання температури в вертикальному напрямку до висоти приблизно 1000 м з дозволом приблизно 50 м.

В реальному оперативному обслуговуванні період використання екстраполяційних процедур може збільшуватися або скорочуватися через характеристики життєвого циклу та еволюції прогнозованої системи погоди, тому в деяких випадках в понятті „наукастинг” передбачають прогнозування на строк до 3 або навіть 6 годин.

В залежності від прогнозованого явища наукастинг покриває просторові масштаби від мікро-α (сотні метрів до 2 км) до мезо-α (200-2000 км). Часовий масштаб коливається від декількох хвилин до 12 год та більше. Наприклад, Met Office виробляє наукасти з завчасністю від +0 до +6 годин для території Сполученого Королівства через поєднання даних метеорологічних спостережень та моделі UK Atmospheric Hi-Res. Вказана модель є частиною системи чисельного прогнозу погоди numerical weather prediction (NWP), яка зветься Unified Model. Роздільна здатність цього наукастингу порівнянна з радіолокаційними даними [9]

Наукастинг є потужним інструментом для вирішення наступних задач:

- зниження фатальних ризиків та пошкоджень внаслідок погодних умов;
- зниження пошкоджень майна у приватному, суспільному та індустріальному секторах;
- підвищення ефективності промисловості, транспортних перевезень і сільського господарства.

Таким чином, термін «*наукастінг*» характеризує не тільки певні інтервали завчасності, але і, перш за все, інформаційну основу і технічну

реалізацію прогнозування. Це передбачає використання потужної обчислювальної техніки, що дозволяє реалізувати чисельний прогноз по одній або декільком негідростатичним моделям, а також обов'язкову наявність великого обсягу вихідних даних спостережень і розвиненої системи їх передачі і засвоєння.

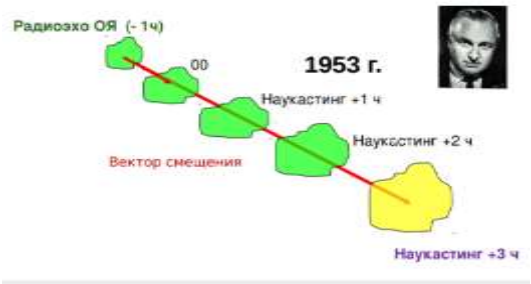
4.2 Історія розвитку наукастингу

Слово «**nowcasting**» походить від англійського «**forecasting**» (прогноз), в якому префікс **fore**, що позначає деякий час в майбутньому, замінюється на префікс **now**, що позначає найближче майбутнє.

Англійський метеоролог Кіт А. Браунінг (*Browning K.A.*), працюючи у MetOffice United Kingdom (https://www.metoffice.gov.uk/) позначив в 80-х роках XX століття прогноз опадів на основі екстраполяції послідовності радіолокаційних зображень [10], а при аналізі послідовності радарних образів для цілей прогнозу опадів запропонував 1982 термін «наукастинг». Тобто детальний опис поточної погоди та прогноз на строк до 2 годин екстраполяційними методами. При цьому самі прогнози називаються іноді «наукастамі». Незважаючи на відсутність мовної «елегантності», термін «наукастінг» перекочував в багато мов світу.

Підкреслення екстраполяції (лагранжевого підходу) в «проектуванні» даних на найближчий час відокремлює наукастінг від над-короткострокового (на термін до 12 год.) прогнозу погоди, що базується заснованого, головним чином, на мезомасштабному гідродинамічному моделюванні.

На думку англійських метеорологів, першим досвідом наукастінга можна вважати поширення адміралом Фіцроя в 1860-х роках штормових попереджень для прибережних портів, які перебували з підвітряної сторони від місць виявлення штормів. Наукастінг в сучасному розумінні починається приблизно з середини минулого століття з використанням спочатку тільки спеціальних засобів спостережень (в основному супутників і радарів), а потім з активним залученням продукції мезомасштабних гідродинамічних моделей. Перші спроби комп'ютерної екстраполяції були досить примітивними, але до кінця 1960-х були розроблені більш складні алгоритми відстеження окремих конвективних осередків.



У серпні 1981 р. в Гамбурзі був проведений перший симпозіум по наукастінгу, збірник виступів якого під редакцією К.А. Браунінга з'явився в 1982 р [11, 12]. Редактор збірки підкреслював, що до початку XXI століття не менш 80% світової метеорологічної інформації

видобуватиметься, поширюватися і оброблятися за технологіями наукастінга.

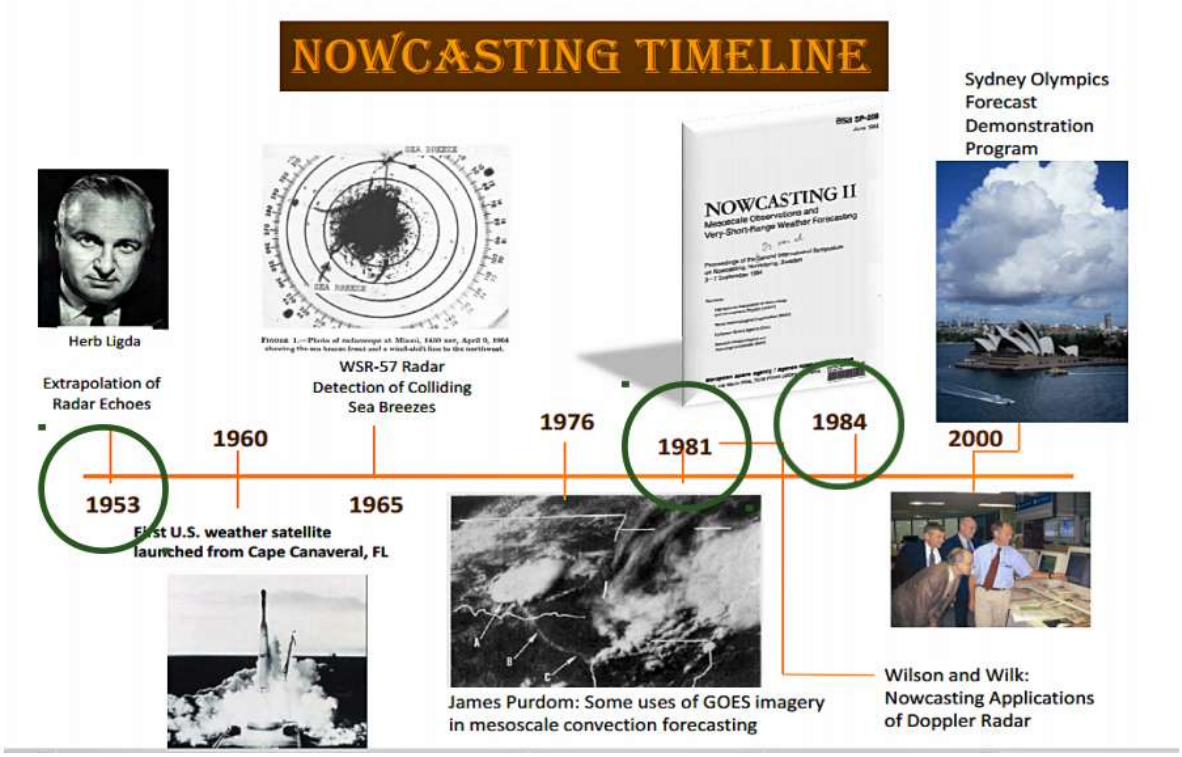


Рис. 4.2. Історія розвитку наукастингу

Далі з'ясувалося, що термін nowcasting був запропонований в США на кілька років раніше публікації Браунінга для позначення екстраполяції послідовних супутникових знімків [13]. Процитовану вище думку Браунінга про зростаючу роль наукастінга відкоригував час – відсутність спеціальної наукової проблематики в прогнозі такого типу не виділила його в окрему галузь метеорології, але затребуваність «прогнозу на зараз» зробила його важливою частиною сучасних спеціалізованих експертних систем прогнозування небезпечних явищ погоди та їх наслідків.

В 2017 р. вийшло *Керівництво ВМО* [4, 8], де розглядаються пов'язані з наукастінгом ключові проблеми: спостереження, способи і системи прогнозування, методи верифікації, навчання, додатки, рекомендації для побудови систем наукастінга в країнах, що розвиваються та ін. У документі наукастінг названий «одним з найбільш важливих компонентів системи безшовного прогнозування».

Також тут перераховані етапи, в яких роль людини незамінна:

- загальний аналіз синоптичної ситуації; оцінка ймовірності небезпечного явища в конкретному місці на основі знання локальної кліматології і концептуальної моделі еволюції погодного явища;

- аналіз даних метеорологічних параметрів і небезпечних явищ, зондування для оцінки вертикального зсуву вітру і стійкості; оцінка типу конвективних осередків (окремий осередок, супер-осередок, лінія шквалів);

- безперервний моніторинг лінії конвергенції по супутниковим і радарних даними для виділення ознак (провісників) небезпечних явищ і розташування їх найбільш ймовірного розвитку.

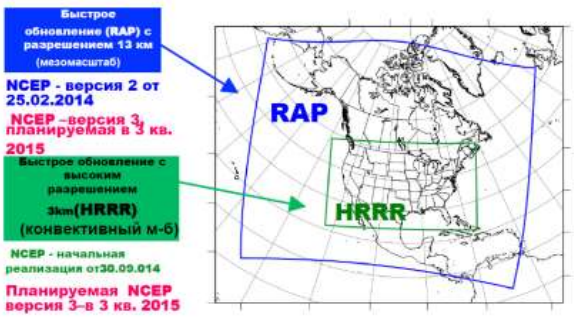
Лише після цього прогнозист може використовувати автоматичну екстраполяцію для визначення місця розташування зон небезпечної погоди.

Підготовка і проведення Олімпійських ігор і попередніх їм тестових змагань висувають високі вимоги до деталізації і точності метеорологічних прогнозів. Традиційно країни-організатори прагнуть радикально модернізувати і підсилити мережі спостережень в районах проведення Олімпіад, що дозволяє використовувати олімпійські майданчики як свого роду полігони для нових прогностичних технологій. Починаючи з 2000 року, ці можливості неодноразово використовувалися для організації демонстраційних і / або дослідницьких проектів під егідою ВМО (Сідней-2000, Пекін-2008, Ванкувер-2010, Лондон-2012, Сочі-2014, Ріо-де-Жанейро-2016).

4.3 Сучасні системи наукастінга для авіації

Реалізація засвоєння всіх видів вихідної інформації для наукастінга дуже непросте наукомістке завдання, яке ускладнюється тим, що при процедурі наукастінга дані вимірювань повинні засвоюватися практично безперервно.

В даний час для цієї мети застосовують техніки «квазінепереривного» засвоєння типу «наджінга» або ансамблевого фільтра Калмана. Одна з подібних оперативних систем - система швидкого оновлення (Rapid Refresh, RAP), тобто це оперативна система щогодинної асиміляції/моделювання, яка прийнята в Національних центрах прогнозу навколишнього середовища (NCEP), США. Вона складається головним чином з моделі чисельних прогнозів погоди з кроком 13 км (над територією Північної Америки) і системи аналізу/асиміляції для ініціалізації цієї моделі. RAP доповнюється моделлю з більш високою роздільною здатністю (3 км) і швидким оновленням (High-Resolution Rapid Refresh, HRRR). У ній оновлення даних відбувається також щогодини, але покриває вона меншу область [14, 15]. Система RAP зроблена для забезпечення користувачів, яким необхідні



надкороткострокові прогнози погоди з можливістю швидкого коректування, наприклад для авіації.

До предіктантів авіаційного наукастінга відносяться характеристики погоди, які найсильніше впливають на безпеку зльоту, посадки і польоту повітряних суден - явища, пов'язані з потужною (грозовою) конвекцією (гроза, град, зливи, шквал, пориви вітру), і явища, що знижують видимість до значень нижче категорійних мінімумів (опади, туман та ін.). Крім того, для авіації актуальною є інформація про зміну висоти нижньої межі суцільної хмарності, часу переходу температури через 0 °С, періодах значних швидкостей і поривів вітру та ін.

Виходячи з особливостей предіктантів, часто системи наукастінга бувають локальними, тобто призначеними для прогнозування одного небезпечного явища (наприклад, зсуву вітру) або несприятливої погоди в конкретний сезон (умови «зимової погоди») [16], або універсальними, що дають інформацію щодо будь-яких несприятливих явищах в будь-який сезон року [17].

В світовій практиці застосовуються методи надкороткострокових прогнозів і наукастінг, які переважно базуються на статистичній обробці рядів даних про предиктори (в якості яких використовуються вимірювання з дискретністю 10-30 хв. на аеродромі та на досить великій кількості навколишніх станцій, а також модельні прогностичні величини і дані дистанційних вимірювань, перш за все метеорологічних радарів і супутників) і про предіктанти.

Розглянемо особливості побудови методів, систем і технологій надкороткострокового прогнозу і наукастінга на конкретних прикладах зі світової практики обслуговування авіації. Піонерами в авіаційному наукастінге є США і Канада. Прогнозування несприятливих умов зимової погоди, починалося з таких систем, як канадська AVISA (прогнозування опадів і обмерзання в районі аеродрому) і розроблена в США система WSDDM (*Weather Support to Deicing Decision Making*).

В даний час в 46 аеропортах Канади функціонує система універсального наукастінга *Canadian Airport Nowcasting System* CAN-Now. Вихідні дані для прогнозу на 1-6 год. - наземні спостереження автоматичних станцій, чисельні прогнози, дані радарів, радіометрів та супутників. У числі предіктантов - опади у вигляді снігу, дощу та ожеледиці, хуртовина, обледеніння в хмарах, великі швидкості вітру і його поривів, зсув вітру, турбулентність, низька хмарність, погана видимість і

туман, в теплу пору - наявність конвективної хмарності і грозова діяльність [18]. У цій системі застосовується методика адаптивного змішування даних моделей і спостережень (ABOM - Adaptive Blending of Observations and Models). При її реалізації прогностичне значення для кожного параметра визначається як корекція поточного значення з використанням тренда. У свою чергу, тренд складається з двох складових: перша - тенденція зміни прогностичної величини, отримана за спостереженнями, друга - тенденція як результат чисельного прогнозу локальної або регіональної моделі, яка використовує інтегровану систему з вагами (INTW - integrated weightning system). Кожна з двох складових входить в рівняння зі своєю вагою, що визначаються інтегрованою системою INTW (integrated weightning system) за даними попереднього прогнозу (отриманого годиною раніше) і оновлюються кожні 15 хв.

Результатом наукастінга служать «карти ситуацій», що випускаються з періодичністю 15 хв. Кольорова шкала (рис. 4.3) позначає ступінь небезпеки ситуацій (від зеленого - «безпечно» до червоного - «дуже небезпечно»), зверху вниз дається інформація про вітер на трьох злітно-посадкових смугах, видимості, нижній межі хмарності, зсуві вітру / турбулентності, опадах, грозах / блискавках, обмерзання.

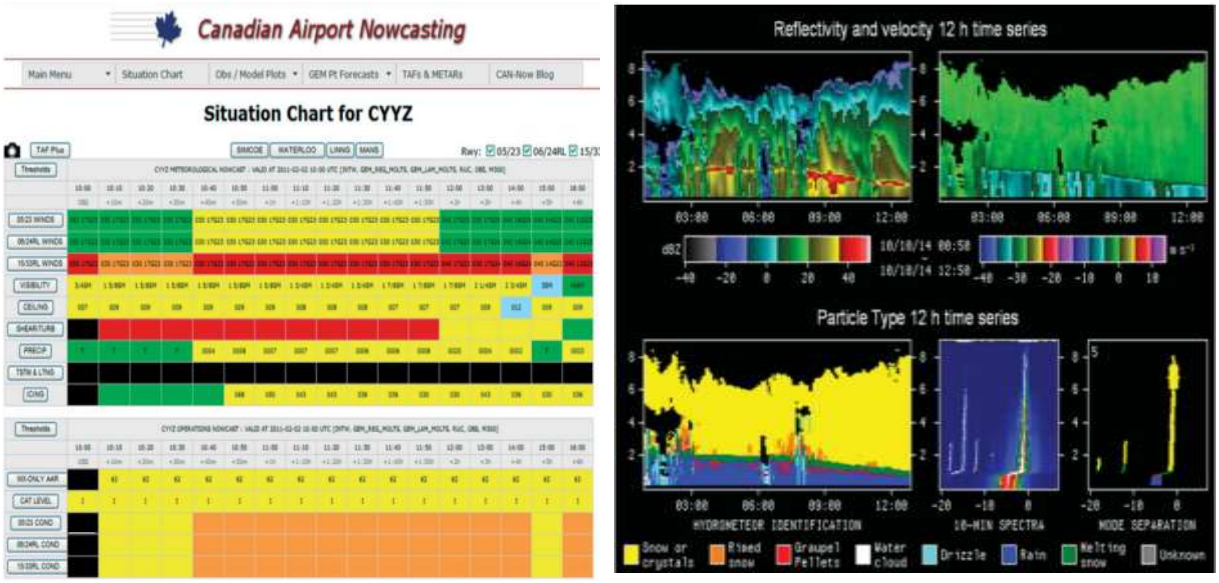


Рис. 4.3. Приклад продукції для аеропорту Торонто ім. Леслі Пірсона (CYYZ)

В аеропорту Мюнхен [19] недавно почала працювати система автоматичного наукастінга WHITE (*Winter Hazards In Terminal 122 Environment* - зимові небезпечні явища погоди в районі аеропорту). Предиктори цієї системи - момент початку, тривалість і тип опадів, обмерзання ЗПС, обмерзання літаків на землі, морозний туман і видимість. Автоматична система асимілює дані з різних джерел (рис. 4.4) - це 280

автоматичних станцій навколо аеропорту, що виробляють вимірювання кожні 15 хв, композитні радарні дані, доступні кожні 5 хв, і вихідні дані мезомасштабної чисельної моделі COSMO-DE з дозволом 2,2 км. Продукція наукастингу має завчасність +60, +30 та +15 хвилин.

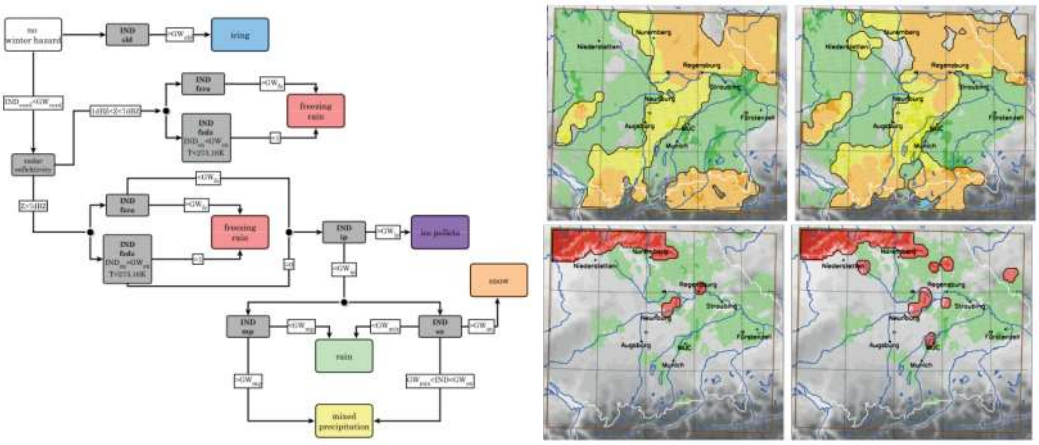


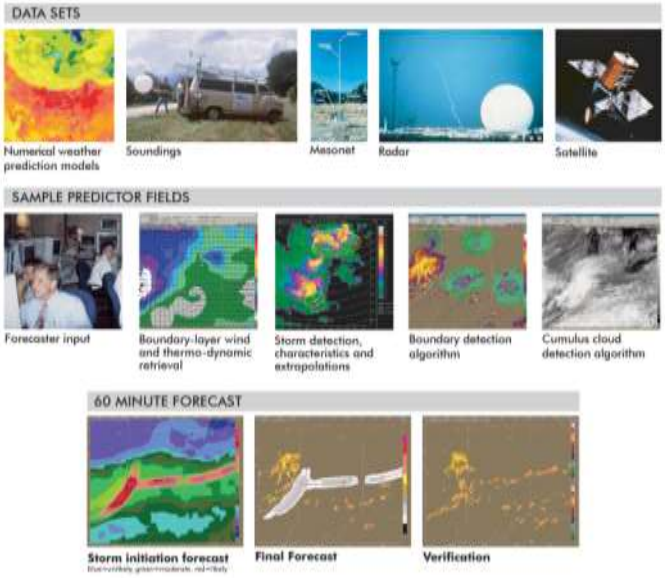
Рис. 4.4. Структура та приклад продукції WHITE для аеропорту Торонто ім. Леслі Пірсона (CYYZ)

Подальший розвиток системи наукастінга передбачає інтеграцію даних літакових спостережень AMDAR, використання локальної моделі COSMO-MUC, а також супутникових даних METEOSAT другого покоління. Розробники системи збираються залучати модельні ансамблеві прогнози для поліпшення поля першого наближення і реалізувати систему верифікації наукастов, діючу в реальному часі [19].

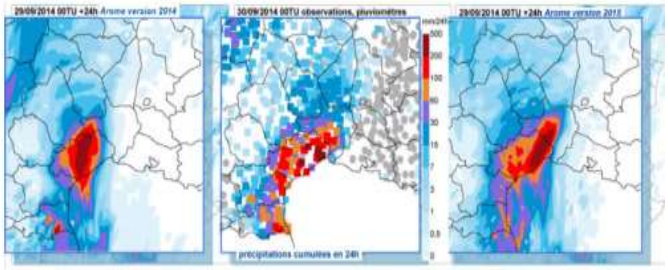
В США розроблена прогностична локальна авіаційна система LAMP (*Localized Aviation MOS System*, https://www.weather.gov/mdl/lamp_home) призначена для прогнозування комплексу метеорологічних величин і явищ, включаючи висоту нижньої межі хмар і горизонтальну дальність видимості, з завчасністю від 1 до 25 год через кожну годину. Предіктанти – наявність і тип опадів, кількість балів і висота нижньої межі хмарності, наявністі гроз, температура, точка роси, напрямок і швидкість вітру. Прогнози надаються в альтернативній і ймовірнісної формі. В якості вихідних даних використовуються спостереження на 1591 станціях на території США (сюди входять метеорологічні і аеродромні спостереження, а також дані мережі грозопеленгаторів), композитна

радарна інформація, кліматичні характеристики і вихідна продукція моделей ЧПП (NWF).

Прогноз авіаційної системи LAMP заснований на рівняннях множинної лінійної регресії, отриманих як для кожної станції (для прогнозу температури, точки роси, швидкості і напрямку вітру), так і для групи станцій з подібними фізико-географічним умовами (для прогнозу рідкісних явищ, таких як хмарність з нижньою межею нижче 120 м або видимість <0,5 милі). Передача прогностичної інформації здійснюється в альтернативній або ймовірнісної формі [20].

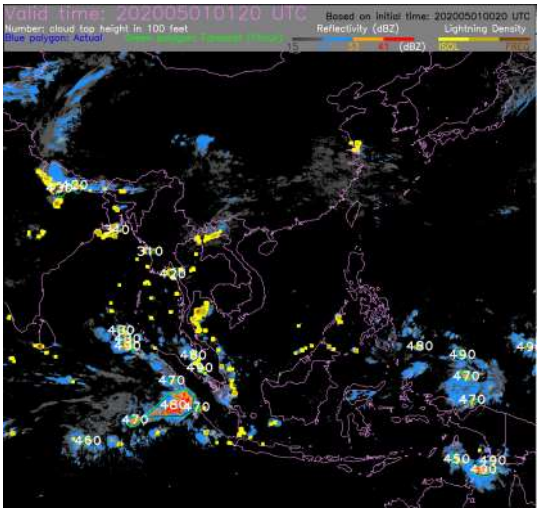


У помірних широтах з найбільшим повітряним трафіком основними несприятливими факторами, що впливають на безпеку і регулярність польотів, в холодний сезон є низька хмарність і обмежена видимість, в теплий сезон – конвективні явища. Для прогнозу конвекції в конкретних районах використовуються, крім перерахованих вище, локальні системи наукастінга. До них відноситься, наприклад, система ANC (*Auto-NowCast,* https://ral.ucar.edu/solutions/products/autonowcaster), яка використовується в NCAR для прогнозу зародження, зростання і розвитку небезпечних конвективних явищ із завчасністю 2 ч через 15 хв. Система використовує дані мережі доплеровских радарів, супутників і чисельні прогнози погоди.



Precipitation observations for September 29th, 2014 (middle), Arome forecast with previous version at 2,5km (left), Arome forecast with operational version at 1,3km (right)

Як інший приклад наукастінга конвекції можна привести технологію *AROME-NWC*, використовувану в *Meteo-France* і засновану на об'єктно-орієнтованому підході. Для кожного індивідуального конвективного осередку вказується час і координати виникнення, відбиваності (за радарними даними), швидкість і напрямок його переміщення, поточна інтенсивність опадів. Оновлення даних відбувається 10 хв. Горизонтальна роздільна здатність моделі AROME в системах наукастінга може досягати 500 м [21].



Для обслуговування авіації в тропіках слід враховувати можливість розвитку несприятливих явищ, пов'язаних з конвекцією протягом всього року. Для цього використовується, наприклад, розроблена в Гонконзі система *SWIRLS* (*Short-range Warning of Intense Rainstorms in Localized Systems* - короткострокове попередження інтенсивних злив в локалізованих системах - https://rsmc.hko.gov.hk/nowcast/aviation.html), заснована переважно на радарних даних, на техніці екстраполяції радіолуни.

Система *ATLAS* (*Aviation Thunderstorm And Lightning Alerting System*, https://www.hko.gov.hk/en/aviat/outreach/AMIDS/16th/AMIDS_atlas.htm) призначена для попередження авіації про грозах і електричних розрядах, так само як і автоматична система оповіщення про грозах *ATSAS* - *Automated ThunderStorm Alerting Service*.

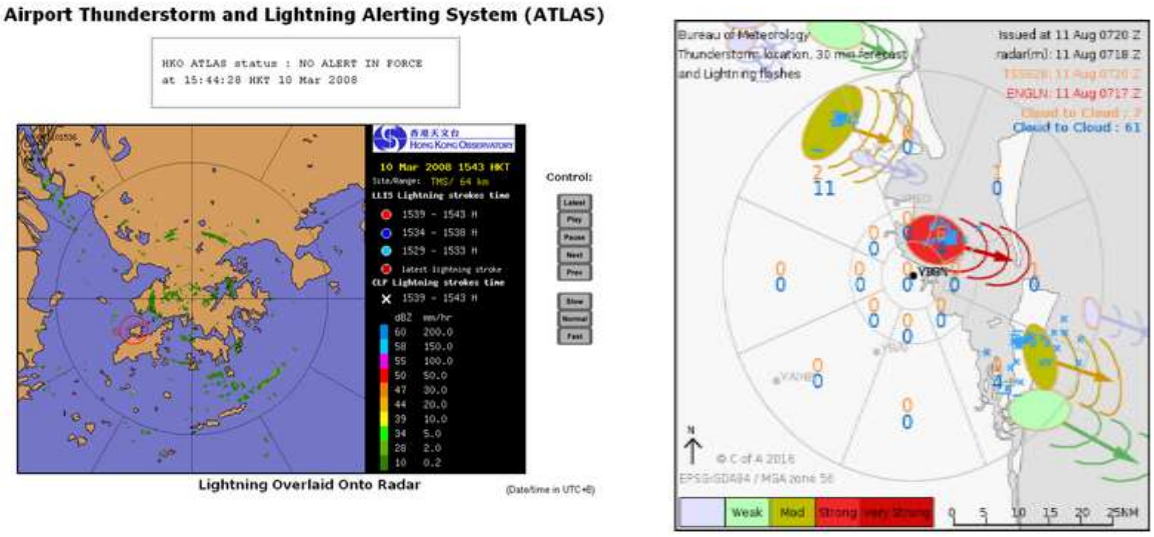


Рис. 4.5. Приклади продукції систем *ATLAS* та *ATSAS* для аеропорту Гонконг

В основі технологій наукастінга для прогнозу конвективних явищ найчастіше лежить використання супутникової та радарної інформації із застосуванням алгоритмів, таких як RDT (Rapidly Developing Thunderstorms), MASCOTTE (Maximum Spatial Correlation Tracking Technique); ForTraCC (Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters) та ін. [16]. Звичайною практикою в системах наукастінга є формулювання імовірнісних прогнозів, де в якості предикторів

залучаються ансамблеві чисельні прогнози. Це досягається за допомогою ансамблю моделей і / або варіантів однієї і тієї ж моделі, що відрізняються або злегка зміненими початковими умовами, або іншими характеристиками. Кожен член ансамблю (кількість їх зазвичай становить кілька десятків) виробляє прогностичні поля, в яких є відмінності. Повторюваність в межах ансамблю різних градацій будь-якого явища потім інтерпретується як оцінка ймовірності виникнення цих градацій в реальних умовах. При наявності достатніх обчислювальних ресурсів і необхідної вихідної інформації технологія наукастінга за допомогою ансамблевого прогнозування розробляється для конкретних аеродромів.

Подібна система, наприклад, розроблена для аеропорту Шарль де Голль (Париж, Франція) з метою прогнозування епізодів зниження висоти нижньої межі хмарності нижче 60 м і видимості менше 600 м з завчасністю 0-12 год. [22].

Серед інших систем наукастінга осібно стоять системи попередження *вихорів спутного сліду*. Це особливий вид техногенної турбулентності, що негативно впливає на авіаційну безпеку, особливо при зльоті та посадці повітряних суден. В даний час багато великих аеропортів прагнуть встановити системи вихровий безпеки, що дозволяють зменшити негативний вплив вихорів спутного сліду. Ці системи складаються, в принципі, з двох основних вузлів: засобів спостережень за виникненням спутних вихорів - ASOS (зазвичай це імпульсні або когерентні допплерівські лідари, які дозволяють визначати розміри і інтенсивність вихорів, їх зсув відносно ЗПС, положення щодо земної поверхні) і технології наукастінга вітру і температурної стратифікації, що дозволяє визначати траєкторії зміщення і тривалість існування таких вихорів.

Наведемо як приклад систему пом'якшення впливу вихровий турбулентності в зоні зльоту повітряних суден (WTMD), що діє в аеропорту Сан-Франциско [23]. Алгоритм прогнозування вітру розраховує період, коли бічний вітер на ЗПС (рис. 4,6) і до висоти 500 м буде забезпечувати умови мінімального впливу спутного сліду від зльотів літака на судно, наступне за ним. Шкала вихровий небезпеки у верхній частині малюнка, червоним кольором відзначений «небезпечний» інтервал часу. Прогноз приземного вітру в даній системі розраховується на основі статистичного аналізу спостережень за вітром протягом останніх 35 хв

(дані автоматичних станцій наземного спостереження, оснащених акустичними анемометрами, з інтервалом 1 хв).

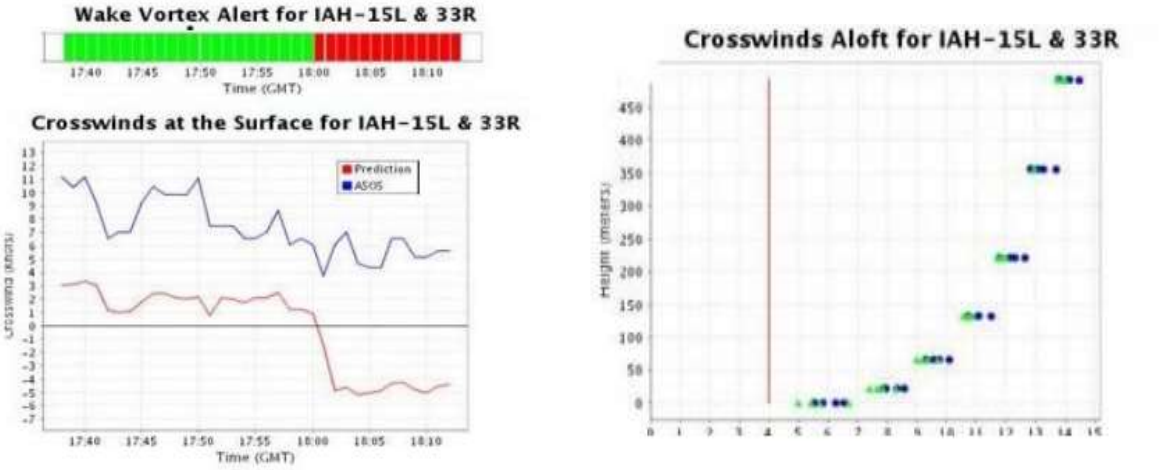


Рис. 4.6. Вихідна продукція системи наукастінга WMTD в аеропорту Сан-Франциско.

Прогноз вітру на рівнях до 500 м витягується з циклу швидкого поновлення прогностичної моделі NCEP. Ще один приклад системи вихровий безпеки - прогностична система P2P, модель прогнозу і перенесення вихорів спутного сліду, що працює в аеропорту Франкфурт в режимі реального часу. Вона використовує ієрархію моделей ЧПП всередині системи NOWVIV (NOwcasting Wake Vortex Impact Variables), яка працює з даними акустичних анемометрів і содар / радіоакустичного звукової системи (SODAR / RASS) [15].

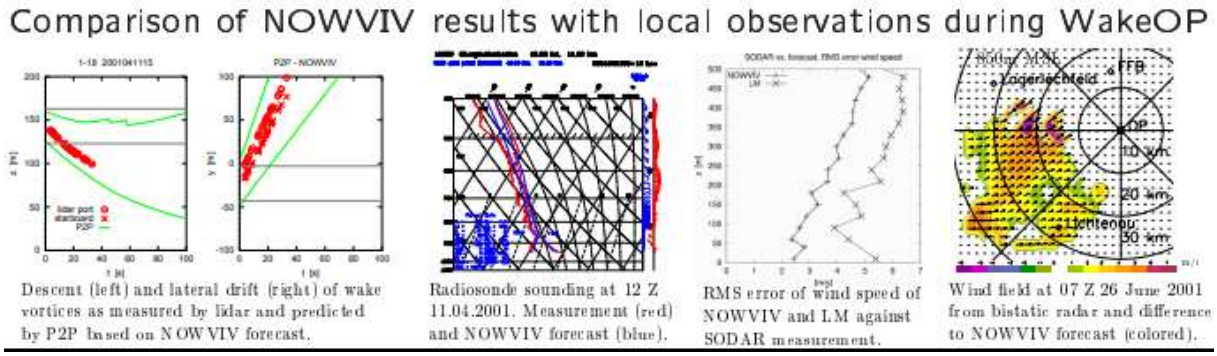


Рис. 4.7. Вихідна продукція системи наукастінга NOWVIV [24]

Таким чином, в світі існує досить багато прогностичних систем наукастінга і надкороткострокового прогнозу для авіації. Для комплексації різних видів інформації застосовується різний математичний апарат (екстраполяція, Блендінг, побудова ансамблів, нечітка логіка) [25]. Найбільш важливими принципами побудови технологій авіаційного

наукастінга залишаються використання даних густий мережі наземних станцій і комбінування різних видів спостережень з чисельним прогнозом погоди.

Перспективи розвитку наукастінга для авіації в рамках Глобального аеронавігаційного плану *Реалізація Глобального аеронавігаційного плану* (ГАНП) має на увазі поетапну модернізацію всієї аеронавігаційної системи до 2028 р [26]. Одним з компонентів цієї системи є поліпшення і розширення метеорологічної інформації для аеронавігаційного забезпечення. Ключовий концепцією методології ASBU - авіаційної системи блокової модернізації - є так звані «операції, засновані на траєкторіях», які передбачають швидку інтеграцію прогнозів з високою роздільною здатністю і продукції технології наукастінга в систему організації повітряного руху (ОрПР). Якщо дотепер метеорологічні повноважні органи займаються тільки збором і передачею інформації, то в майбутньому кінцевим продуктом стане перетворення цієї інформації в компоненти впливу на ОрПР. До 2028 р система повинна прогнозувати особливі для авіації явища в межах 20-хвилинного інтервалу. Для підготовки і апробації можливих шляхів реалізації завдань ГАНП, в 2014 р спільно Комісією атмосферних наук і Комісією з авіаційної метеорології ВМО було оголошено про організацію дослідного демонстраційного проекту для авіації (AvRDP - Aviation Research Development Project). Ініціатива проекту була підтримана Всесвітньою програмою дослідження погоди, робочою групою з вивчення наукастінга і робочою групою по мезомасштабної прогнозуванню.

До ключових цілей цього проекту відносяться: - демонстрація поточних досягнень технік наукастінга і мезомасштабного моделювання для концепції «операцій, заснованих на траєкторіях»; - визначення відповідають вимогам ASBU методів наукастінга (детерминистських і імовірнісних), мезомасштабного моделювання та їх верифікації; - переклад метеоінформації в «продукт впливу» в системі ОрПР. Для реалізації цих завдань передбачають розвиток технологій наукастінга в наступних напрямках:

- аналіз систем погоди, інтегрований для повітряних коридорів (CIWS - corridor integrated weather system), що дозволяє точно прогнозувати час прибуття численних повітряних суден в аеропорти з високим трафіком;

- формулювання погодинних попереджень про різні особливих явищах з використанням кольорової шкали небезпеки для кожного аеропорту;

- погодинний прогноз особливих явищ і їх комплексування для територій одного або декількох держав;

- об'єктно-орієнтований наукастінг (в основному пов'язаний з конвективними об'єктами) із зазначенням часу їх зародження, напрямки

руху, кількості опадів, радіолокаційних характеристик (середніх і максимальних);

- застосування технології блендінга (змішування спостережень і прогнозів) для прогнозування надкороткострокових змін деяких характеристик (видимості, низької хмарності). Проект AvRDP організовується в аеропортах різних кліматичних зон, щоб охопити весь спектр несприятливих явищ.

Вимоги до аеропортів такі: вони повинні мати високу пропускну здатність і забезпечувати високу щільність метеоспостережень, що включають дані сучасних систем дистанційного зондування і літакові дані. Крім того, необхідна можливість реалізації чисельного моделювання з високою роздільною здатністю.

У першому етапі (2013-2014 рр.) приймали участь п'ять міжнародних аеропортів (табл. 4.1) - аеропорти Шарль де Голль (CDG, Париж, Франція), ім. О.Р. Тамбо (JNB, Йоханесбурзі, Південно-Африканська республіка), ім. Лестера Б. Пірсона (YYZ, Торонто, Канада), а також китайські аеропорти Хунцяо (SHA, Шанхай) і Чхеплакок (HKG, Гонконг). За даними за 2013 і 2014 рр. кількість злітно-посадкових операцій (ВПО) в аеропортах Парижа, Гонконгу і Торонто перевищувало 1000 на добу, в аеропорту Йоханесбурга це число перевищило 550, в аеропорту Шанхаю - 300.

Ці аеропорти вже мають досвід прогнозування поточної погоди та використовують системи наукастінга, такі як NWC-SAF (Париж) [30], CAN-NOW (Торонто), INCA-CE (Париж), WINDS (Шанхай), ATSAS (Йоханесбурзі) [27], SWIRLS і ATLAS (Гонконг). Більшість з цих систем призначені для наукастінга небезпечних конвективних явищ. Це згадані вище системи SWIRL, ATLAS, ATSAS, а також ASPOC (Application de Signalisation et de Prévision des Orages pour la Circulation aérienne) - додаток про оприлюднення та прогнозі гроз для повітряного руху.

Дещо пізніше до проекту AvRDP був доданий ще один канадський аеропорт - Ікалуїт (YFB), який експлуатує систему наукастінга CAN-Now. Ікалуїт не є міжнародним аеропортом з високою завантаженістю, однак представляє інтерес з точки зору вкрай складних погодних умов арктичного типу, що характеризується сильним вітром, хуртовинами, снігопадами, поганою видимістю і низькою хмарністю.

Система наукастінга NWC-SAF http://www.nwcsaf.org/ використовує переважно супутників (Satellite Application Facility). Даний сервіс був заснований за рішенням 29 Наради EUMETSAT в грудні 1996 р. для впровадження Супутникових прикладних засобів (Satellite Application Facility, SAF) на підтримку наукастингу та надкороткострокового прогнозування (НКП). Проект почав діяти з лютого 1997 р. з розробки програмного забезпечення, яке б використовувало дані супутників MSG (SEVIRI) та NOAA (EPS AVHRR) [4].

Таблиця 4.1 – Особливості кліматичних режимів та пре диктанти наукастинга в аеропортах-учасниках проекту AvRDP

Аеропорт	Особливості кліматичного режиму	Елементи наукастингу
CDG, Париж	Помірний клімат Північної півкулі, розташований всередині континенту	Зимова погода: снігопад, обледеніння, низькі температури. Туман
HKG, Гонконг	Субтропічний клімат, аеропорт оточений водою та розташований близько до гір	Конвекція та грози. Низька видимість. Низька хмарність.
JNB, Йоханесбург	Субтропічний клімат Південної півкулі, розташований всередині континенту	Конвекція Туман
SHA, Шанхай	На межі субтропіків та помірних широт. Розташований всередині континенту, але недалеко від дельти річки Янзцы та узбережжя Східнокитайського моря	Конвекція
YYZ, Торонто	Помірні широти, розташований всередині континенту, але недалеко від озера Онтаріо	Зимова погода: снігопад, обледеніння, низькі температури. Тип та кількість опадів. Швидкість та напрямок вітру, зсув вітру та пориви. Турбулентність. Низька хмарність.

Загальне завдання NWC SAF (Nowcasting SAF) полягає у наданні оперативних послуг для гарантування оптимального використання метеорологічних супутникових даних в наукастингу та НКП зацікавленими користувачами. За для цього NWC SAF є головним відповідальним в EUMETSAT за розвиток та розповсюдження такої інформації для підтримки користувачів.

Nowcasting SAF належить до мережі SAF, яка є частиною EUMETSAT Ground Segment. Під керівництвом Іспанського Метеорологічного Агентства (AEMet) NWC SAF розвиває Проектна

команда, що включає Météo-France, Шведський та Австрійський Метеорологічні інститути. Продукція NWC SAF представлена на сайті проекту - http://www.nwcsaf.org.

Продукти NWC SAF представлені в двох розділах, що базуються на даних європейських супутників MSG (геостаціонарні) та PPS (полярно-орбітальні).

Для супутника MSG інформація представлена по чотирьох групах:
1) Cloud Products – Продукти по хмарності;
2) Precipitation & Convection Products – продукти по опадах та конвекції;
3) Clear Air Products Physical Retrieval – продукти, отримані при ясному небі з фізичним відновленням;
4) Conceptual Model and Winds Products – продукти концептуальних моделей та вітру (рис. 4.8).

Рис. 4.8. Продукція системи наукастінга NWC SAF

На відміну від них, INCA - *Integrated Nowcasting for Comprehensive Analysis* http://www.inca-ce.eu/CE-Portal/ (Австрія) - система наукастінга, що прогнозує, крім загальних метеорологічних параметрів (температура, швидкість вітру, вологість, тиск), важливі для авіації характеристики: потенціал обмерзання, видимість, пориви вітру.

4.4 Європейський експеримент прогнозу штормів ESTOFEX

В 2002 р. за ініціативою групи європейських метеорологів та студентів з метеорології була заснована платформа для обміну знаннями щодо прогнозування сильних конвективних штормів у Європі та інших регіонах - *Європейський експеримент з прогнозування штормів* [33] (*The European Storm Forecast Experiment*, http://www.estofex.org).

Це добровільна організація і наразі не фінансується. Вона спрямована на підвищення рівня обізнаності та надання інформації в режимі реального часу щодо прогнозування небезпечних явищ погоди. ESTOFEX щодня видає штормові попередження, також збирає звіти від широкої громадськості про небезпечні погодні умови з метою підтвердження його прогнозів [34]. Прогнози ESTOFEX публікуються за ліцензією *Creative Commons Attribution-Noncommerce-Share Alike 3.0*.

Щоб повідомити про масштаби загрози граду, сильних поривів вітру, смерчей та надмірних опадів, ESTOFEX використовує рівні загрози. Рівень загрози видається на основі розрахункової ймовірності небезпечної погоди ***(severe weather)*** внаслідок конвективних штормів. Шторм вважається сильною або надзвичайно сильною, коли вона супроводжується одним або кількома явищами, які відповідають критеріям, переліченим нижче.

Сильні конвективні явища погоди:

- град з діаметром ≥ 2,0 см;
- торнадо (смерчі);
- пориви вітру зі швидкістю ≥ 25 м/с (92 км/год або ≈ 48,6 вузлів);
- екстремальна кількість опадів ≥ 60 мм .

Екстремальне сильні (надзвичайні) конвективні явища погоди:

- град з діаметром ≥5,0 см;
- пориви вітру зі швидкістю ≥33 м/с (≈ 119 км/год$^{-1}$ або ≈ 65 вузлів);
- торнадо класу F2 або сильніше.

ESTOFEX щодня випускає "Прогнози штормів". Ці бюлетені, що супроводжуються картою, стосуються загроз, спричинених сильними конвективними бурями в Європі. У центрі уваги прогнозів - загроза градом, сильними поривами вітру та смерчами, які представляють ці бурі. З 1 травня 2009 року загроза надмірних конвективних опадів. Крім того, виділяються райони, де очікується блискавка (рис. 4.9).

Цілі ESTOFEX :

оприлюднювати щоденні прогнози суворої конвективної погоди в Європі, використовуючи «інгредієнту» методологію прогнозування;

підняття рівня розуміння умов утворення сильних конвективних штормів в Європі;

сприяння та демонстрація використання Європейської бази даних екстремальної погоди (ESWD) як основи для досліджень штормової погоди;

верифікація прогнозів, заснована на даних ESWD і даних про блискавки.

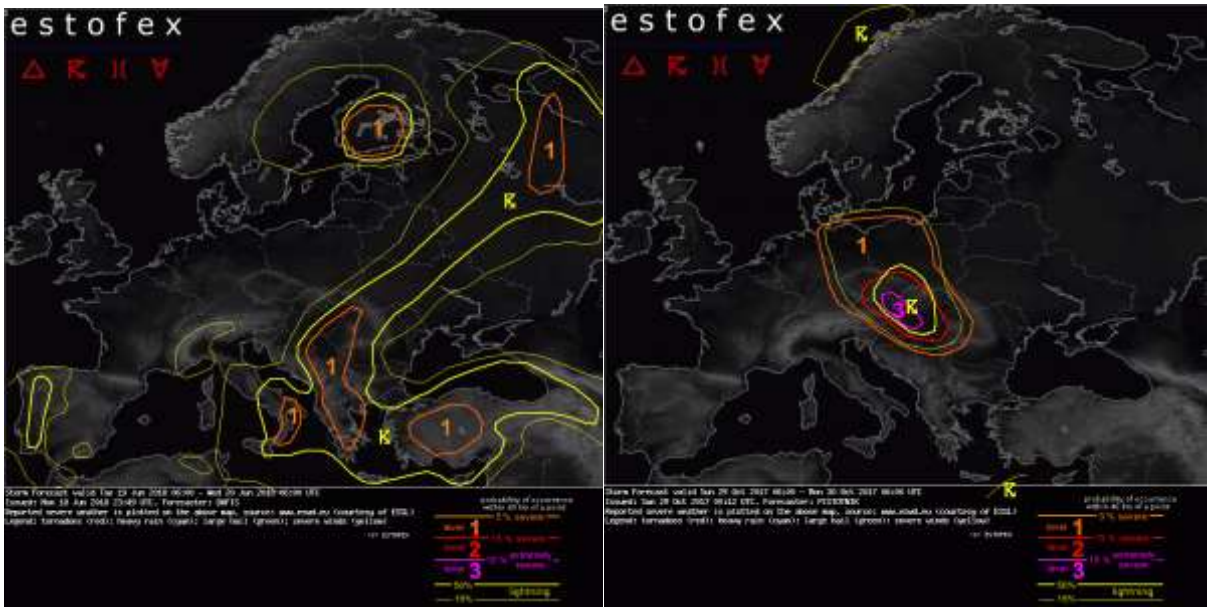
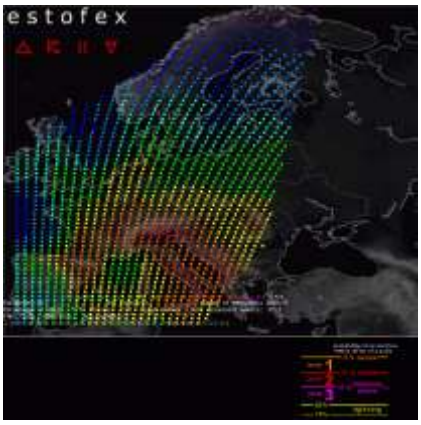


Рис. 4.9. Прогноз конвективних явищ ESTOFEX з 06 UTC 19.06.18 р. до 06 СГЧ 20.06.18 р. та з 06 UTC 29.10.17 р. до 06 СГЧ 30.10.17 р.

Рівні загрози виражаються як діапазон ймовірності того, що в радіусі 40 км від місця розташування настає небезпечна погода. Наприклад, вірогідність 10% у вашому населеному пункті означає, що в одному з десяти разів опублікований такий прогноз, поруч з вами стане погода. Що стосується розміру типової зони загрози, наприклад, розміру північної половини Німеччини, це може відповідати 3-4 повідомленням про ***severe weather*** (не враховуючи дуже близько розташованих повідомлень).

Значення ймовірності отримають, проводячи верифікацію районів рівня загрози за допомогою погодних звітів про складні метеорологічні умови, які внесені до *Європейської бази даних про екстремальну погоду* (*European Severe Weather Database* – ESWD - https://www.eswd.eu/).



Наразі використовувались лише регіони Європи з високим рівнем звітності. Для кожної точки на карті було підраховано виникнення сильної та екстремальної конвективної погоди та порівняно з кількістю разів, коли видавався певний рівень загрози. Це зумовило середню частоту виникнення суворої погоди для кожного рівня загрози: ймовірність виникнення суворої погоди, коли вона була прогнозована. За допомогою цих результатів визначаються рядки з ймовірностями, які представляють межі рівня загрози, тобто на карті

проводяться лінії з ймовірностями, які представляють межі зон з рівнями небезпеки.

Рівень 0 – Level 0 - відповідає району, який не підпадає під рівні 1, 2, або 3, тобто очікувана ймовірність сильних конвективних явищ є незначною. Існує всього 0-5% імовірності, що в радіусі 40 км від пункту прогнозу виникне сильна конвективна буря. Відповідно до ізоліній на карті, ймовірність близько 5% спостерігається лише в безпосередній близькості від контуру рівня 1.

Рівень 1 - Level 1 - відповідає ймовірності від 5 до 15%, що в радіусі 40 км від пункту прогнозу виникне сильна конвективна буря. Це найпоширеніший рівень загрози і використовується тоді, коли виявлена низька штормової погоди.

Рівень 2 - Level 2 - відповідає ймовірності ≥ 15%, що в радіусі 40 км від пункту прогнозу виникне сильна конвективна буря. Це значна загроза, яка виражає більшу впевненість у виникненні сильних штормів. Хоча екстремальне сильні явища погоди не входять в цей рівень, однак їхня ймовірність підвищується на 3-5%.

Рівень 3 - Level 3 - видається, коли є значна загроза (ймовірність, ≥ 15%) екстремальне сильних конвективних штормів, які можуть виникнути в межах 40-кілометрового радіусу від пункту розташування. Цей рівень оголошується рідко і має на увазі, що очікується найбільш небезпечне явище погоди, наприклад, шквали, торнадо, крупний град. Приклади включають **derecho** (дерехо) - грозову систему, що спричиняє широкі пориви вітру, яка вразила значну частину Німеччини 10 липня 2002 р. Основні спалахи смерчів також потребують рівня 3. Прикладом є спалах, що стався 25 червня 1967 р. у Франції, Бельгії і Нідерландах, а також останній випадок смерчів та великого граду по всій Польщі 15 серпня 2008 року.

Крім районів загрози, на картах показані дві жовті лінії: райони, де прогнозується блискавка, що розділяє дуже низьку/середню/висока ймовірність появи блискавки в радіусі 40 км від пункту на карті.

Прогноз ESTOFEX розроблюються за допомогою методології "на основі інгредієнтів": тобто, об’єднуючи дані чисельних моделей та спостережень (наземних, зондування, супутників тощо) з врахуванням фізичних процесів утворення конвекції. Для того, щоб виник конвективний шторм і екстремальні явища погоди, мають взаємодіяти декілька фізичних механізмів. Низький рівень вологості і підвищені вертикальні градієнти зумовлюють розвиток прихованої нестійкості. Для реалізації нестабільності потрібен спусковий механізм, а саме інтенсивний підйом повітря (глибока конвекція). Це може бути породжене різними механізмами в різних масштабах, які також впливають на на розмір штормових зон. На початок та розвиток шторму істотно впливає його взаємодія з навколишнім потоком. Залежно від напрямку та величини

вітрів на різних висотах конвективний шторм може перетвориться на один з декілька типів: мультиланковий кластер, лінію шквалу або суперланковий шторм.

Отримавши ґрунтовну картину факторів, що впливають на виникнення штормів у конкретний день, визначаємо ймовірність штормової погоди, виходячи з особливостей конкретного штормового утворення, а також очікуваного типу шторму та зони його розповсюдження, і перекладаємо концептуальні картина на рівні загрози

При прогнозі використовують декілька параметрів, які можуть передбачити тип очікуваного шторму. Для складання остаточного подання про фактори, що впливають на утворення штормів в конкретний день, визначається ймовірність екстремальної погоди, заснованої на фонових характеристиках, також очікуваного типу шторму і його зони розповсюдження, і далі розраховуються рівні вищесказані загрози.

Європейська база даних екстремальної погоди (ESWD) [35], за даними якої проводиться верифікація прогнозів ESTOFEX, містить інформацію про район виникнення, інтенсивність, тривалість явища та його наслідки. Інформація представляється по певному району, який можна задати – Європа цілком, або окрема країна, у вигляді карти розповсюдження та таблиці з переліком вказаних характеристик, причому інтенсивність та небезпечність явищ вказана в кольоровій гамі (рис. 4.10).

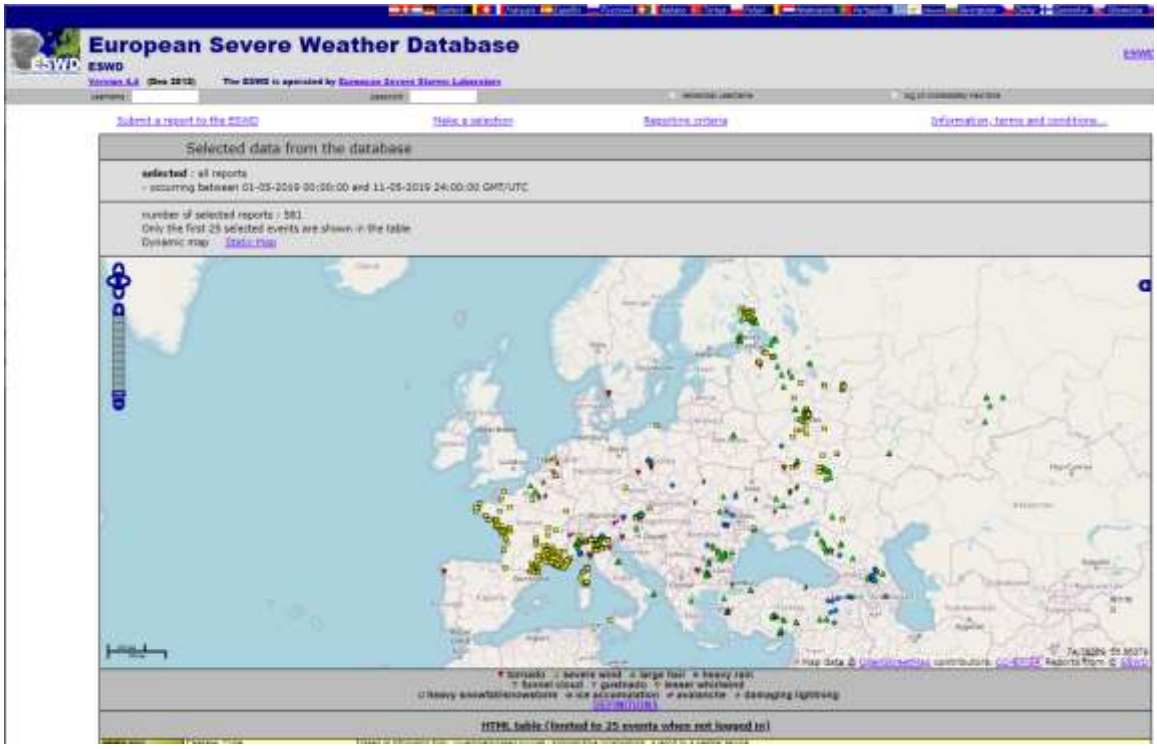


Рис. 4.10. Карта розповсюдження ESWD небезпечних явищ над Європою на від 1 до 11 травня 2019 р.

Інформація вноситься до бази з різноманітних джерел, таких як свідоцтва очевидців, повідомлення місцевої і регіональної преси, Інтернет-джерела, дані метеорологічних спостережень. Кожен звіт ESWD перевіряється якістю або *European Severe Storms Laboratory* (ESSL) [32], або одним з його офіційних партнерів: НМЗС (Національна або Регіональна гідрометеорологічна або метеорологічна служба), VON (надійні мережі добровільних спостерігачів) або VOP (довірені особи добровільних спостерігачів), які уклали письмові угоди з ESSL. Вся інформація класифікується по мірі підтвердженості на декілька рівнів, завдяки чому можна обирати інформацію, що цікавить, з певним рівнем довіри до неї.

Виділяють 4 рівні контролю якості даних (QC).

QC0: «тільки отримані» (нові повідомлення, в процесі контролю);

QC0+: «правдоподібність перевірена»;

QC1 : «повідомлення підтверджене достовірними джерелами»;

QC2: «випадок повністю підтверджений».

Звіти QC0 повинні зберігатися в ESWD протягом дуже обмеженого часу (як правило, не набагато довше, ніж тиждень після подання звіту). Звіти QC0 + пройшли основну перевірку правдоподібності, тут легко розбирають «сміття». QC1 - найважливіший рівень перевірки якості. Це означає, що звіт підтверджено надійним джерелом. Звіти надійних партнерів негайно отримають цей прапор якості. QC2 означає, що була проведена надзвичайна робота з перевірки достовірності всіх відомостей, наведених у певному звіті. Цей рівень якості контролю, як правило, призначається для звітів на основі детальних досліджень на науковому рівні. Тому QC2 порівняно рідко порівняно з QC1.

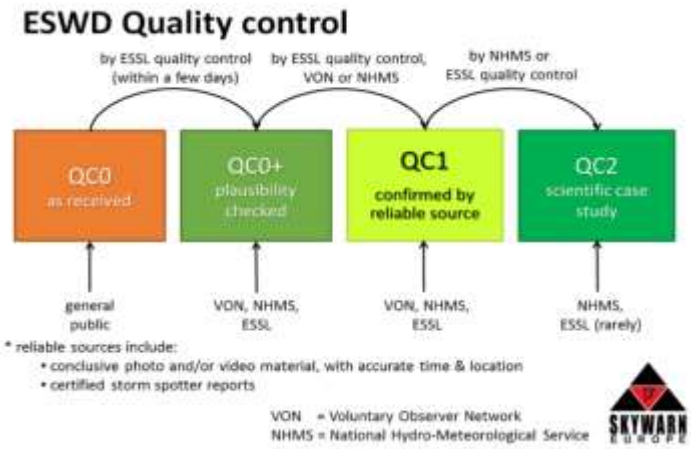


Рис. 4.11. Схема управління якістю ESWD

Для статистичних досліджень коректно залучати взяти QC1 як нижню межу. Для деяких цілей QC0 + також може використовуватися, якщо обережно трактувати. ESSL може дати рекомендації щодо найкращого використання даних ESWD та рівня їх QC.

ПЕРЕЛІК ПОСІЛАНЬ

1. Mesometeorology and short-term forecasting. Collection of lectures / Ed. N.F. Veltishchev - Geneva, Switzerland, WMO, 701, 1988. 173 p.

2. Степаненко С.Н. Лекции по мезометеорологии. Одесса: ОГЭКУ, «ТЭС», 2002. 223 с.

3. Степаненко С.Н. Мезометеорология: Конспект лекцій. Одесса: ОГМИ, 2000. 92с.

4. Семенова І.Г. Методичні вказівки до практичних робіт з дисципліни “Мезометеорологія та наукастинг” за темою „Технологія наукастингу” [Електронний ресурс]. Одеса: ОДЕКУ, 2012. 40 с.

5. Veltishchev N.F., Stepanenko V.M. Mesometeorological processes. Tutorial WMO, 2006. 101 p.

6. Guidelines on Early Warning Systems and Application of Nowcasting and Operation Warnings. [Електронний ресурс] / World Meteorological Organization, 2010. http://www.wmo.int/pages/prog/amp/pwsp/publicationsguidelines_en.htm

7. WMO Guidelines for Nowcasting Techniques. World Meteorological Organization, 2017, No. 1198. 82 p.

8. Nowcasting Guidelines. A Summary. https://public.wmo.int/en/resources/bulletin/nowcasting-guidelines-%E2%80%93-summary

9. Met Office. Nowcasting. https://www.metoffice.gov.uk/binaries/content/assets/metofficegovuk/pdf/data/nowcasting-datasheet_2019.pdf

10. Browning K.A. The FRONTIER plan: A strategy for using Radar Sattelite Imaginary for very short range precipitation forecasting//Meteor.Mag.- 1979.- №108

11. Browning K.A. and Collier C.G. An integrated radar-sattelite nowcasting system in the UK // Academic Press, Nowcasting.- 1982,- P.47-61.

12. Nowcasting. London: Academic Press, 1982, 256 p.

13. Browning K.A. and Golding B.W. Mesoscale forecasting in the Meteorological Office: the way ahead? //Meteorol.Mag.- 1984.- № 113,- P. 302-313.

14. http://ruc.noaa.gov/pdf/NCEP_PSR_2014_HRRR_COMBINED_ lite.pdf

15. Prospects for the development of nowcasting for meteorological support for aviation as part of the implementation of the global air navigation plan (GANP) https://old.wmo.int/aemp/sites/default/files/ICAO%20Concept%20for%20Integration%20of%20MET%20Information%20Integration%20for%20ATM%20v00%2006%2000.pdf

16. Rasmussen R., Dixon M., Hage F., Cole J., Wade C., Tuttle J., McGettigan S., Carty T., Stevenson L. Weather Support to Deicing Decision Making (WSDDM): A Winter Weather Nowcasting System // BAMS. – 2001. – Vol. 82, No. 34. – P. 1–17.

17. Isaac G.A., Bailey M., Boudala F.S., Burrows W.R., Cober S.G., Crawford R. W., Donaldson N., Gultepe I., Hansen B., Heckman I., Huang L.X., Ling A., Mailhot J., Milbrandt J.A., Reida J., Fournierc M. The Canadian Airport Nowcasting System (CAN-Now) // Meteorol. Appl. – 2011. –Vol. 21. – P. 30–49.

18. The Canadian Airport Nowcasting System (CAN-Now)/. http://www.wmo.int/aemp/sites/default/files/CAN-Now_2014-Meteorological_Applications.pdf

19. Keis F. WHITE – Winter hazards in terminal environment: An automated nowcasting system for Munich Airport // Meteorologische Zeitschrift. 2014. Vol. 24, No. 1. P. 61–82. https://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/24/84579/WHITE_Winter_hazards_in_terminal_environment_An_automated_nowcasting_system_for_Munich_Airport

20. Rudack D.E., Ghirardelli J.E. A comparative verification of localized aviation model output statistics program (LAMP) and numerical weather prediction (NWP) model forecasts of ceiling height.

21. Hagelin S., Auger A., Brovelli P., Dupont O. Nowcasting with the AROME Model: First Results from the High-Resolution AROME Airport // Weather and Forecasting. 2014. Vol. 29. P. 773–787.

22. https://www.meteoblue.com/en/weather/week/paris-charles-de-gaulle-airport_france_6269554

23. Robasky F., Clark D. Wind Forecast Algorithm to Support Wake Turbulence Mitigation for Departures (WTMD) // 13th Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology (ARAM), New Orleans, LA, Amer. Meteor. Soc., 2008.

24. https://www.dlr.de/pa/Portaldata/33/Resources/dokumente/poster/D4_Tafferner_NOWVIV_A4.pdf

25. Wilson J.F., Feng Y., Chen M., Roberts R.D. Nowcasting Challenges during the Beijing Olympics: successes, failures and implications for future nowcasting systems // Weather and Forecasting. 2010. Vol. 25. P. 1691–1714.

26. ICAO Doc 9750-AN/963. 2013-2028 Global Air Navigation Plan. – 2013.

27. https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/146998.pdf

28. Storm Prediction Center (USA): http://www.spc.noaa.gov/

29. http://lightningwizard.com/maps/

30. https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article120&lang=en

31. Eurometsat NWC SAF http://www.nwcsaf.org/web/guest/nwc/geo-geostationary-near-real-time-v2018

32. Європейська лабораторія сильних штормів - http://www.essl.org/

33. European Storm Forecast Experiment. http://www.estofex.org/).

34. Verification_of_ESTOFEX_Lightning_and_Severe_Weather_Forecasts Alex Kowaleski,, Dr. Harold E. Brooks , Dr. Charles A. Doswell III. pdf

35. European Severe Weather Database. http://www.essl.org/ESWD/

Навчальне видання

Семергей-Чумаченко Аліна Борисівна

МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЯ ТА НАУКАСТИНГ

Конспект лекцій

© Одеський державний
екологічний університет, 2019

Семергей-Чумаченко А.Б.

С 30 Мезометеорологія та наукастинг: Конспект лекцій. Одеса: 2019. 88 с.

В конспекті лекцій викладені теоретичні питання мезомасштабної метеорології та надкороткострокових прогнозів погоди, розглянуті практичні заходи, що необхідні для оперативного прогнозування небезпечних конвективнирх явищ.

Конспект лекцій призначений для магістрів-метеорологів денної та заочної форми навчання, також може служити практичним посібником для спеціалістів служби погоди.

ББК 26.23
С 30
УДК 551.509