

ГРУШЕВСЬКИЙ О.М., МІЩЕНКО Н.М.

**ДІАГНОЗ І ПРОГНОЗ
КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ**

Навчальний посібник

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ГРУШЕВСЬКИЙ О.М., МІЩЕНКО Н.М.

ДІАГНОЗ І ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

Навчальний посібник

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2020

**УДК 551.558.1
Г91**

Затверджено вченою радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як навчальний посібник для здобувачів вищої освіти за спеціальністю «Науки про Землю» (протокол № 10 від 17.12.2020 р.)

Рецензенти:

Сніжко С.І., д.геогр.н., професор, Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Хохлов В.М., д.геогр.н., професор, Одеський державний екологічний університет

Грушевський О.М., Міщенко Н.М.

Діагноз і прогноз конвективних явищ: навчальний посібник: навчальний посібник. Одеса, Одеський державний екологічний університет, 2020. 120 с.

У навчальному посібнику висвітлюються питання пов'язані з прогнозуванням атмосферної конвекції та явищ, що її супроводжують. Головний акцент зроблений на кількісних підходах до її діагнозу та прогнозу. Авторами розглядається просторово-часова структура основних типів конвективних штормів та залежність її еволюції від специфіки тривимірного розподілу температури, вологості й вітру. Посібник містить авторські дослідження з питань прогнозування конвективних явищ на території України. Призначений для студентів, які навчаються за спеціальністю «Науки про Землю» та мають попередні знання з таких навчальних дисциплін як «Фізика атмосфери», «Синоптична метеорологія» та «Супутникова метеорологія». Може використовуватися у закладах вищої освіти аспірантами для проведення наукових досліджень та у оперативних метеопідрозділах для розробки прогнозу явищ, пов'язаних з конвекцією .

ISBN 978-966-186-121-2

© Грушевський О.М., Міщенко Н.М., 2020
© Одеський державний екологічний університет, 2021

ЗМІСТ

ВСТУП	5
Розділ 1 ФУНДАМЕНТАЛЬНІ ПОНЯТТЯ АТМОСФЕРНОЇ КОНВЕКЦІЇ	6
1.1 Вертикальна стійкість атмосфери та критерії її оцінки	6
1.1.1 Критерії стійкості атмосфери: метод частинки і метод шару	6
1.1.1.1 Метод частинки	6
1.1.1.2 Метод шару	11
1.1.2 Енергія нестійкості і швидкість конвективних рухів	14
1.2 Стандартні рівні конвекції та типи адіабатичного підйому частинки	17
1.2.1 Стандартні рівні конвекції	17
1.2.2 Типи апроксимації адіабатичного підйому частинки	20
1.3 Індeksi <i>CAPE</i> та <i>CIN</i> . Механізми конвективного тригерингу	26
1.3.1 Індекс <i>CAPE</i> . Види <i>CAPE</i> (<i>SBCAPE</i> , <i>MLCAPE</i> , <i>MUCAPE</i> , <i>NCAPE</i> , <i>DCAPE</i>)	26
1.3.2 Індекс <i>CIN</i> . Тригерні механізми конвекції	33
1.4 Типи і структура конвективних штормів	44
1.4.1 Класифікація конвективних штормів, основні форми їх організації	44
1.4.2 Суперкоміркові шторми	50
Розділ 2 МЕТОДИ І СПОСОБИ ДІАГНОЗУ ТА ПРОГНОЗУ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ	58
2.1 Температурно-вологісні індeksi конвекції, їх застосування для прогнозу конвективних явищ	58
2.1.1 Базові поняття і термінологія	58
2.1.2 Застосування температурно-вологісних індексів для прогнозу конвективних явищ	61
2.2 Індeksi зсуву вітру, їх застосування для прогнозу конвективних явищ	65
2.2.1 Поняття зсуву вітру	65
2.2.2 Індeksi зсуву вітру	66
2.2.3 Індeksi спіральності шторму	68

2.3 Прогноз переміщення конвективних штормів	72
2.3.1 Годограф вітру, його застосування у прогнозуванні переміщення конвективних штормів	72
2.3.2 Базові поняття для прогнозу переміщення конвективних штормів	74
2.3.3 Методи прогнозу переміщення конвективних штормів	82
2.4 Прогноз граду	91
2.4.1. Формування граду	91
2.4.2 Способи і методи прогнозу граду	94
2.5 Прогноз шквалів	101
2.5.1 Класифікація шквалів і механізми їх утворення	101
2.5.2 Синоптичні і метеорологічні умови утворення шквалів	104
2.5.3 Способи прогнозу шквалів. Вектор Корфіді	108
Предметний покажчик	116
Список використаних джерел	119

ВСТУП

Одним з наслідків кліматичних змін є збільшення інтенсивності конвективною діяльності, що зумовлює збільшення кількості випадків погодних явищ, які спричиняють значні збитки у різних галузях народного господарства. Характерність цієї тенденції як для території України, так і для багатьох інших регіонів земної кулі відзначається у численних наукових роботах, зведеннях, дослідженнях та репортажах у ЗМІ.

Покращення якості прогнозів конвективних явищ і, як наслідок, мінімізація збитків, що ними зумовлюються, прямо залежить від забезпеченості оперативних метеопідрозділів спеціалізованою інформацією. Супутниковий моніторинг та радіолокаційні спостереження надають досить широкий спектр даних, які майже вичерпно описують наявні конвективні осередки (системи) та пов'язані з ними явища. Проте головним недоліком використання виключно такої інформації є невелика завчасність прогнозів, які складаються на її підставі, і, як наслідок, певне зменшення цінності прогнозу як інформаційного ресурсу. Якщо для деяких споживачів (наприклад, авіації) завчасність прогнозу до однієї години є прийнятною для мінімізації збитків, то проведення інформування населення, підприємств та організацій для вживання відповідних підготовчих заходів, потребуватиме її збільшення.

Збільшення завчасності прогнозу конвективних явищ має відбуватися з урахуванням високої просторово-часової мінливості процесів, що впливають на розвиток атмосферної конвекції. Для вирішення цієї задачі необхідно з одного боку залучення даних, часова дискретність яких максимально б наближалася до часового масштабу атмосферної конвекції, з іншого – наявність апробованих і адаптованих процедур, методів й способів її прогнозу та явищ, пов'язаних з нею. Саме цьому й присвячений навчальний посібник, який пропонується вашій увазі. При його розробці максимальна увага авторів зосереджувалася не лише на методах і способах прогнозу конвективних явищ, а й на можливості їх застосування у оперативній практиці метеорологічних підрозділів.

Автори навчального посібника висловлюють слова щирої вдячності Ніколаєву С.В за допомогу у оформленні графічного матеріалу.

Розділ 1

ФУНДАМЕНТАЛЬНІ ПОНЯТТЯ АТМОСФЕРНОЇ КОНВЕКЦІЇ

1.1 Вертикальна стійкість атмосфери та критерії її оцінки

1.1.1 Критерії стійкості атмосфери: метод частинки і метод шару

1.1.1.1 Метод частинки

Атмосферною конвекцією називається переміщення окремих порцій повітря з одних рівнів на інші, яке зумовлюється їх плавучістю і, отже, залежить від різниці температур (або густини) між повітрям, залученим в конвекцію, і навколишнім повітрям.

Конвективні рухи відбуваються одночасно в обох напрямках по вертикалі, але найчастіше, зокрема в метеорології, під атмосферною конвекцією розуміють саме висхідні рухи. Конвекція виражається в утворенні хаотичних струменів, султанів або міхурів повітря, які спливають вгору або опускаються вниз (непорядкована конвекція), а при максимальному розвитку вона має характер висхідних або низхідних струменів (стовпів) над обмеженими ділянками підстильної поверхні (ПП).

Атмосферна конвекція тісно пов'язана з умовами стратифікації атмосфери. *Стратифікацією атмосфери* називається розподіл температури з висотою) або вертикальної рівноваги атмосфери.

Вертикальна рівновага або нестійкість атмосфери – це стан атмосфери, який визначається прискоренням, яке під дією сили плавучості отримує повітряна частинка, виведена з початкового положення рівноваги (вгору або вниз), і при цьому адіабатично змінивши свою температуру.

У найзагальнішому визначенні під нестійкістю розуміють спроможність системи підтримувати збурення, що у неї вводяться. Стосовно атмосфери нестійкість описує реакцію частинки повітря при її зміщенні з початкового положення. Наприклад, якщо частинка є стійкою, то вона буде прискорюватися у напрямку зміщення, паралельно опираючись цьому підйому. Щойно сила підйому послабиться, частинка повернеться до свого вихідного положення.

Що це означає у метеорології? Що визначає стійкість або нестійкість частинки?

Стійкість (нестійкість) визначається швидкістю зміни температури повітря по вертикалі (вертикальним градієнтом температури). Нейтральна повітряна частинка, накладена на певний атмосферний профіль, має таку ж температуру, що і повітря навколо неї. Проте, якщо примусово рухати її догори або вниз, вважається, що її температура буде змінюватися зі швидкістю $\approx 1^\circ\text{C}/100\text{м}$ (за сухоадіабатичним градієнтом) або $\approx 0,6^\circ\text{C}/100\text{м}$ (за вологадіабатичним градієнтом). Саме це й зумовлює суттєву різницю між температурами частинки і навколишнього середовища.

Для прикладу розглянемо таку ситуацію (рис. 1). Нехай температура біля поверхні землі становить 28°C , а на висоті 3 км -14°C . Заповнимо одну, синю кулю, гелієм, а іншу – червону – простим повітрям. Це повітря має температуру теж 28°C . В результаті червона куля лежить на землі або підхоплюється поривами вітру, децю підіймається і знову повертається на землю. Червону кулю прикріпимо до кулі з гелієм і відпустимо. Як зазначалося вище, повітря всередині червоної кулі почне охолоджуватися на $\approx 10^{\circ}\text{C}$ на кожний кілометр. Це означає, що на висоті 3 км температура повітря всередині червоної кулі становитиме -2°C . У той же час, температура навколишнього повітря на цій висоті дорівнює -14°C , що означає різницю температури між ним і частинкою у 12°C . Тобто частинка, яка є теплішою навколишнього середовища на 12°C набуває позитивної плавучості і прискорюється далі вгору.

Ця модель нестійкої системи показує, що зі збільшенням швидкості падіння температури повітря з висотою збільшується імовірність того, що частинка набуде плавучості, а атмосфера стане нестійкою.

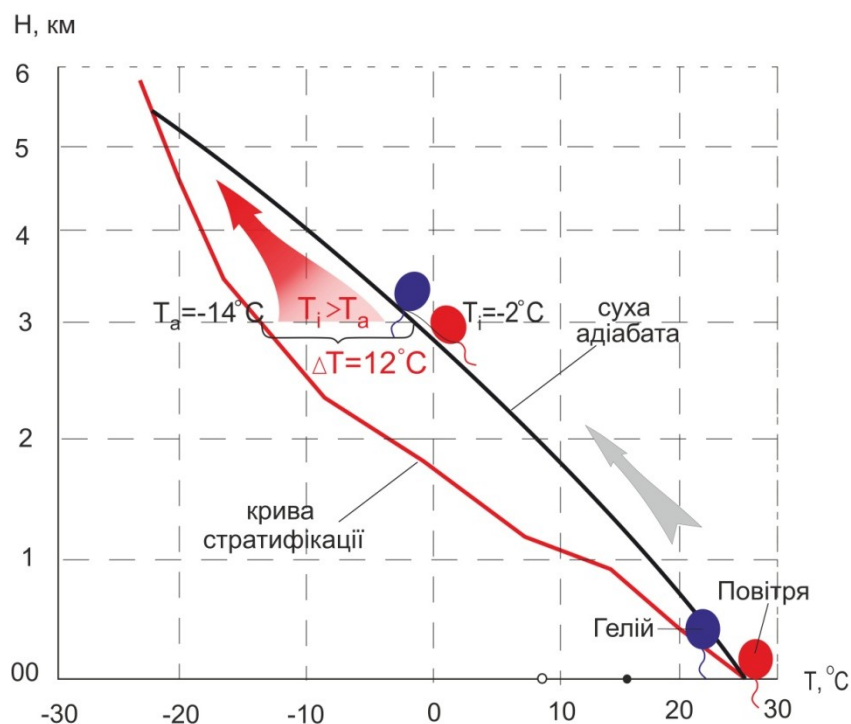


Рисунок 1 – До визначення вертикальної стійкості атмосфери

Відповідно, процеси верхніх рівнів, які зумовлюють зниження температури на висотах, є сприятливими чинниками, які генерують атмосферну конвекцію.

Тепло, яке міститься у повітряній частинці, не складається лише з того тепла, яке вимірюється термометром. Частинка може також містити приховане тепло, яке вивільняється за певних умов. Виділення цього прихованого тепла зробить частинку ще теплішою, що, у свою чергу, збільшить її плавучість. Наявність цього тепла є дуже важливим чинником

для створення і розвитку атмосферної конвекції і пов'язаних з нею явищ погоди.

Кількість прихованого тепла, доступного для частинки, визначається кількістю водяної пари, яку вона містить. Це може бути оцінено шляхом вимірювання температури точки роси. Саме тому її високі значення біля поверхні землі є такими важливими. Вивільнення прихованого тепла не може початися доти, доки частинка охолоджується до температури точки роси і насичується вологою. Вологість частинки поступово збільшується по мірі її здійснення через адіабатичне охолодження, проте якщо біля поверхні землі спостерігається надто низька вологість (наприклад, у посушливих районах або у найспекотніші літні дні), частинка може сягнути значної висоти до початку виділення прихованого тепла.

Високе розташування нижньої межі конвективної хмарності є підтвердженням цього процесу. Затримка у виділенні прихованого тепла фактично зменшує обсяги загального прихованого тепла, яке може бути виділено, і, відповідно, зменшує енергію плавучості доступну для частинки. Саме тому потужні по вертикалі конвективні хмари є стабільнішими у часі, ніж конвективні хмари з малою вертикальною потужністю.

Розглянемо детальніше прискорення частинки, яке виникає під дією сили плавучості. Таке прискорення на кожному рівні залежить від різниці температур зміщеної частинки і довкілля $\Delta T = T_i - T_a$. При позитивному значенні ΔT частинка отримує прискорення, спрямоване вгору, при від'ємному – вниз.

Якщо частинка надана самій собі, вона або повертається в початкове положення (стійка рівновага), або продовжує від нього віддалятися (нестійка рівновага), або залишається в рівновазі в новому положенні (байдужа рівновага).

Найбільш грубим наближенням цього процесу є *метод частинки*.

Для з'ясування стійкості атмосфери розглянемо сили, що діють на частинку повітря з параметрами тиску p і температури T_i (рис. 2).

На кожному рівні на повітряну частку одиничного об'єму діють дві сили:

- сила тяжіння, спрямована вниз і рівна за величиною $g\rho_i$;
- виштовхуюча сила Архімеда, за величиною рівна $g\rho_a$ і спрямована по

вертикалі вгору.

Результуюча цих двох сил $g(\rho_a - \rho_i)$, називається силою плавучості, яка спрямована догори за умови $\rho_a > \rho_i$ і вертикально вниз, якщо $\rho_a < \rho_i$.

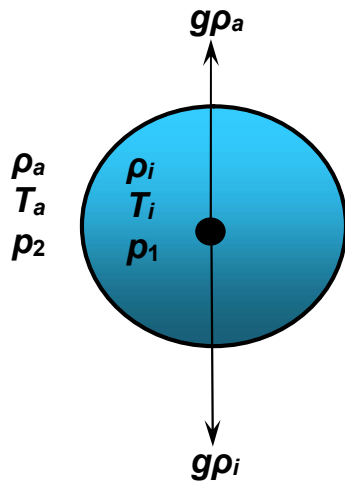
Детальніше:

$$ma = F;$$

$$\rho_i \frac{dw}{dt} = g(\rho_a - \rho_i);$$

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{\rho_a - \rho_i}{\rho_i}.$$

Оскільки $\rho = \frac{p}{R_c T}$, а $p_1 = p_2$ (умова квазістатичності), то



$$\begin{aligned} \frac{dw}{dt} &= g \frac{\frac{p}{R_c T_a} - \frac{p}{R_c T_i}}{\frac{p}{R_c T_i}} = g \frac{\frac{p}{R_c} \left(\frac{1}{T_a} - \frac{1}{T_i} \right)}{\frac{p}{R_c T_i}} = \\ &= g \cdot \left(\frac{1}{T_a} - \frac{1}{T_i} \right) \cdot T_i = g \cdot \left(\frac{T_i}{T_a} - \frac{T_i}{T_i} \right) = \\ &= g \cdot \left(\frac{T_i^2}{T_a T_i} - \frac{T_i T_a}{T_a T_i} \right) = g \frac{T_i - T_a}{T_a} \end{aligned}$$

Рисунок 2 – Сили, що діють на частинку

Відповідно, якщо $\frac{dw}{dt} > 0$ – мають місце умови для конвекції;

Якщо $\frac{dw}{dt} < 0$ – конвективні рухи не виникатимуть (значення сили плавучості є від'ємним).

Частинку будемо рухати адіабатично, ігноруючи при цьому процеси льодоутворення. При цьому характеристикою зміни її температури буде сухоадіабатичний градієнт γ_a . Якщо порівнювати γ з γ_a , то можливі три різних випадки стратифікації атмосфери.

1 випадок $\gamma > \gamma_a$ (рис. 3).

На рівні z_0 : $T_{e0} = T_{i0}$, і, відповідно, $\rho_{i2} = \rho_{e2}$ і $\frac{dw}{dt} = 0$. Частинка не здійснюватиме вертикальних рухів.

на рівні z_2 : $T_{i2} > T_{e2}$, і, відповідно, $\rho_{i2} < \rho_{e2}$ і $\frac{dw}{dt} > 0$. Частинка рухатиметься догори з прискоренням.

на рівні z_1 : $T_{i1} < T_{e1}$, і, відповідно, $\rho_{i1} > \rho_{e1}$ і $\frac{dw}{dt} < 0$. Частинка рухатиметься униз з прискоренням.

Таким чином, частинка, зміщена з початкового рівня на скільки завгодно малу відстань, набуває прискорення і швидкості, спрямовані туди, куди вона отримала рух в початковий момент. При цьому швидкість за абсолютною величиною стає тим більше, чим далі частинка зміщується від початкового рівня. Отже, рівновага частинки в початковому положенні нестійка, тому і стратифікація атмосфери за умови $\gamma > \gamma_a$ називається *сухонестійкою*.

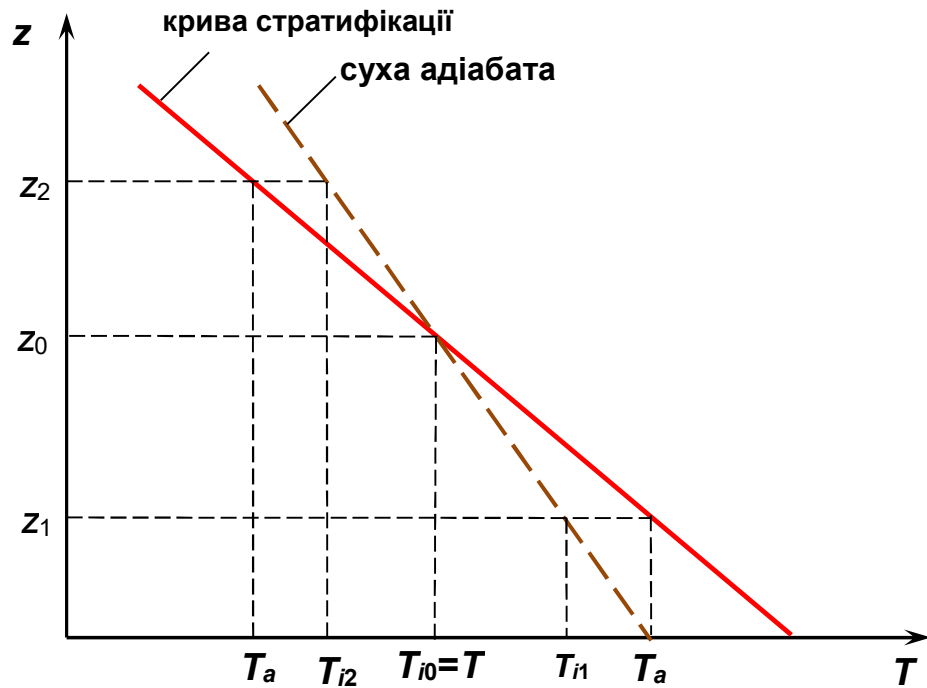


Рисунок 3 – До методу частинки (випадок $\gamma > \gamma_a$)

2 випадок $\gamma < \gamma_a$ (рис. 4).

На рівні z_0 : $T_{a0} = T_{i0}$, і, відповідно, $\rho_{i2} = \rho_{a2}$ і $\frac{dw}{dt} = 0$.

на рівні z_2 : $T_{i2} < T_{a2}$, і, відповідно, $\rho_{i2} > \rho_{a2}$ і $\frac{dw}{dt} < 0$. Частинка рухатиметься униз з прискоренням.

на рівні z_1 : $T_{i1} > T_{a1}$, і, відповідно, $\rho_{i1} < \rho_{a1}$ і $\frac{dw}{dt} > 0$. Частинка рухатиметься догори з прискоренням.

Це демонструє, що у цьому випадку частинка повертається у вихідне положення після припинення дії зовнішніх сил. Така стратифікація називається *сухостійкою*.

3 випадок $\gamma = \gamma_a = 0,98^\circ\text{C}/100\text{м}$.

На рівні z_0 : $T_{a0} = T_{i0}$, і, відповідно, $\rho_{i2} = \rho_{a2}$ і $\frac{dw}{dt} = 0$.

на рівні z_2 : $T_{i2} = T_{a2}$, і, відповідно, $\rho_{i2} = \rho_{a2}$ і $\frac{dw}{dt} = 0$.

на рівні z_1 : $T_{i1} = T_{a1}$, і, відповідно, $\rho_{i1} = \rho_{a1}$ і $\frac{dw}{dt} = 0$.

Отже, незалежно від рівня розташування частинки, її прискорення завжди дорівнює нулю, тобто має місце *сухобайдужа* (рівноважна) стратифікація.

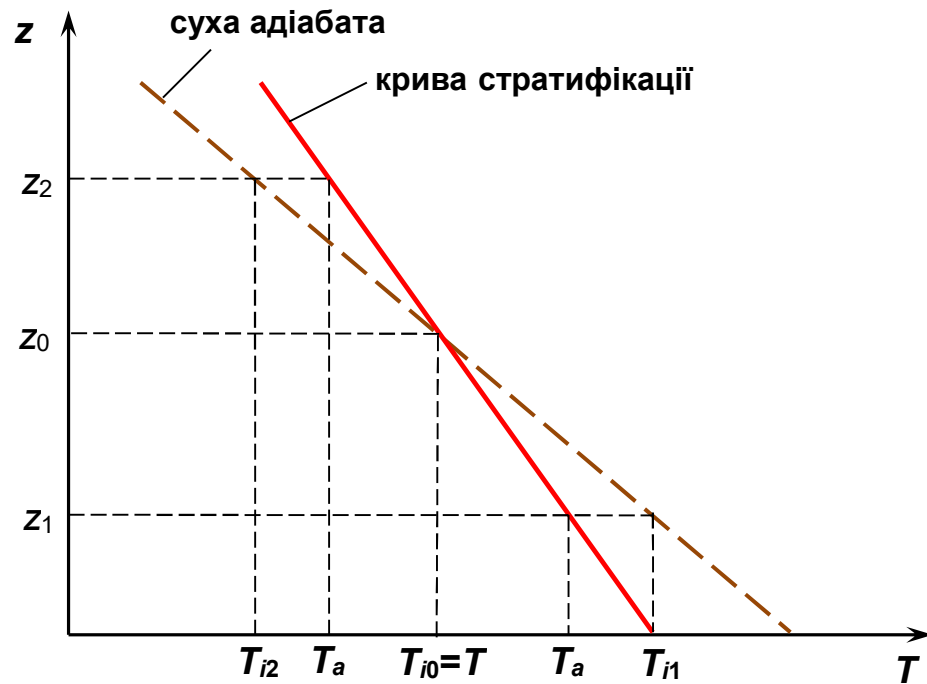


Рисунок 4 – До методу частинки (випадок $\gamma < \gamma_a$)

Підсумовуючи, можна зазначити, що сутність методу частинки, як критерію оцінки стійкості атмосфери, полягає у наступному:

- 1) вважається, що за умови вертикального піднімання (опускання) частинки її температура змінюється за сухоадіабатичним законом;
- 2) шляхом штучного переміщення частинки по вертикалі уздовж сухої адіабати ми порівнюємо її температуру з температурою навколишнього повітря;
- 3) тип стратифікації атмосфери визначається за різницею температур між частинкою T_i та навколишнім повітрям T_a ;
- 4) якщо різниця $T_i - T_a > 0$ (відповідно $\gamma > \gamma_a$) атмосфера є нестійкою,
- 5) якщо $T_i - T_a < 0$ (відповідно $\gamma < \gamma_a$) – атмосфера стійка, $T_i - T_a = 0$ (відповідно $\gamma = \gamma_a$) атмосфера стратифікована нейтрально.

1.1.1.2 Метод шару

Метод частинки і його критерії стійкості припускають, що ізольована частинка повітря рухається по вертикалі в нерухомому довіллі. Насправді, виходячи з рівняння нерозривності, розвиток вертикальних рухів, не залишає навколишнє повітря нерухомим. Рух частинки вгору викликає компенсаційні низхідні рухи навколишнього повітря. Вони, у свою чергу, впливатимуть на стійкість атмосфери. Це і враховує *метод шару*.

Отже, прийемо наступні умови для моделі шару:

1. Поряд з висхідними рухами ($w' > 0$, площа охоплення S'), що зумовлюють утворення конвективних хмар, приймається існування компенсуючих низхідних рухів ($w' < 0$, площа охоплення S'').

2. Маса повітря, які піднімаються і опускаються, у деякому шарі Δz , горизонтальні розміри якого значно більше його вертикальних розмірів, рівні.

3. Усі зміни стану повітря усередині виділеного шару відбуваються адіабатично: підйом повітря відбувається вологадіабатично, а опускання – сухоадіабатично.

4. У цьому шарі повітря температура падає за лінійним законом з градієнтом γ .

5. Горизонтальні рухи (адвекція) і пов'язані з ним зміни метеовеличин відсутні.

6. Між повітрям, що піднімається і опускається, відсутній тепло- і масообмін, маса виділеного шару не змінюється.

Останнє твердження говорить про те, що усередині шару на будь-якому рівні z потоки маси повітря вгору і вниз будуть рівні

$$\rho'w's' = \rho''w''s'', \text{ оскільки } \rho' \approx \rho'', \text{ то}$$

$$w's' = w''s''.$$

Для виведення критерію стійкості за методом шару необхідно оцінити різницю $\Delta T = T' - T''$ на певному рівні z , який характеризує силу плавучості висхідного потоку. За умови $\Delta T > 0$ висхідний потік буде прискорюватися (випадок нестійкої стратифікації) і навпаки. Щоб оцінити різницю ΔT , наведемо деякі міркування.

Нехай за час Δt на рівень z прийдуть частинки висхідного потоку з рівня z_1 , що пролягає нижче, де температура повітря T_1 . За той же час в низхідному потоці на рівень z прийдуть частинки з вище розташованого рівня z_2 , де температура повітря T_2 .

Оскільки підйом-опускання відбувається адіабатично, то

$$T' = T_1 - \gamma'(z - z_1); \quad (1.1)$$

$$T'' = T_2 + \gamma''(z_2 - z); \quad (1.2)$$

де γ' , γ'' – адіабатичні градієнти у висхідному і низхідному потоках повітря відповідно.

Далі

$$z - z_1 = w'\Delta t; \quad (1.3)$$

$$z_2 - z = -w''\Delta t. \quad (1.4)$$

З урахуванням (1.1)-(1.4) формула $\Delta T = T' - T''$ на рівні z набуває виду

$$\Delta T = T_1 - T_2 - (\gamma'w' - \gamma''w'')\Delta t. \quad (1.5)$$

Якщо γ – вертикальний градієнт всередині виділеного шару, то

$$T_1 - T_2 = \gamma(z_2 - z_1) = \gamma(z_2 - z) + \gamma(z - z_1) = \gamma \Delta t (w' - w'').$$

Підставляючи цей вираз у (1.5) одержимо

$$\Delta T = [\gamma(w' - w'') - (\gamma'w' - \gamma''w'')] \Delta t.$$

Скориставшись співвідношенням $w's' = -w''s''$, перепишемо останній вираз у виді

$$\Delta T = \left[(\gamma - \gamma') + \frac{S'}{S''} (\gamma - \gamma'') \right] w' \Delta t. \quad (1.6)$$

Проаналізуємо декілька окремих випадків.

1 випадок. Висхідний і низхідний потоки не насичені $\gamma' = \gamma'' = \gamma_a$.

Вираз (1.6) набуває виду

$$\Delta T = \left[(\gamma - \gamma_a) \left(1 + \frac{S'}{S''} \right) \right] w' \Delta t.$$

Знак ΔT співпадає зі знаком $\gamma - \gamma_a$: $\Delta T > 0$ при $\gamma > \gamma_a$; $\Delta T < 0$ при $\gamma < \gamma_a$.

Критерії стійкості за методом частинки і методом шару в цьому випадку співпадають.

2 випадок. Висхідний і низхідний потоки насичені $\gamma' = \gamma'' = \gamma'_a$.

Вираз (1.6) набуває виду

$$\Delta T = \left[(\gamma - \gamma'_a) \left(1 + \frac{S'}{S''} \right) \right] w' \Delta t.$$

Знак ΔT співпадає зі знаком $\gamma - \gamma'_a$: $\Delta T > 0$ при $\gamma > \gamma'_a$; $\Delta T < 0$ при $\gamma < \gamma'_a$.

Критерії стійкості за методом частинки і за методом шару в цьому випадку також співпадають.

3 випадок. Висхідний потік насичений, а низхідний – не насичений $\gamma' = \gamma'_a$, $\gamma'' = \gamma_a$.

Вираз (1.6) набуває виду

$$\Delta T = \left[(\gamma - \gamma'_a) + \frac{S'}{S''} (\gamma - \gamma_a) \right] w' \Delta t. \quad (1.7)$$

Це відповідає розвитку конвекції. З (1.7) видно, що незалежно від розміру потоку $\Delta T > 0$ при $\gamma > \gamma_a$; $\Delta T < 0$ при $\gamma < \gamma_a$.

Таким чином, якщо $\gamma > \gamma_a$ (абсолютно нестійка стратифікація) або $\gamma < \gamma'_a$ (абсолютно стійка стратифікація), то критерії стійкості за обома методами знову співпадають.

Проте, розвиток конвективної хмарності спостерігається при умовно стійкій стратифікації, коли $\gamma'_a < \gamma < \gamma_a$. З (1.7) бачимо, що знак ΔT при такій стратифікації залежить не лише від γ , але й від співвідношення $\frac{S'}{S''}$.

Введемо поняття $\gamma_{кр}$, при якому $\Delta T = 0$. Прирівнюючи в (1.7) значення вертикального градієнта до нуля $\gamma = 0$, отримаємо

$$\gamma_{кр} = \frac{\gamma'_a + \gamma_a \frac{S'}{S''}}{1 + \frac{S'}{S''}}. \quad (1.8)$$

При малих значеннях $\frac{S'}{S''}$ $\gamma_{кр}$ наближається до γ'_a , а при великих значеннях $\frac{S'}{S''}$, близьке до γ_a .

Критерій стійкості за методом шару тепер можна сформулювати так: атмосфера є нестійкою при $\gamma > \gamma_{кр}$ ($\Delta T > 0$) і стійкою при $\gamma < \gamma_{кр}$ ($\Delta T < 0$).

Якщо (8) розв'язати відносно $\frac{S'}{S''}$, то одержимо

$$\begin{aligned} \frac{S'}{S''} &< \frac{\gamma - \gamma'_a}{\gamma_a - \gamma}, \text{ при } \Delta T > 0; \\ \frac{S'}{S''} &> \frac{\gamma - \gamma'_a}{\gamma_a - \gamma}, \text{ при } \Delta T < 0. \end{aligned}$$

Таким чином, при умовно нестійкій стратифікації атмосфера нестійка для частинок малого розміру (перша нерівність, $\frac{S'}{S''}$ мале) і стійка для частинок великого розміру (друга нерівність). У такому випадку кажуть, що атмосфера вибірково (селективно) нестійка.

1.1.2 Енергія нестійкості і швидкість конвективних рухів

Дати оцінку швидкості конвективних рухів w_k можна на основі адіабатичної моделі конвекції, що описує перетворення енергії нестійкості E на кінетичну енергію. Початковими даними в цьому випадку є дані вертикального зондування атмосфери.

Під час переходу усієї енергії нестійкості в кінетичну енергію висхідних конвективних рухів в шарі від рівня z_0 до висоти z , можна записати, що

$$w_{\text{кз}} = \sqrt{w_{\text{кз}0}^2 + 2E} . \quad (1.9)$$

Під *енергією нестійкості* розуміється кількість енергії, що звільняється при переміщенні одиниці маси повітря з рівня z_0 з тиском p_0 до рівня z з тиском p_z при нестійкому стані атмосфери.

Сила плавучості, що діє на одиницю маси повітря дорівнює

$$g \frac{T_i - T_a}{T_a} . \quad (1.10)$$

Перемножуючи (1.10) на dz , одержимо вираз для елементу енергії нестійкості

$$dE = g \frac{T_i - T_a}{T_a} dz . \quad (1.11)$$

З рівняння статики випливає, що

$$dz = -\frac{1}{\rho g} dp \quad \text{или} \quad dz = -\frac{RT}{pg} dp . \quad (1.12)$$

Підставляючи значення dz з (1.12) в (1.11), одержимо

$$dE = -R(T_i - T_a) \frac{dp}{p} = -R(T_i - T_a) d \ln p . \quad (1.13)$$

Проінтегрувавши (13), маємо

$$E = -R \int_{p_{z0}}^{p_z} (T_i - T_a) d \ln p , \quad (1.14)$$

де $[E] = \text{Дж/кг}$.

Підставимо (1.14) в (1.9) і одержимо

$$w_{\text{кз}} = \sqrt{w_{\text{кз}0}^2 + 2R \int_{p_{z0}}^{p_z} (T_i - T_a) d \ln p}$$

або наближено

$$w_{\kappa z} \approx \sqrt{w_{\kappa z_0}^2 + 2R(T_i - T_a) \ln \frac{p_0}{p}}.$$

Оскільки в конвективному русі бере участь не лише повітряна частинка, що знаходиться на висоті z_0 , але й усі інші вищерозташовані частинки, для яких енергія нестійкості позитивна, то розраховують середню вертикальну швидкість конвекції $\overline{w_{\kappa}}$ для усіх частинок, що беруть участь у конвективному русі

$$\overline{w_{\kappa}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_{\kappa i},$$

де n – число рівнів, з яких відбувається піднімання i -ої частинки зі швидкістю $w_{\kappa i}$.

У разі невеликих змін вертикального градієнта температури в шарі, де знаходяться частинки, що беруть участь в конвекції, можна використовувати для розрахунків таку формулу

$$\overline{w_{\kappa}} = \frac{w_{\kappa 1} + w_{\kappa 2}}{2},$$

де $w_{\kappa 1}$ – вертикальна швидкість на нижній межі шару повітря, що конвективно здійснюється, а $w_{\kappa 2}$ – вертикальна швидкість на його верхній межі.

Питання для самоперевірки:

1. Що називається нестійкістю атмосфери?
2. Що називається вертикальною рівновагою атмосфери?
3. Як величина вертикального градієнта температури впливатиме на нахил кривої стратифікації?
4. У чому полягають критерії вертикальної рівноваги атмосфери за методом частинки (шару)?
5. Перелічіть умови, які висуваються до методу частинки (шару).
6. За якої умови частинка набуватиме прискорення догори?
7. Який тип нестійкості атмосфери зумовлює умовно стійка стратифікація атмосфери? Чому?
8. Що розуміється під енергією нестійкості?
9. Яка стратифікація буде мати місце у випадку, коли суха адіабата та крива стратифікації мають однаковий нахил?
10. Від чого залежить вертикальна швидкість частинки у конвективному русі?

1.2 Стандартні рівні конвекції та типи адіабатичного підйому частинки

1.2.1 Стандартні рівні конвекції

До стандартних рівнів (*Significant Level*) конвекції (рис. 5) відносяться такі.

LCL (Lifted Condensation Level) – рівень конденсації при підйомі (Saucier, 1955). Це рівень, починаючи з якого сухе повітря у частинці, що здійснюється, стає насиченим, тобто певний об'єм приземного повітря адіабатично охолоджується до значення своєї температури точки роси на цьому рівні. Об'єм повітря, що підіймається, складається або з частинок підйом яких зумовлений динамічними факторами, або з частинок підйом яких зумовлений термічним фактором.

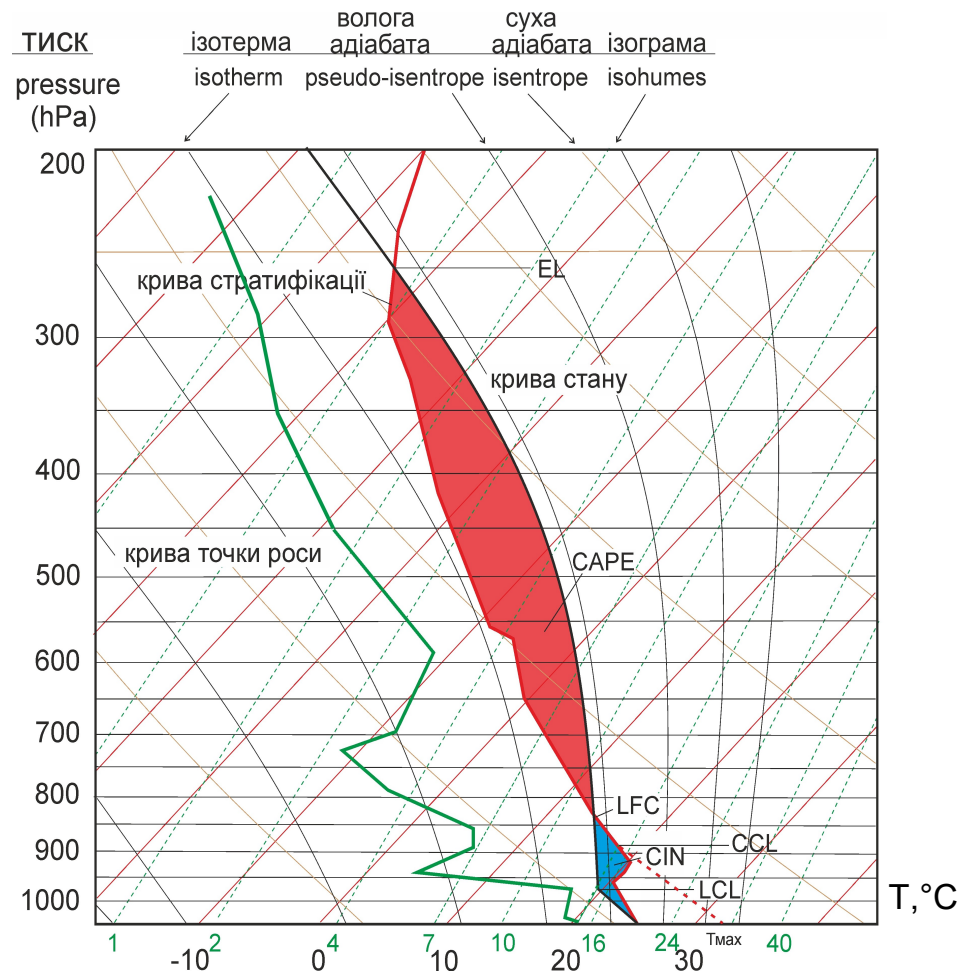


Рисунок 5 – Стандартні рівні конвекції

Для отримання рівня *LCL* необхідно від значень температури повітря і точки роси на певному рівні (зазвичай від поверхні землі) піднятися уздовж сухої адиабати і ізограми відповідно до висоти, на які вони будуть перетинатися. Досить поширеною є думка, що частинка на цьому рівні

оохолоджується до значення температури точки роси. Проте, консервативною характеристикою при підйомі частинки і зміні атмосферного тиску є абсолютна вологість, а не температура точки роси. Насправді температура точки роси з висотою зменшується досить повільно, зі швидкістю приблизно $1^{\circ}\text{C}/600\text{м}$.

У оперативній роботі, коли точка прогнозу може змінюватися, обираються різні джерела даних про *LCL*. Вони включають дані радіозондування, мезомасштабні поля чисельних моделей тощо. При цьому важливо знати джерела цих даних і обмеження на їх використання. Наприклад, у даних радіозондування містяться реальні дані, але вони є доступними лише у певні моменти часу. Дані про поля метеовеличин від мезомасштабних моделей мають більшу часову роздільність, проте не завжди є доступними на метеостанціях.

Загалом, рівень *LCL*, який є оцінкою висоти нижньої межі хмарності у випадку, коли частинки здійснюють вимушений підйом, може бути оцінений найбільш точно за даними радіозондування.

LFC (Level of Free Convection) – рівень вільної конвекції характеризує висоту, з якої піднята частинка починає вільне прискорення вгору до рівня рівноваги (рівня конвекції). Іншими словами, це рівень, на якому від’ємна енергія плавучості змінюється на додатну в результаті того, що частинка підіймається вище рівня затримуючих шарів. Цей рівень розраховується залежно від типу підйому частинки, з якими ми познайомимось у наступному питанні. Мала висота рівня *LFC* свідчить про незначну висоту затримуючих шарів і можливість більших значень енергії нестійкості. Дослідження свідчать, що найінтенсивніший розвиток конвективних явищ (наприклад, торнадо з суперкомірками) стає імовірнішим, коли висота *LFC* менше 2000 м, а грози легше ініціалізуються, якщо висота *LFC* нижче, ніж 3000 м.

Оскільки адіабатичні зміни температури частинки можуть бути отримані від поверхні землі до верхньої межі тропосфери, то *LFC* може бути розрахований і тоді, коли глибока конвекція є неможливою. Тому прогнозист перед використанням значення *LFC* має переконатися, що умови для виникнення глибокої конвекції є імовірними.

LFC-LCL – різниця висот між *LFC* та *LCL*. Чим менше така різниця, тим імовірніше утворення глибокої конвекції.

CCL (Convective Condensation Level) – рівень конвективної конденсації представляє собою висоту, до якої прогріта біля поверхні землі повітряна частинка буде адіабатично здійматися, доки не досягне стану насичення.

Зазвичай для прогнозу конвективних явищ на день синоптик використовує дані нічного радіозондування (00 СГЧ). Якщо за цими даними сухоадіабатично підіймати частинку, то вона, у переважній більшості випадків, буде холоднішою за навколишнє середовище. У разі, якщо протягом найближчих 12 годин домінуючим погодним процесом буде добове нагрівання підстильної поверхні, синоптик має розрахувати рівень конвективної конденсації. За визначенням, це рівень *LCL*, який одержаний шляхом підняття частинки від ділянки земної поверхні, яка достатньо

прогрілася для того, щоб подолати від'ємну плавучість і забезпечити глибоку конвекцію. Ця приземна температура називається *конвективною температурою* T_c .

Рівень CCL визначається шляхом побудови лінії від приземного значення абсолютної вологості повітря (a , г/кг) уздовж ізограми до її перетину з кривою стратифікації. На практиці, для спрощення процедури, підйом здійснюють від приземного значення температури точки роси уздовж ізограми (рис. 6).

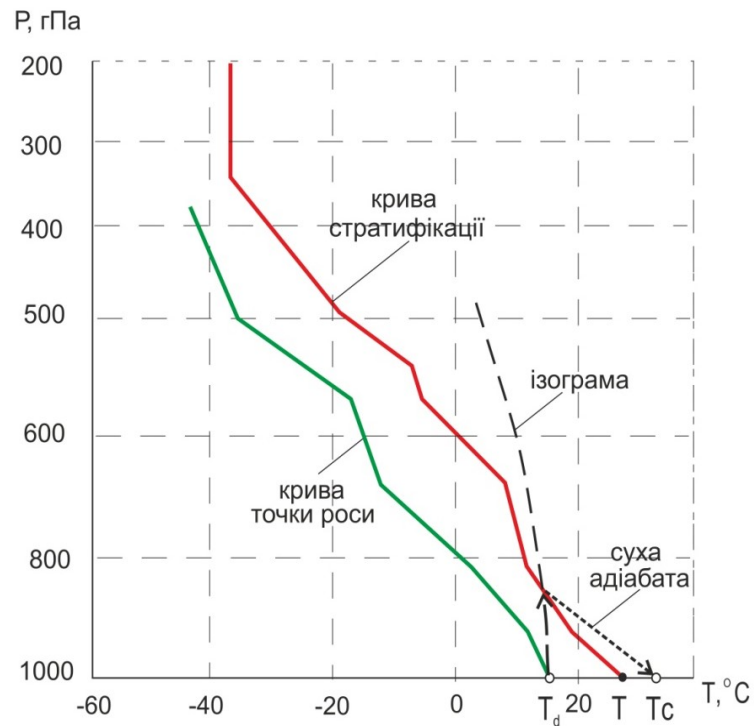


Рисунок 6 – Схема визначення конвективної температури (T_c)

Одержана лінія буде ідентифікувати профіль температури точки роси на момент початку глибокої конвекції. Якщо від рівня CCL до поверхні землі провести лінію уздовж сухої адіабати, то ми отримаємо вертикальний профіль температури частинки, що адіабатично здійснюється, на момент початку глибокої конвекції.

Звісно, що прогнозист може вносити власні корективи у цю техніку. У більшості випадків грози формуються при температурі на кілька градусів нижчій, ніж значення T_c . Тому доцільно дещо знижувати рівень CCL і рухатися вниз уздовж «холоднішої» сухої адіабати.

Якщо значення конвективної температури перевищує прогностичне значення приземної максимальної температури повітря на день ($T_c > T_{max}$), то це вказує на те, що температура у ГША є досить високою або спостерігаються затримуючі шари і грози зі зливами є малоймовірними. Якщо ж конвективна температура є суттєво нижчою від прогностичної максимальної температури ($T_c < T_{max}$), то це є ознакою того, що грози будуть утворюватися у першій половині дня зі значним охопленням території.

Рівень *CCL* зазвичай відображає нижню межу конвективних хмар, які утворюються за рахунок прогріву підстильної поверхні (термічної конвекції).

EL (Equilibrium Level) – рівень рівноваги, який характеризує висоту, починаючи з якої піднята частинка стає холоднішою, ніж температура навколишнього середовища і перестає бути плавучою, тобто нестійкою. *EL* використовується для оцінки висоти верхньої межі хмарності. Можна побачити, що «віртуальні» та «невіртуальні» підняті частинки мають однаковий *EL*. Це відбувається тому, що віртуальна температура наближається до фактичної в умовах низьких (менше - 20°C) температур, а ефекти вологості при цьому нівелюються.

1.2.2 Типи апроксимації адіабатичного підйому частинки

Більша частина прогнозування конвективних явищ включає в себе інтерпретацію параметрів нестійкості, а також джерел конвективного підйому, необхідних для ініціалізації глибокої конвекції.

Нагадаємо, що при використанні методу частинки та аерологічної діаграми для оцінки різних параметрів передбачається, що:

- 1) сконденсована волога не переноситься частинкою і вся випадає;
- 2) тиск усередині частинки врівноважений з тиском у навколишньому середовищі (умова квазістатичності);
- 3) відсутні зовнішні по відношенню до частинки джерела та стоки тепла і вологи (умова адіабатичності);
- 4) процеси льодоутворення ігноруються.

Проте, зважаючи на ці базові засади, ми можемо сформулювати інші питання, які мають безпосереднє відношення до прогнозу конвективних явищ:

- 1) з якого рівня буде здійснюватися адіабатичний підйом частинки і чому?
- 2) чи існує імовірність охоплення процесами підйому частинок деякого шару атмосфери і якщо так, як врахувати характеристики такого шару?
- 3) як оцінити максимальний потенціал конвекції при даній стратифікації атмосфери?
- 4) який вплив чинить добовий хід температури і вологості на стратифікацію атмосфери і як його коректно врахувати, зважаючи на наявність лише дворазового радіозондування атмосфери у 00 та 12 СГЧ?

Очевидно, що відповідь на ці питання ми маємо надати не виходячи за умову адіабатичності (без зміни кута нахилу кривої стану), тобто підіймаючи частинку по сухій адіабаті до рівня конденсації і по вологій – вище нього. Але ми можемо певним чином варіювати висоти, з яких починається підйом частинки, не втрачаючи при цьому фізики процесу. Тобто ми маємо окреслити деякі «стартові умови» частинки, які будуть адекватно відбивати поточний стан атмосфери і забезпечать максимально ефективний прогноз конвективних явищ.

Розглянуті нижче методи апроксимації відносяться до способів підйому частинки, а точніше до вихідних умов її адіабатичного підйому. А далі, вже з урахуванням цих «стартових умов» розраховуються $CAPE$ / CIN / LI / EL / LCL / LFC , тобто усі індекси і параметри до яких входить температура частинки T' . То ж, для зручності, ми будемо називати це типом частинки.

Тип SB (*Surface Based*) означає, що значення вихідних характеристик (температури та температури точки роси частинки, що здійснює адіабатичний підйом у всій товщі тропосфери) визначається біля поверхні землі (рис. 7). Тобто саме частинка з такими характеристиками і є те, що втягується у висхідний потік.

Переваги:

1) більш стійкий ніж інші наближення до наявності помилок у профілях температури і вологості повітря.

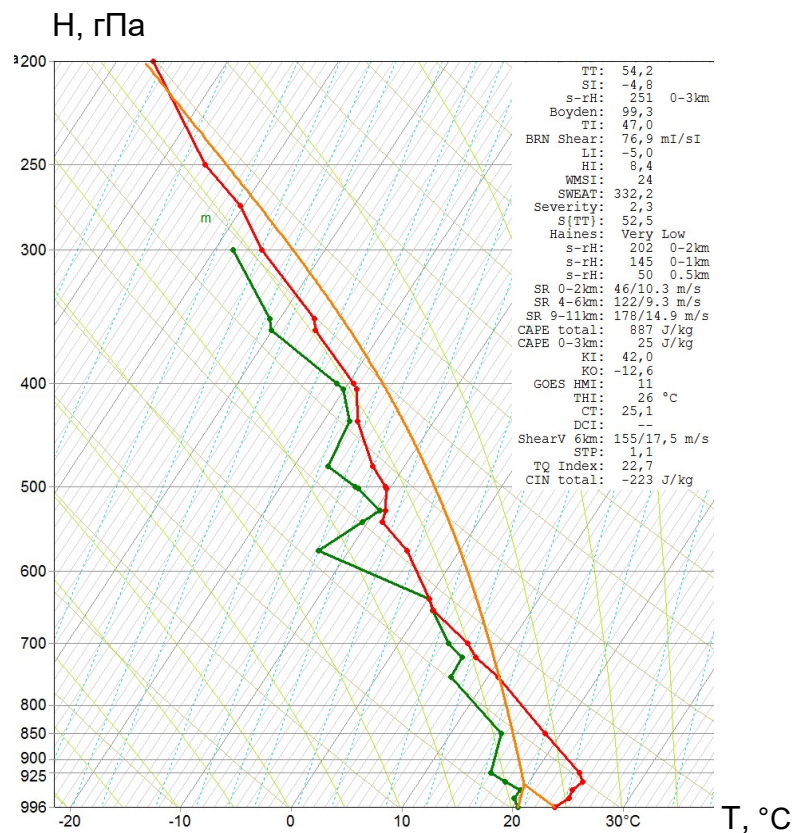


Рисунок 7 – Реалізація SB типу підйому частинки (ст. Одеса (33837)
00 СГЧ 28/07/17)

- 2) доцільно використовувати у разі «мілкового» шару вологого повітря;
- 3) дає кращі результати вдень, коли турбулентне перемішування є сильним;
- 4) часто використовується синоптиками з метою мінімізації «помилки пропуску».

Недоліки:

1) дає нереалістичні результати у разі суперадіабатичного поверхневого шару (тобто у цьому разі те, що є більш точним, не є більш корисним);

2) чутливе до наявності помилок у спостереженнях за температурою і температурою точки роси біля поверхні землі або забруднюються фізичними процесами, які не є адіабатичними.

Тип *ML (Mixed (Mean) Layer)* означає наявність шару перемішування або середнього шару (залежно від джерел зустрічаються обидва терміни). При застосуванні цього типу враховуються властивості шару повітря товщиною до 100 мб над поверхнею землі (рис. 8). Тобто, якщо тиск біля поверхні землі становить 995 мб, то шар, який оцінюється, знаходиться у межах від 995 до 895 мб. У цьому шарі будуть знаходитися два середні значення – температури і точки роси, які будуть визначатися шляхом їх осереднення у ньому. Глибина 100 мб є довільною, яка вибирається радше для узгодженості, але для відповідності теорії, що лежить в основі, характеристики частинки мають бути осереднені по глибині ГША, яка може сильно варіювати у часі і просторі.

Ця концепція не є реальною частинкою (хоча ми усвідомлюємо, що і решта наближень також) і призначена для апроксимації ефектів втягування частинки при її підйомі через граничний шар атмосфери.

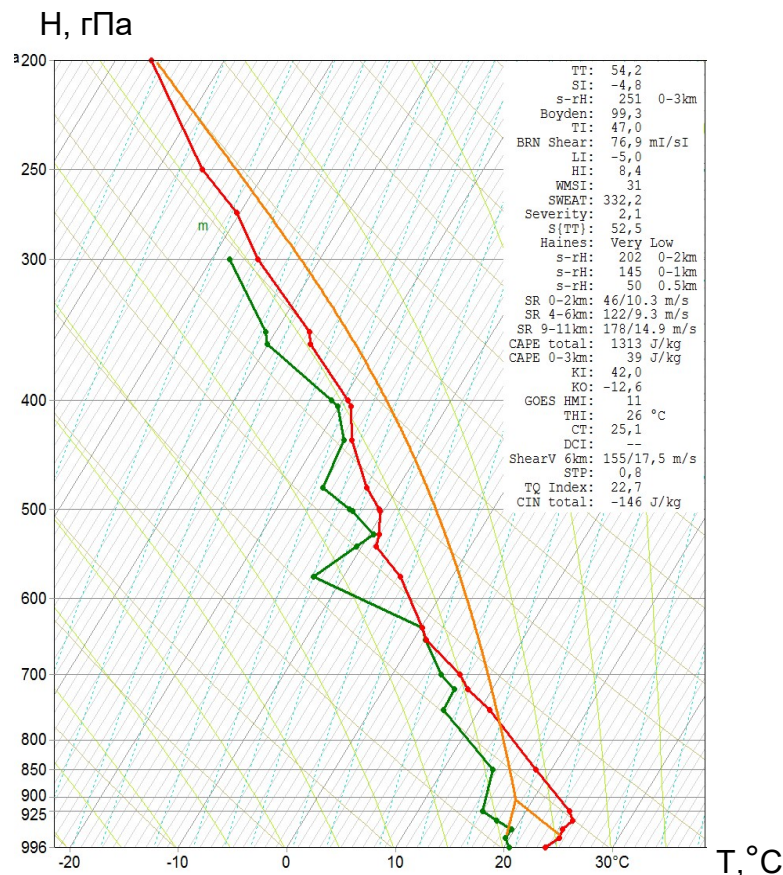


Рисунок 8 – Реалізація *ML* типу підйому частинки при $\Delta H_{ML} = 50$ гПа (ст. Одеса (33837) 00 СГЧ 28/07/17)

MLCAPE завжди буде менше ніж *SBCAPE*, що є реалістичнішим, тому що осереднення зумовлює зміну характеристик частинки у процесі її змішування з оточуючим повітрям при проходженні через ГША (*SBCAPE* такого ефекту не містить). Таким чином, тип *ML* є «фізичнішим», ніж *SB*, а отже може давати більш реалістичну картину.

Переваги:

- 1) краще відображує турбулентне перемішування, яке відбувається у граничному шарі атмосфери, що важливо при наявності «глибокого» шару вологого повітря;
- 2) є доцільним для використання, коли граничний шар атмосфери розширюється (наприклад, після заходу Сонця).

Недоліки:

- 1) необхідно, щоб термодинамічні характеристики нижнього 100-мілібарового шару атмосфери були добре вираженими.

Тип *MU (More Unstable)* «найбільш нестійкої» частинки зазвичай використовується для піднесеної (вільної) конвекції. У цьому випадку показується, з якого рівня (в межах нижнього 300-мілібарового шару) у профілі температури треба підняти частинку, щоб отримати максимальне значення нестійкості (рис. 9). Іноді це шар, який розташовується над поверхнею землі, і є вихідною областю для формування піднесеної (вільної) конвекції.

Для того, щоб знайти, наприклад, *MUCAPE* (Most Unstable *CAPE*), комп'ютерна програма підіймає частинку з великої кількості ізобаричних поверхонь (земля, 975, 925, 900 і т.д.). Та крива стану, яка дасть максимальне значення *CAPE* і є *MUCAPE*. Уявімо, наприклад, що підйом від поверхні землі зумовить значення *CAPE* 2000 Дж/кг, підйом з 950 мб зумовить її збільшення до 3000 Дж/кг, підйом з висоти 900 мб дасть 4000 Дж/кг, а підйом з ізобаричної поверхні 850 мб – 2800 Дж/кг. Таким чином, якщо використовуються лише ці значення, то *MU CAPE* буде складати 4000 Дж/кг, які були одержані при підйомі частинки від 900 мб.

Це дає прогнозісту уявлення про те, яке максимальне значення *CAPE* може бути згенероване у певний момент часу на підставі даних радіозондування або чисельного моделювання. Цілком зрозуміло, що для досягнення розрахованого значення *MUCAPE* необхідно, щоб підйом частинки розпочався саме з того рівня, з якого він був одержаний. Це може відбутися або не відбутися, тому завдання прогнозіста у цьому випадку полягає у оцінці можливості ініціалізації підйому саме з цього рівня (або, принаймні, діапазону висот).

Переваги:

- 1) формує уявлення про максимально можливий потенціал конвекції;
- 2) враховується можливість розвитку вільної конвекції;
- 3) зменшує імовірність помилки «пропуску».

Недоліки:

- 1) відсутність впевненості у ініціалізації підйому частинки з одержаного рівня;

2) збільшує імовірність помилки «хибної тривоги».

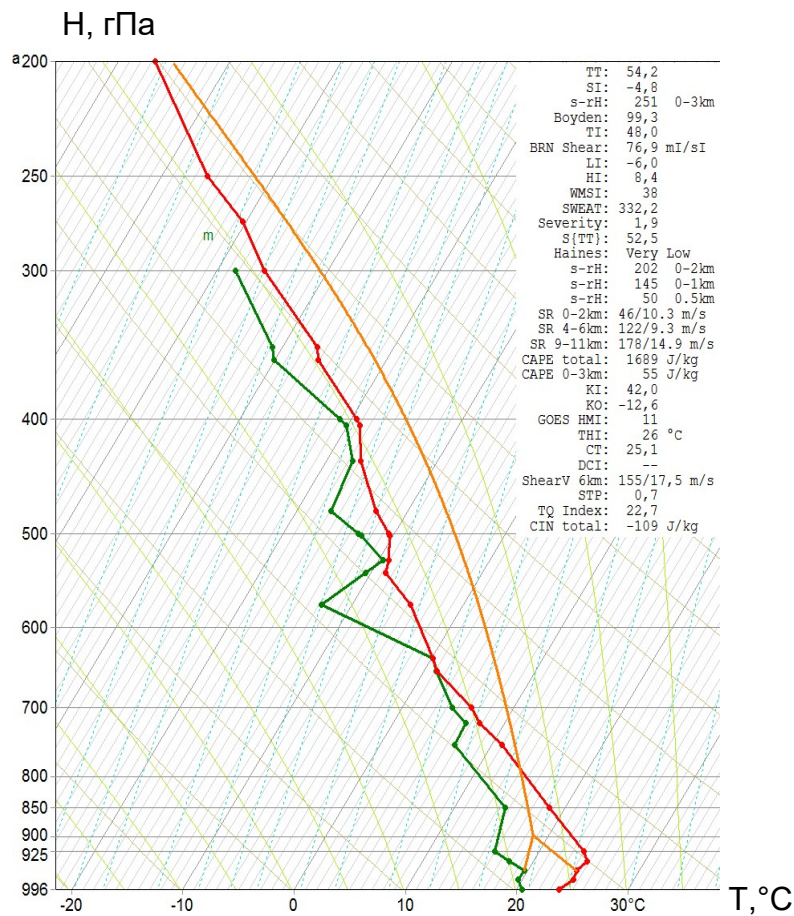


Рисунок 9 – Реалізація *MU* типу підйому частинки (ст. Одеса (33837) 00 СГЧ 28/07/17)

Використання різних наближень дає змогу розглянути усі можливі сценарії, які можуть відбуватися при даній конфігурації профілю. Жодне з наближень не є ідеальним, але, наприклад, *MLCAPE*, нижчий ніж *SBCAPE*, допоможе виявити термодинамічні характеристики, які будуть сигналізувати про несприятливі умови для розвитку потужних висхідних потоків і, як наслідок, сильної конвекції.

Більші ніж *SBCAPE* значення *MUCAPE*, можуть допомогти виявити потенціал для розвитку піднесеної (вільної) конвекції на протигагу конвекції від поверхні землі або з урахуванням впливу шару перемішування.

Питання для самоперевірки:

1. Перелічіть стандартні рівні конвекції.
2. Що означає рівень вільної конвекції *LFC*?
3. Яким чином використовується співвідношення між значеннями максимальної і конвективної температури при прогнозуванні конвекції?
4. Що є ознакою рівня рівноваги (*EL*) на аерологічній діаграмі?
5. Які типи адіабатичного підйому частинки ви знаєте?

6. Які переваги використання *SB*, *ML* та *MU* типів підйому частинки?
7. Які недоліки використання *SB*, *ML* та *MU* типів підйому частинки?
8. У чому полягає головна перевага *ML*-типу підйому перед *SB*-типом?
9. У якому типі підйому враховуються характеристики шару перемішування? Яким чином?
10. Доведіть можливість або неможливість виконання нерівності $SBCAPE > MUCAPE$?
11. Який тип підйому частинки робить максимальною імовірність помилки «хибної тривоги»?
12. Як залежать кількісні значення індексу *CAPE* в залежності від типу адіабатичного підйому частинки?

1.3 Індeksi *CAPE* та *CIN*. Механізми конвективного тригерингу

1.3.1 Індекс *CAPE*. Види *CAPE* (*SBCAPE*, *MLCAPE*, *MUCAPE*, *NCAPE*, *DCAPE*).

У попередніх лекціях ми ознайомилися з поняттям енергії нестійкості атмосфери і з'ясували, що переміщення об'ємів повітря з одного рівня на інший (за рахунок реалізації потенціальної енергії) вивільняє певну кількість енергії, яка трансформується у кінетичну енергію висхідних рухів повітря. Цей процес супроводжується конденсацією водяної пари, яка міститься у повітрі, що зумовлює виділення прихованого тепла. Відповідно конвективна хмарність, а з нею і грози, отримують свою енергію від плавучості, що пов'язана з цими факторами.

Доступна потенціальна енергія конвекції або скорочено *CAPE* (*Convective Available Potential Energy*) представляє собою сумарну доступну енергію плавучості необхідну для вертикального прискорення частинки.

Оцінку енергії плавучості можна розрахувати шляхом визначення температурного контрасту між частинкою, що підіймається, і навколишнім повітрям на усіх рівнях – від рівня конденсації до рівня конвекції. Тобто індекс *CAPE* – це спосіб кількісної оцінки цієї енергії з використанням виразу 1.15 та аерологічної діаграми рис. 10.

$$CAPE = |g| \cdot \int_{ZLFC}^{ZEL} \left(\frac{T_{vi} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz, \quad (1.15)$$

де g – величина гравітаційного прискорення ($g = 9,8 \text{ м/с}^2$);

T_{vi} – віртуальна температура частинки, що адіабатично підіймається;

T_{ve} – віртуальна температура навколишнього повітря;

$ZLFC$ та ZEL – висоти рівня вільної конвекції та рівня конвекції (нульової плавучості) відповідно.

Одиниці вимірювання *CAPE* – Дж/кг.

Нагадаємо, що значення віртуальної температури T_v включає в себе вплив як водяної пари, так і рідкої води. Водяна пара має меншу густину, ніж повітря і тому $T_v > T$, що збільшує енергію плавучості. Рідкі і тверді гідрометеори (краплі дощу, сніг), падаючи, зменшують енергію нестійкості ($T_v < T$). Обидва ці чинники важливі для прогнозу грози, але часто їх важко визначити. Тому замість віртуальної температури ми можемо скористатися наближенням $T_v \approx T$ і переписати (1.15) у виді:

$$CAPE = |g| \cdot \int_{ZLFC}^{ZEL} \left(\frac{T_i - T_e}{T_e} \right) dz. \quad (1.16)$$

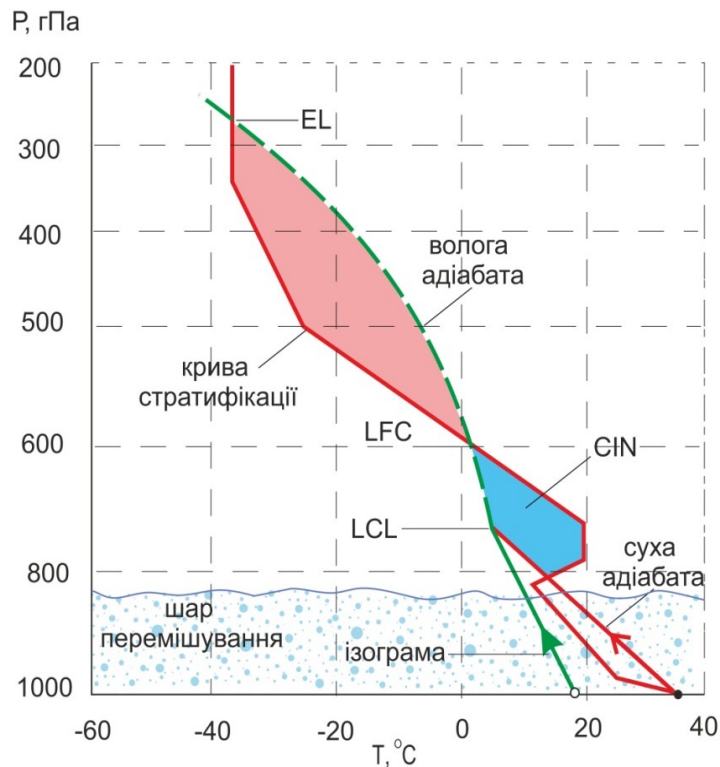


Рисунок 10 – Величина *CAPE* (пропорційна затушованій червоним кольором області)

Величина *CAPE* пропорційна заштрихованій області на рис. 4, а саме це площа обмежена по висоті рівнем вільної конвекції *LFC* та рівнем конвекції (нульової плавучості) *EL* і знаходиться між вологою адіабатою та кривою стратифікації.

Форма площі *CAPE* зазвичай непроста, тому і її обчислення порівняно складне. У світових центрах прогнозування погоди комп'ютери автоматично обчислюють величину *CAPE*, використовуючи дані радіозондування. Вручну можна використати простий графічний спосіб, який полягає в тому, що спочатку за даними радіозондування будують криві стратифікації та стану, а потім, використовуючи деякий крок по висоті та температурі, на діаграмі визначають невеликі площі відомого розміру. Додавання всіх одержаних площ між *LFC* та *EL* дає загальну площу енергії нестійкості (величину *CAPE*). Взагалі, прогностичними центрами використовуються різні способи розрахунку *CAPE*, тому певні відмінності у їх значеннях не повинні бентежити прогнозіста. Значення *CAPE* дуже сильно змінюються у просторі та часі. Знайшовши *CAPE* для багатьох розташованих у регіоні пунктів радіозондування атмосфери (або використовуючи прогностичні дані чисельних моделей прогнозу погоди), можна нанести ці значення на карту погоди, а потім провести ізолінії її рівних значень. Співвідношення між значеннями *CAPE* та прогностичними висновками наведені у табл. 1, хоча не варто вважати, що ці показники чітко ідентифікують межі між зазначеними рівнями грозової активності, оскільки різні категорії штормів можуть спостерігатися при однакових значеннях *CAPE* або, навпаки, відсутність

грози може спостерігатися в умовах високих значень *CAPE*. Необхідно усвідомлювати, що *CAPE* дає лише оцінку потенційної можливості грози, а для того, щоб вона виникла необхідний процес, який її запускає. Тобто *CAPE* є корисним, але неточним інструментом прогнозування, що підтверджується статистичними даними (рис. 11).

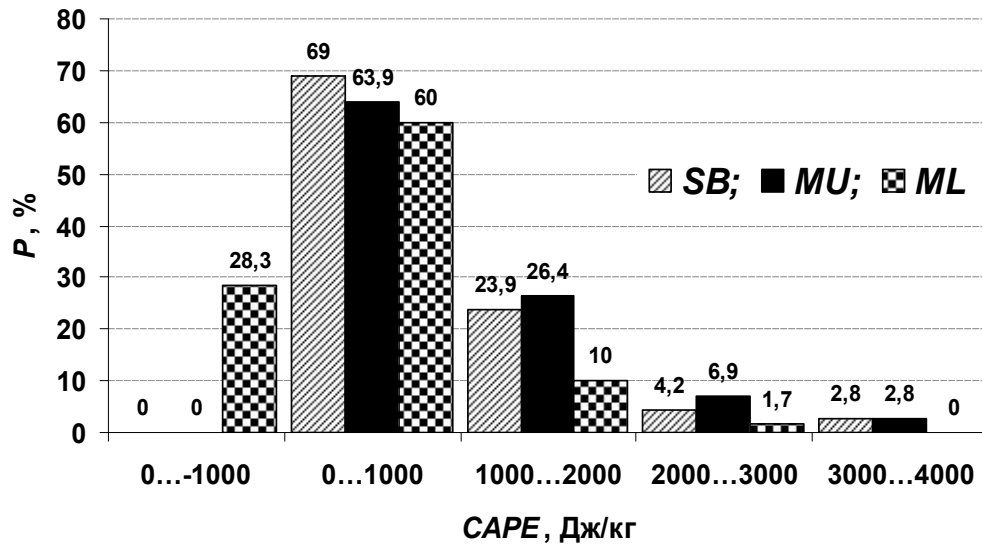


Рисунок 11 – Повторюваність градацій *CAPE* для *SB*, *MU* та *ML* типів адіабатичного підйому частинки у випадках формування грози на ст. Київ, Одеса Львів, Кривий Ріг за теплі періоди 2016-18 рр.

Таблиця 1 – Характеристика інтенсивності конвективних штормів в залежності від величини *CAPE**

Величина <i>CAPE</i> , Дж/кг	Характеристика стратифікації	Гроза активність
0-300	здебільшого стійка	відсутня або незначна
300-1000	незначна нестійкість	слабка конвекція
1000-2500	помірна нестійкість	помірна конвекція, можлива сильна конвекція
2500-3500	сильна нестійкість	сильна конвекція дуже імовірна, можливі торнадо
> 3500	дуже сильна нестійкість	сильна конвекція, дуже імовірні сильні торнадо

*— для *ML* типу підйому.

Дослідження свідчать, що якщо *CAPE* > 980 Дж/кг, то імовірність грози становить біля 60%. В цілому, для території Європи, грози з поривами вітру прогнозуються при значеннях *CAPE* понад 1500 Дж/кг.

Як вже зазначалося, реалізація адіабатичного підйому частинки може відбуватися за трьома типами (*SB*, *ML* та *MU*), кожен з яких має свої переваги та недоліки. Але через те, що величина *CAPE* визначається взаємним розташуванням кривих стратифікації та стану, то стає зрозумілим, що площа між ними буде залежати від типу підйому частинки.

SB тип підйому частинки і, відповідно, таким чином утворена площа енергії нестійкості, дадуть нам значення *SBCAPE* (рис. 12).

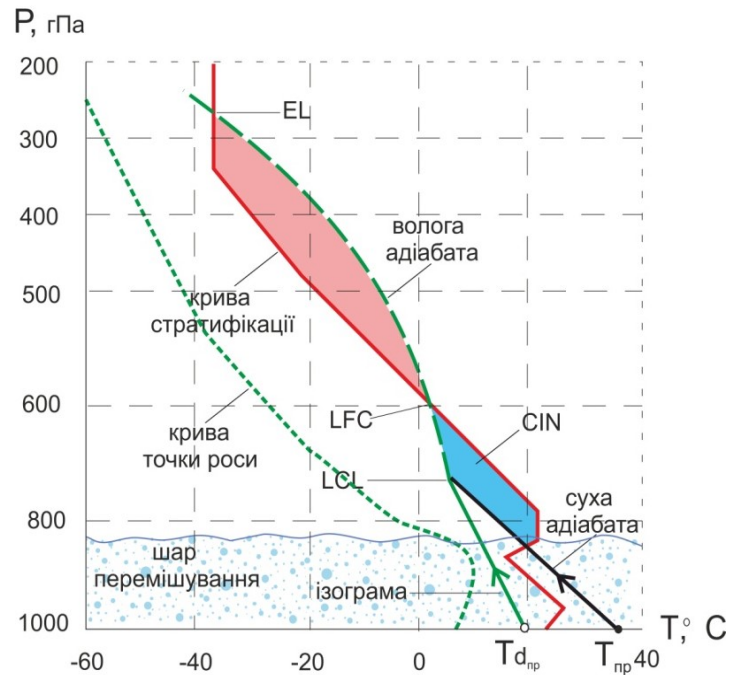


Рисунок 12 – Оцінка *CAPE* для *SB* типу підйому частинки за прогностичними даними максимальної температури і температури точки роси біля поверхні землі

Якщо перед прогнозом стоїть завдання врахування характеристик нижнього шару атмосфери, повітря якого буде брати участь у процесі конвекції, то в такому випадку буде доцільним підйом частинки, характеристики якої будуть відбивати властивості цього шару (*Mixed (Mean) Layer*). Побудована в результаті цього крива стану, а отже і розрахований *CAPE* (рис. 13), буде мати назву *MLCAPE*.

Ще один спосіб обчислення безлічі різних значень *CAPE* для повітряних частинок, підйом яких починається з максимальної кількості висот нижнього 300 гПа шару, полягає у подальшому виборі тієї кривої стану, яка зумовить найбільші значення *CAPE*. Така величина має назву найбільш нестійкої *CAPE* – *MUCAPE*. Цей метод є особливо доцільним тоді, коли джерело висхідного потоку розташовується на деякій висоті (вільна конвекція). Крім цього, значення *MUCAPE* корисно розраховувати за даними радіозондування у будь-який час доби. Враховуючи те, що розрахунок *MUCAPE* є занадто трудомістким, його автоматизовано на комп'ютері. Зазначимо, що у будь-якому випадку $MUCAPE \geq SBCAPE$.

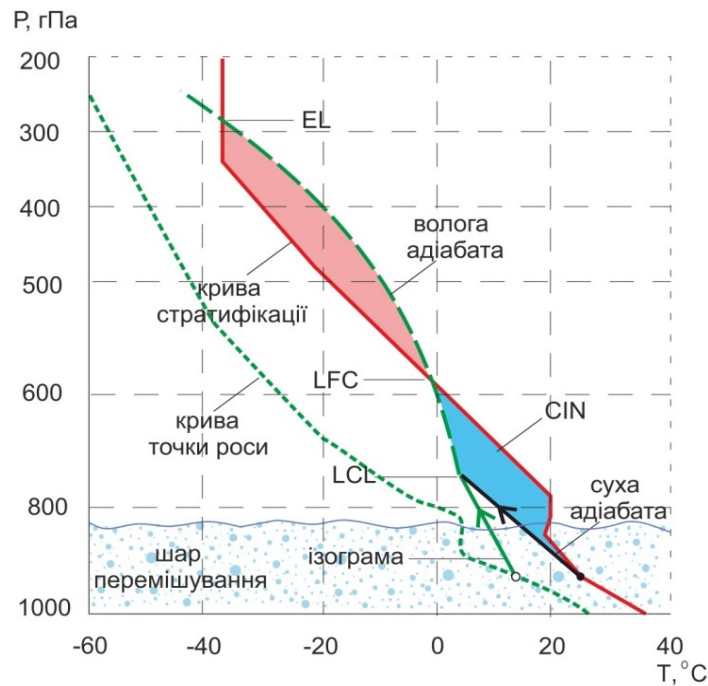


Рисунок 13 – Оцінка $CAPE$ для ML типу підйому частинки (величина $MLCAPE$ пропорційна затушованій області)

Крім фактичного значення $CAPE$ є дуже важливими профіль та форма площі енергії нестійкості. Короткий і товстий профіль (рис. 14а) вказує на наявність інтенсивного вертикального прискорення (сильного висхідного потоку), яке буде мати важливе значення для потенціального розвитку обертового висхідного потоку у штормовий циклони з низкою конвективних явищ.

У випадку однакових значень $CAPE$, але при іншому (довгому та вузькому) профілі, який зображений на рис. 14б, виникають умови для повільнішого прискорення висхідного потоку, а отже доцільно очікувати грози і зливи. Для кількісної оцінки профілю $CAPE$ використовується стандартизований $NCAPE$.

$$NCAPE = \frac{CAPE}{Z_{EL} - Z_{LFC}}, \quad (1.17)$$

де Z_{EL} – висота рівня конвекції; Z_{LFC} – висота рівня вільної конвекції.

Одиниці вимірювання $NCAPE$ – м/с^2 або $\text{Дж/кг}\cdot\text{м}$.

Високі та вузькі профілі $CAPE$ ($NCAPE \leq 0,1 \text{ м/с}^2$) свідчать про імовірність сильних опадів, але торнадо є малоімовірними. Низький, широкий профіль $CAPE$ ($NCAPE \geq 0,3 \text{ м/с}^2$) у нижній або середній частині тропосфери може зумовити утворення інтенсивного висхідного потоку, що обертається, і, як наслідок, грозових розрядів та торнадо.

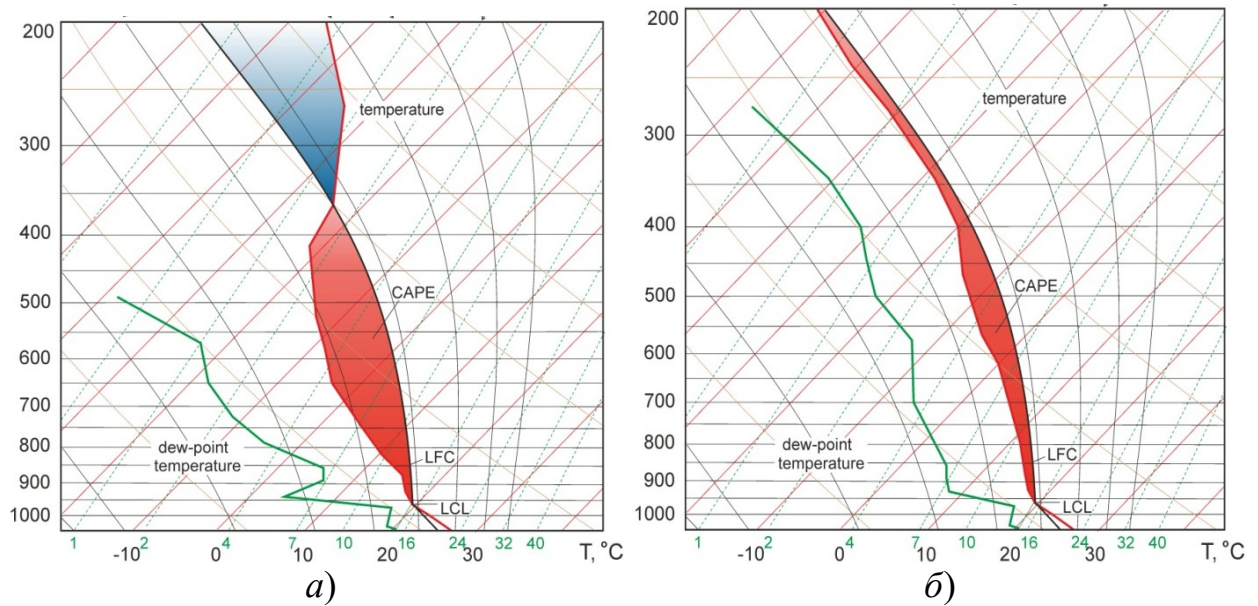


Рисунок 14 – Види профілю та форми позитивної ($E > 0$) енергії нестійкості

Розвиток конвективних хмар зумовлює, поміж іншого, виникнення злив та граду, які генерують низхідні потоки повітря. Опускаючись, повітря потрапляє у інше середовище, через що змінює свою віртуальну потенціальну температуру і втрачає частину вологи. Крім цього, це зумовлює зміни і у навколишньому середовищі. Врахування сумарного ефекту таких змін є досить складним розрахунком з багатьма невідомими. Тому величина усіх цих перетворень і оцінка низхідних поривів здійснюється через альтернативну величину $DCAPE$ (рис. 15).

На жаль, ми не можемо однозначно стверджувати за яким термодинамічним шляхом відбуватиметься зниження частинки. Якщо повітря частинки (на рис. 15 з рівня 500 гПа) не буде випаровувати, підтримуючи опір адіабатичному нагріванню, то її стан відображується тонкою стрілкою, доки не досягне свого значення рівня рівноваги низхідного потоку DEL (*Downdraft Equilibrium Level*) біля рівня ≈ 700 гПа. Якщо у низхідній частинці процеси випаровування та адіабатичного нагрівання врівноважуються, то зниження відбувається по вологій адіабаті. Проте досить ймовірно, що зниження частинки відбувається за термодинамічною траєкторією між сухою та вологою адіабатами, результатом чого є удар холодного, але ненасиченого повітря по поверхні землі.

Величина $DCAPE$ розраховується за формулою:

$$DCAPE = \sum_{z=0}^{z_{LFS}} |g| \frac{\theta_{vi} - \theta_{va}}{\theta_{va}} \Delta z, \quad (1.18)$$

де g – величина гравітаційного прискорення ($g = -9,8 \text{ м/с}^2$);

θ_{vi} – віртуальна потенціальна температура частинки (включаючи температуру, водяну пару та ефекти випадіння опадів);

θ_{va} – віртуальна потенціальна температура повітря (K);

Δz – приріст висоти, який використовується, коли площу $DCAPE$ покривають фігурами однакового розміру;

z_{LFS} – рівень вільного осідання (*Level of Free Sink*) – це висота, де опади вперше набувають від’ємних значень плавучості. Він є низхідним еквівалентом рівня вільної конвекції LFC .

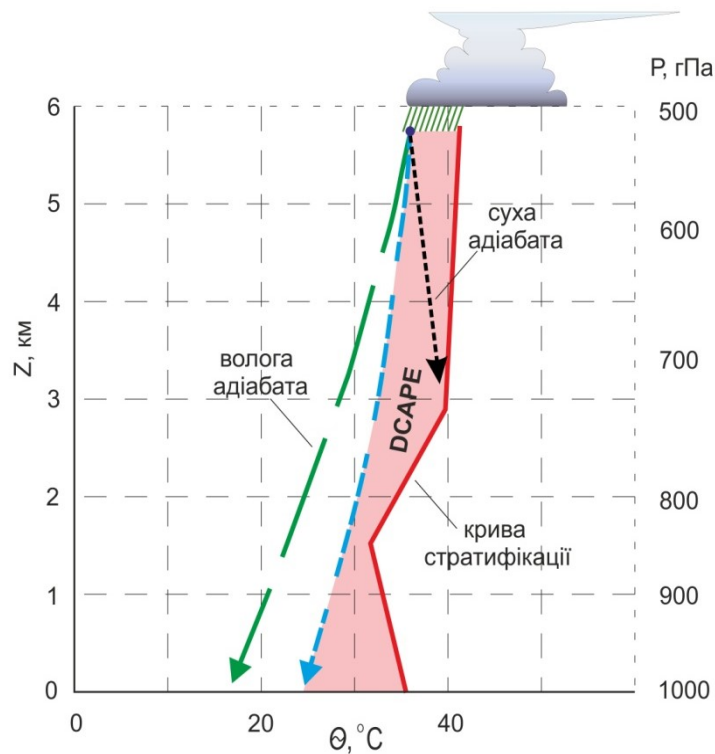


Рисунок 15 – Площа $DCAPE$ (*Downdraft Convective Available Potential Energy*) затушована червоним кольором на термодіаграмі [9]. Чорна точка показує віртуальну потенціальну температуру після того, як навколишнє середовище на рівні ≈ 500 гПа було перетворене через потрапляння у нього частинки з водою за рахунок опадів. Показані три сценарії опускання повітряної частинки, наповненої краплями дощу:

- а) охолодження без випаровування (суцільна чорна лінія);
- б) початково насичена частинка з випаровувальним охолодженням дощу (пунктирна лінія уздовж вологої адіабати);
- в) часткове випаровування позначене товстою пунктирною лінією між вологою і сухою адіабатами

Якщо низхідний потік матиме від’ємну плавучість відносно поверхні землі, то нижня межа суми у (1.18) дорівнюватиме нулю ($z = 0$). У іншому випадку, низхідний потік зупинятиметься на рівні рівноваги низхідного потоку DEL і не відчуватиметься біля поверхні землі.

$DCAPE$ має від’ємне значення і вимірюється в Дж/кг або m^2/s^2 .

Якщо співвіднести потенційну енергію до кінетичної, швидкість низхідного потоку становить приблизно

$$w_{max\ down} = -\sqrt{2 \cdot |DCAPE|} . \quad (1.19)$$

Опір навколишнього середовища низхідному потоку повітря може знизити його ймовірну швидкість приблизно удвічі (рис. 16), тобто

$$w_d = \frac{w_{max\ down}}{2} .$$

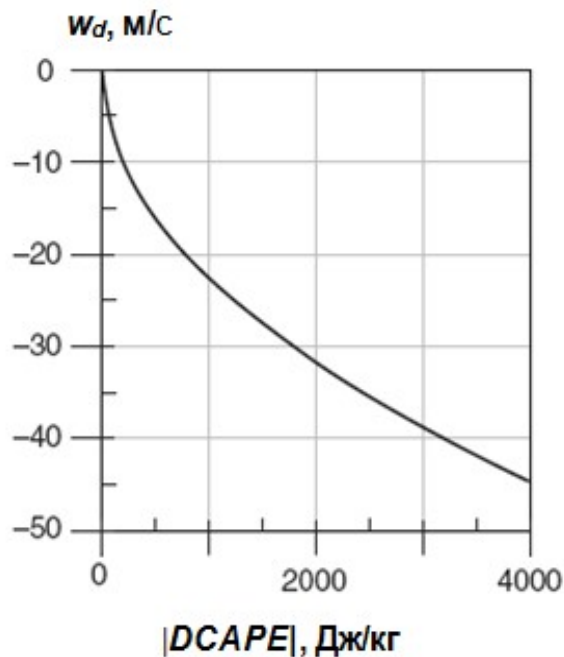


Рисунок 16 – Залежність між значеннями $DCAPE$ і швидкістю низхідних потоків w_d

Сильні низхідні потоки і зумовлені ними лінії руйнівних вітрів пов'язані з високими значеннями $DCAPE$, які для аналізу можуть наноситися на карту з подальшим проведенням ізоліній.

1.3.2 Індекс CIN . Тригерні механізми конвекції

У попередньому питанні були розглянуті випадки, коли частинка, що підіймається, є теплішою за навколишнє середовище. Проте можливі випадки, коли у нижній частині тропосфери спостерігаються шари з від'ємною плавучістю повітря, тобто частинка, що уявно підіймається, є холоднішою навколишнього середовища. Для кількісної оцінки такої енергії введемо величину конвективного пригнічення (або гальмування) CIN (Convective Inhibition), яка представлятиме собою суму від'ємної енергії

плавучості, що спроможна перешкоджати або пригнічувати вертикальне прискорення повітря уверх.

Отже, CIN (одиниці вимірювання Дж/кг), є протилежністю індексу $CAPE$, і являє собою область від'ємної енергії плавучості, де температура частинки є нижчою навколишнього середовища (рис. 17).

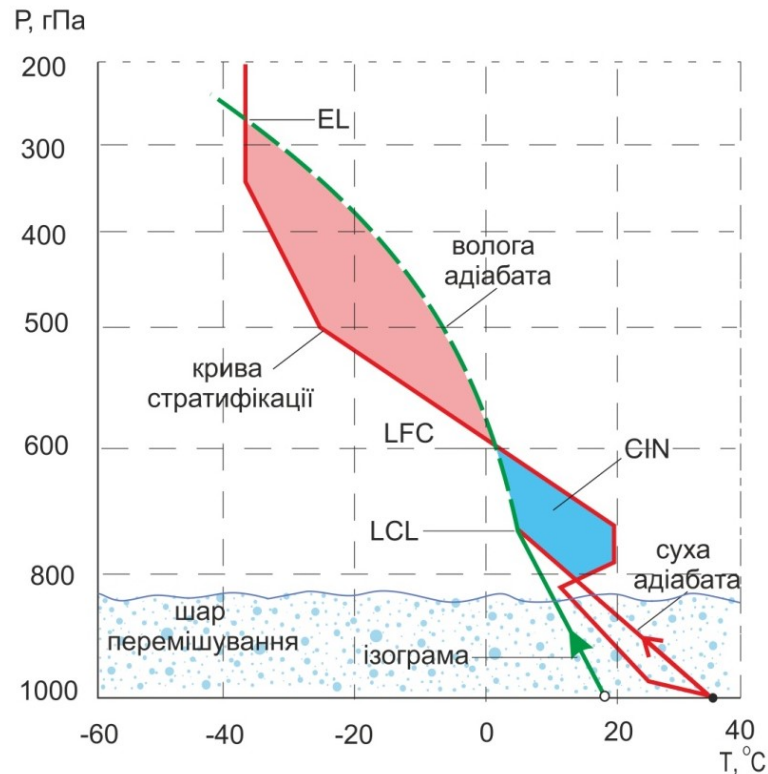


Рисунок 17 – Оцінка CIN за даними денного радіозондування (є пропорційним затушованій синім кольором області, де повітряна частинка, що підіймається, холодніша оточуючого повітря)

Рівняння для CIN є аналогічним рівнянню для $CAPE$, за винятком меж суми. Ще одна різниця полягає у тому, що CIN є від'ємним, хоча у низці джерел може наводитися без знаку мінус.

У післяполуденні години (рис. 17) CIN відповідає площі між верхньою межею шару перемішування (*Mixed Layer*) z_i і рівнем вільної конвекції LFC . У випадку використання даних нічного зондування відправною точкою для підйому повітряної частинки є прогностичне значення максимальної температури на день (z_i – прогностичне значення верхньої межі шару перемішування) (рис. 18).

Таким чином, для обох рисунків можна використовувати формулу (1.20)

$$CIN = \sum_{z_i}^{LFC} g \left| \frac{T_{vi} - T_{va}}{T_{va}} \Delta z \right|, \quad (1.20)$$

де T_v – віртуальна температура, індекси i та a позначають повітряну частинку та навколишнє повітря відповідно;

Δz – товщина відповідного шару.

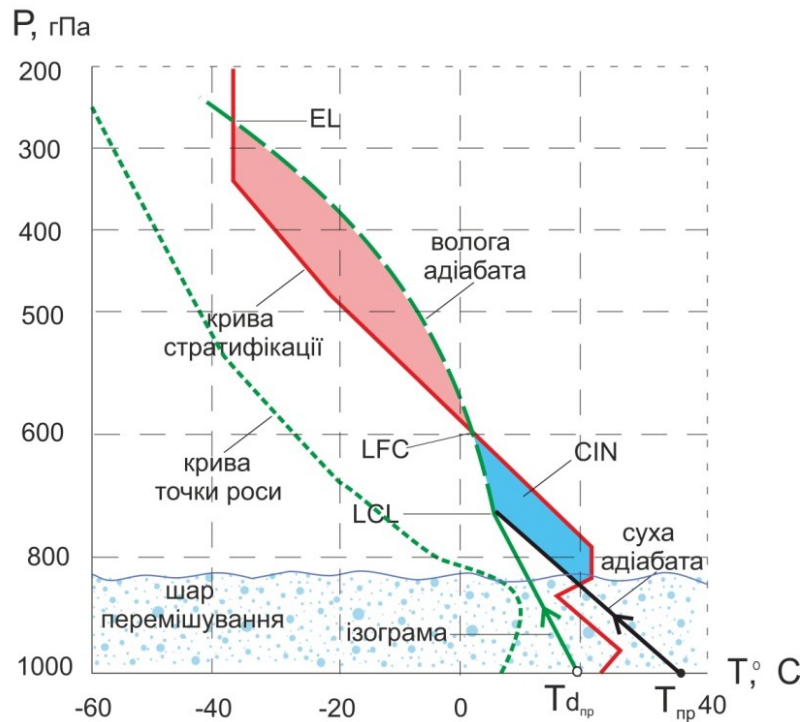


Рисунок 18 – Оцінка CIN , розрахованого за даними нічного зондування від прогностичної максимальної температури біля поверхні землі перед штормом

У протилежному випадку (рис. 19) CIN зазвичай знаходять обчисленням площі між поверхнею землі ($z = 0$) і рівнем вільної конвекції LFC .

У випадку якщо віртуальна температура невідома або її складно одержати, прогностисти для наближеної оцінки CIN часто використовують звичайну температуру T замість T_v у рівнянні (1.20), хоча це може зумовити похибки до 35 Дж/кг.

$$CIN = \sum_{z_l}^{LFC} g \left| \frac{T_i - T_a}{T_a} \right| \Delta z.$$

Аналогічні апроксимації можуть бути зроблені для рівняння (1.20), якщо підйом частинки відбувається з урахуванням властивостей нижнього кілометрового шару. Одержане у такому випадку значення буде позначатися $MLCIN$.

Чим більшим за абсолютним значенням є CIN , тим сильнішим має бути сума синоптичного і особливо мезомасштабного вимушеного підйому, здатного доставити частинку до рівня конденсації. Високі значення CIN зумовлюють незначний конвективний підйом або навіть його відсутність, що,

власне, обмежує або подавляє конвекцію навіть за умови можливих високих значень *CAPE*.

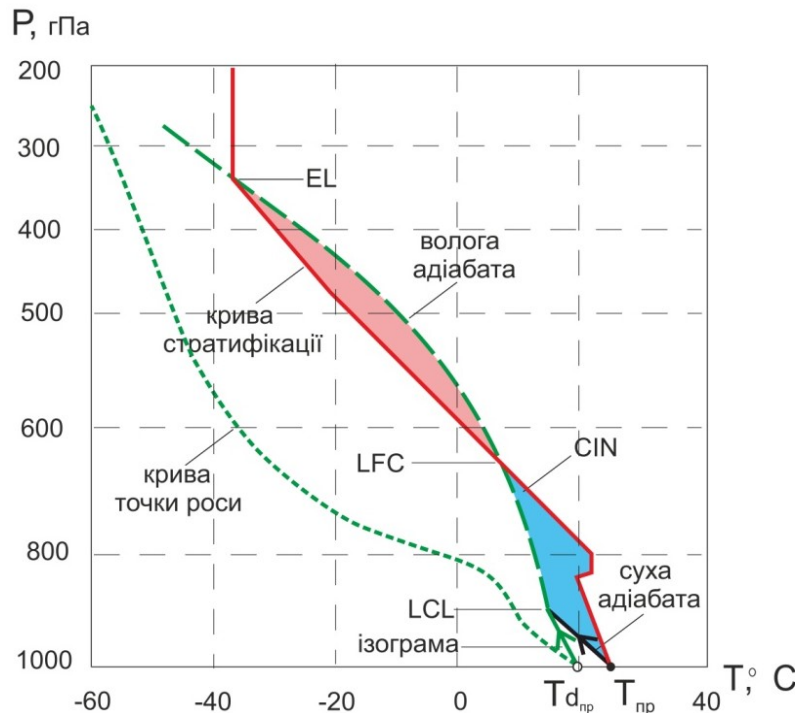


Рисунок 19 – Оцінка *CIN* за даними нічного зондування у передштормовому повітрі

Проте, якщо припустити наявність «спускового» (тригерного) механізму, який підніме частинку вище рівня z_i , то процес запуску конвекції може спрацювати проти сили плавучості у цьому шарі.

Дослідження свідчать, що значення *CIN* (табл. 2) менше 60 Дж/кг, як правило, недостатні для забезпечення глибокої конвекції, але достатні для утримання тепла і вологи, які є «паливом» для конвекції, у граничному шарі атмосфери до запуску тригера.

Для більшого розуміння введемо поняття так званої *нелокальної умовної нестійкості (Nonlocal Instability (Ncl))*. Відповідний процес відбувається, коли тепле вологе атмосферне повітря граничного шару обмежується шаром інверсії або стійко стратифікованого повітря («кришка»), вище якого знаходиться відносно холодне повітря. Воно формує нестійкість у атмосфері, що збільшує плавучість теплого повітря, яке може піднятися знизу, і спричинити потужні грози.

«Кришка» затримує тепле вологе повітря поблизу землі, що дозволяє накопичувати приховану теплову енергію протягом періоду інтенсивного нагрівання підстильної поверхні, та викликає випаровування. Без цієї «кришки» конвекція виводитиме тепле вологе повітря з граничного шару, не залишаючи достатньої енергії для виникнення грози. Таким чином, *CIN* («кришка») запобігає втратам енергії і має бути зруйнованою, щоб зумовити утворення грози.

«Нелокальність» полягає у тому, що стійке повітря нижче затримуючого шару стає нестійким вище нього. «Умова» полягає в тому, що повітря граничного шару потрібно підняти через затримуючий шар (тобто, через LCL та LFC), зруйнувавши його, для реалізації нестійкості.

Утворення гроз є найімовірнішим при невеликих значеннях різниці $\Delta z = z_{LFC} - z_{LCL}$ у стійкій нижній частині атмосфери, а саме – більш тонка «кришка» над верхньою межею граничного шару сприятиме запуску «тригерного» механізму грози.

Шторми, які утворюються при великих значеннях CIN з меншою імовірністю генерують торнадо. Проте менші значення CIN можна подолати, якщо «спусковий» механізм примушує повітряну частинку почати підйом значно вище земної поверхні (табл. 2).

Таблиця 2 – Характеристика потенціалу розвитку конвекції в залежності від значень індексу CIN

Значення CIN , Дж/кг	Прогностичні висновки
> 0	«Кришка» відсутня. Сприятливі умови для слабкої конвекції
$0 \div -20$	Слабке пригнічення, слабкий тригеринг. Можлива гроза.
$-20 \div -60$	Помірне пригнічення. Найкращі умови для Cb . Робить можливим накопичення «палива» у ГША і реалізацію більшості тригерних механізмів.
$-60 \div -100$	Сильне пригнічення, що ускладнює руйнування «кришки». Потреба виключно сильного тригеру.
< -100	Дуже сильне пригнічення. Реалізація тригерного механізму неможлива.

Площа на діаграмі, яка ідентифікує CIN , легко обчислюється за допомогою комп'ютера і зазвичай передається нанесеною на радіозонд. З даними багатьох аерологічних станцій CIN можуть наноситися на карти погоди і далі аналізуватися. Також CIN можна оцінити вручну.

Оскільки ми торкнулися теми реалізації «спускового» механізму грози або тригерингу, розглянемо більш детально можливі його форми.

Тригером конвекції будемо називати будь-який зовнішній процес, який змушує повітряні частинки ГША підійматися через статично стійкий граничний шар. Розглянемо деякі з них.

1) «змушення» синоптичного масштабу (холодний, теплий фронти або фронти оклюзії);

Для ініціалізації розвитку грози необхідне джерело локалізованого механічного підйому. Практично усі випадки нестійкої атмосфери відносяться до умовно нестійкої стратифікації. Це означає, що для запуску висхідної ділянки повітря є необхідним деякий підйом, який дозволить подолати «кришку» для реалізації нестійкості.

Якщо одна повітряна маса має більшу густину, ніж суміжна повітряна маса, то будь-яка конвергенція повітря до лінії розділу повітряних мас змусить повітря з меншою густиною піднятися над повітрям з більшою густиною. Рух холодного фронту є гарним прикладом (рис. 20), коли холодні маси повітря з високою густиною витісняють на себе тепле повітря з меншою густиною, що спричиняє його підйом на висоту вище z_i .

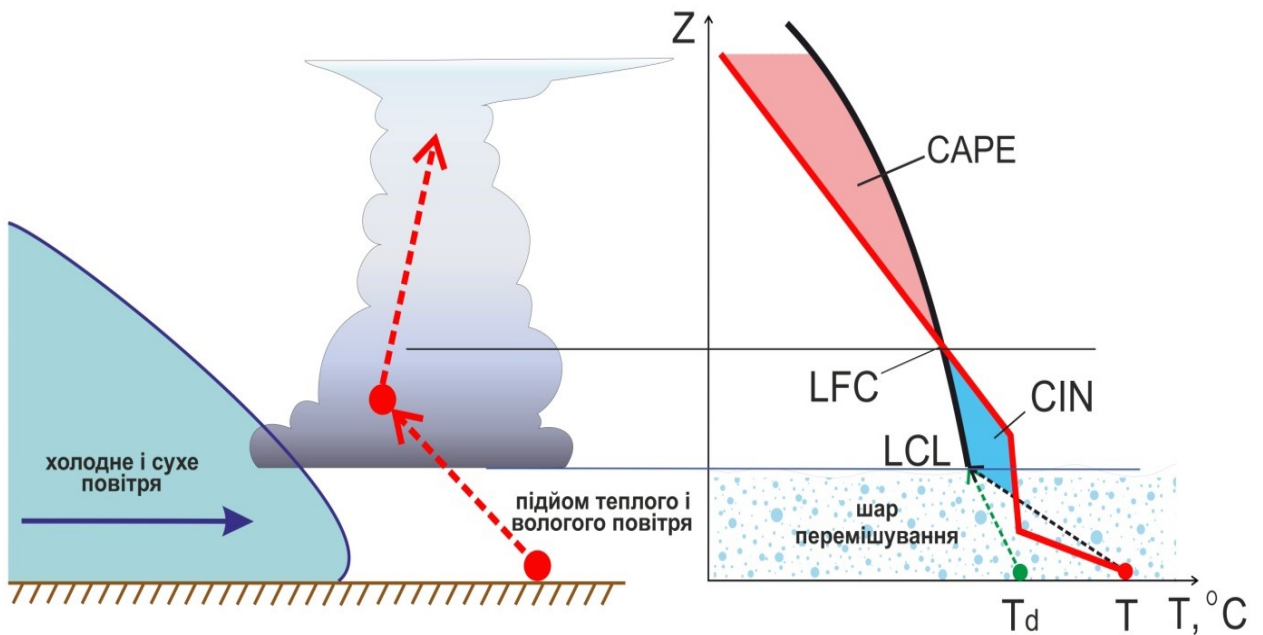


Рисунок 20 – Змушення до підйому більш теплого або вологого повітря через просування більш холодного або сухого повітря реалізує «тригерний» механізм грози, якщо повітряна частинка піднялася до свого LFC . Частина грозової хмари між рівнями LCL та LFC може мати шаруватоподібний вид.

Вище рівня LFC хмари набувають конвективних ознак

Це зумовлює трансформацію стратифікації повітря у нижньому шарі атмосфери і зникнення області CIN (рис. 21).

2) нагрівання окремих ділянок земної поверхні з високим ступенем тепловіддачі.

Інтенсивне прогрівання земної поверхні після сходу Сонця забезпечує зростання температури повітря біля поверхні землі, а також перенесення тепла у межах ГША за рахунок турбулентного обміну, що сприяє руйнації шарів інверсій.

Повітря ж, за рахунок локального збільшення плавучості, може пробивати «кришку» і досягати рівня LFC (рис. 22).

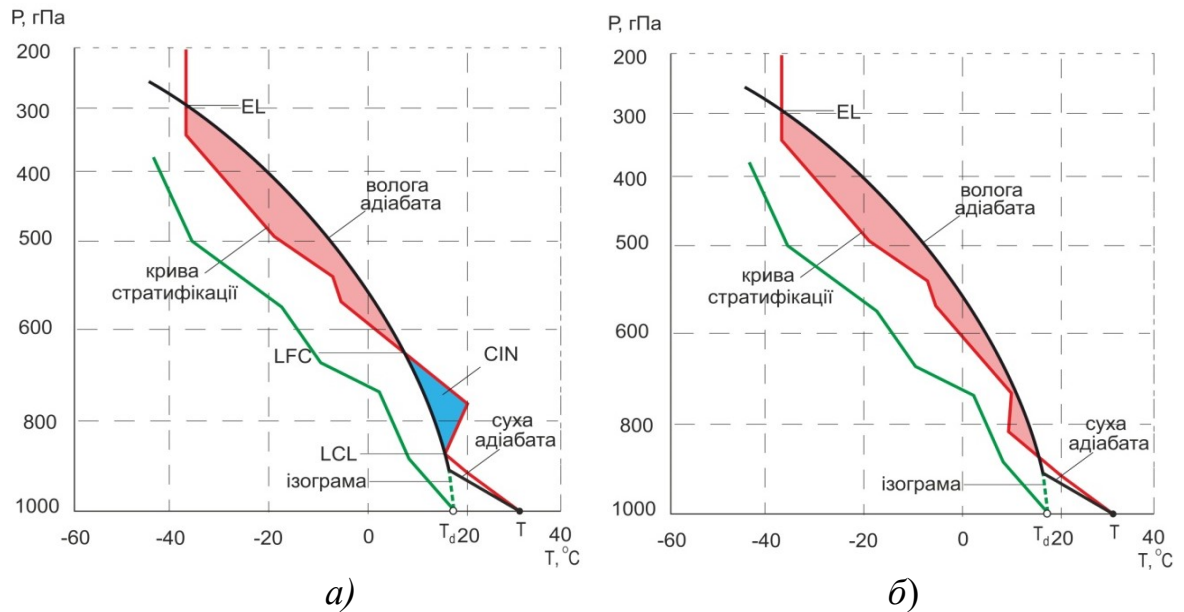


Рисунок 21 – Схема процесу тригерингу за рахунок синоптичного змушення на аерологічній діаграмі

Приклад реалізації цього механізму тригерингу за даними радіозондування з 6-годинною дискретністю на ст. Штутгарт (10739) за 12.06.2018 р. наведений на рис. 23.

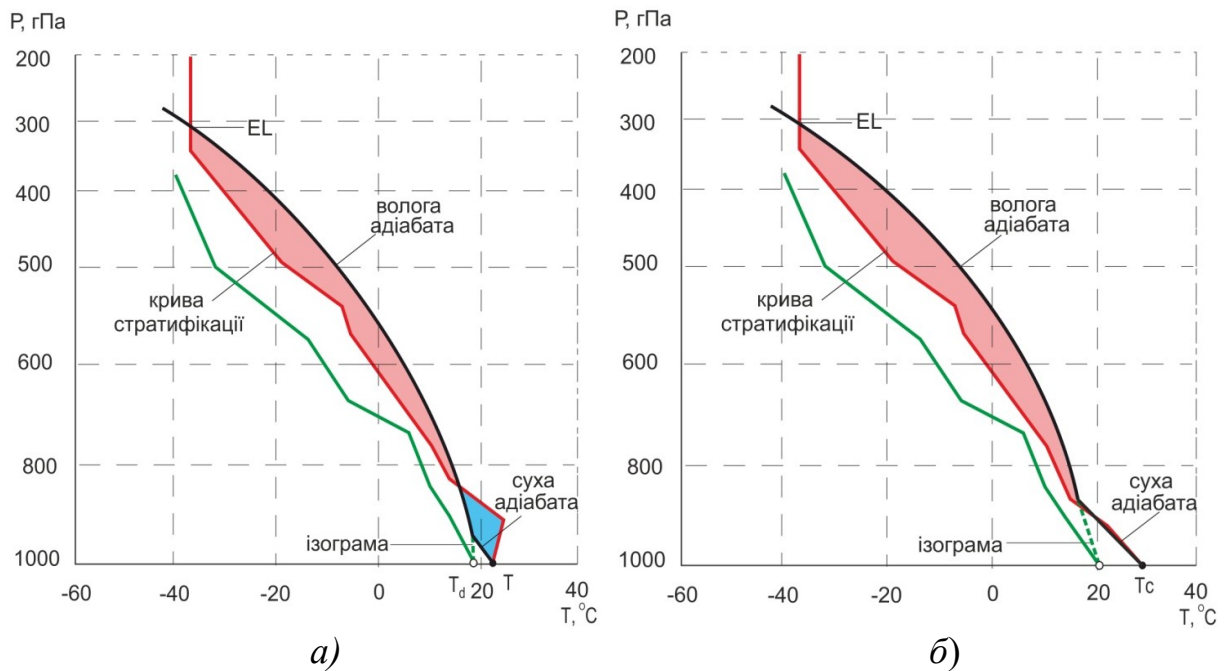


Рисунок 22 – Схема процесу тригерингу за рахунок прогрівання підстильної поверхні

Приземна температура повітря, яка потрібна для реалізації цього механізму, називається, як зазначалося вище, конвективною температурою. Можливість спрацювання цього тригеру на підставі даних нічного

зондування атмосфери оцінюється через використання прогностичних даних температури і точки роси під час інтенсивного прогрівання підстильної поверхні (рис. 24).

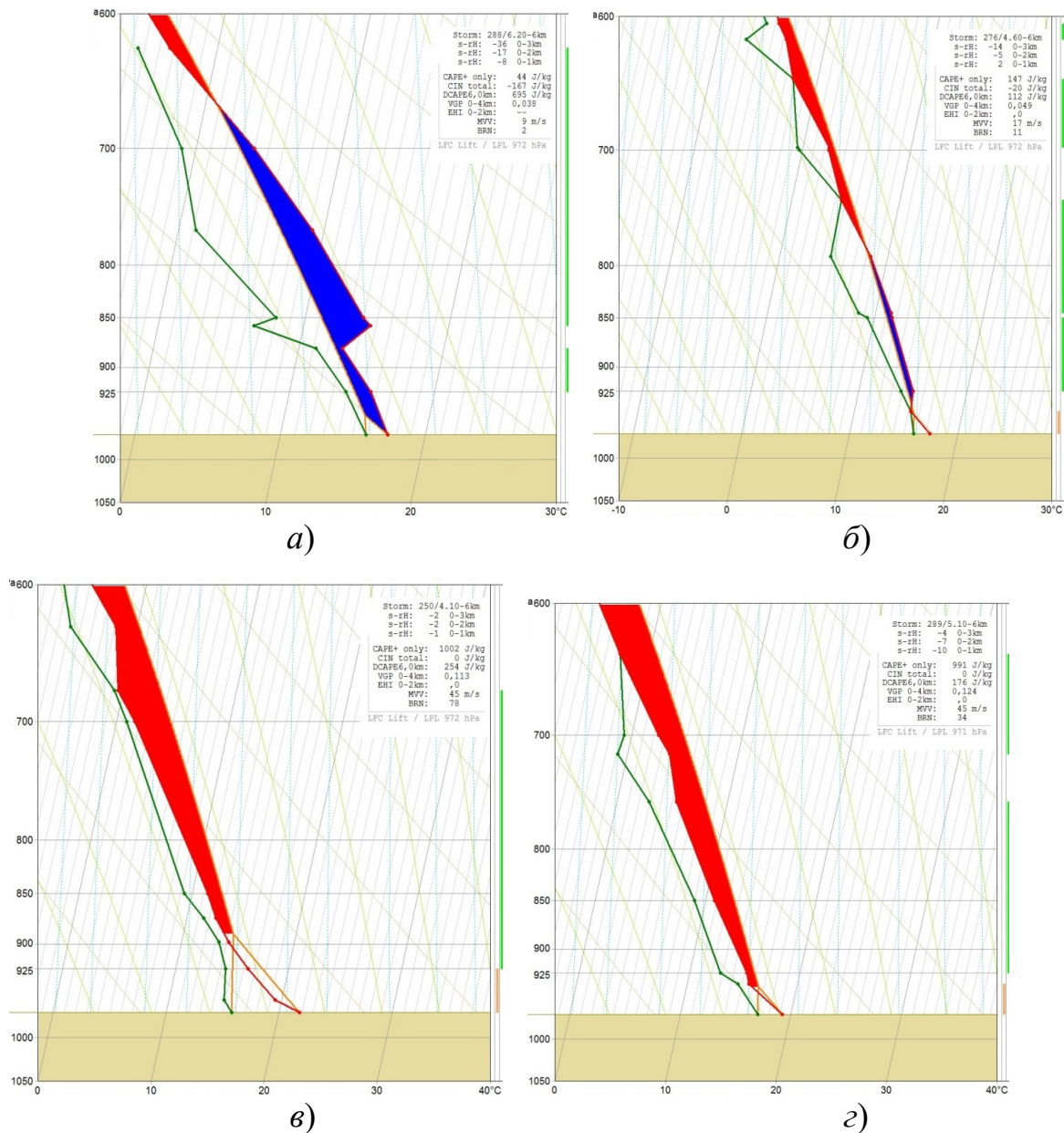


Рисунок 23 – Приклад подолання конвективного пригнічення за рахунок прогрівання підстильної поверхні (дані радіозондування ст. Штутгарт (10739) 12.06.2018 р.)

а) 00 СГЧ; б) 06 СГЧ; в) 12 СГЧ; г) 18 СГЧ

3) збільшення вологості на нижніх рівнях (через локальне випаровування з рік, озер тощо або локальну адвекцію).

Схема, наведена на рис. 25, показує можливість змін стратифікації у нижньому шарі атмосфери за рахунок зменшення дефіциту точки роси біля поверхні землі. Такий процес може відбуватися у зоні перегрітих водоймищ,

які активно випаровують вологу, сприяючи зволоженню повітря у приземному шарі.

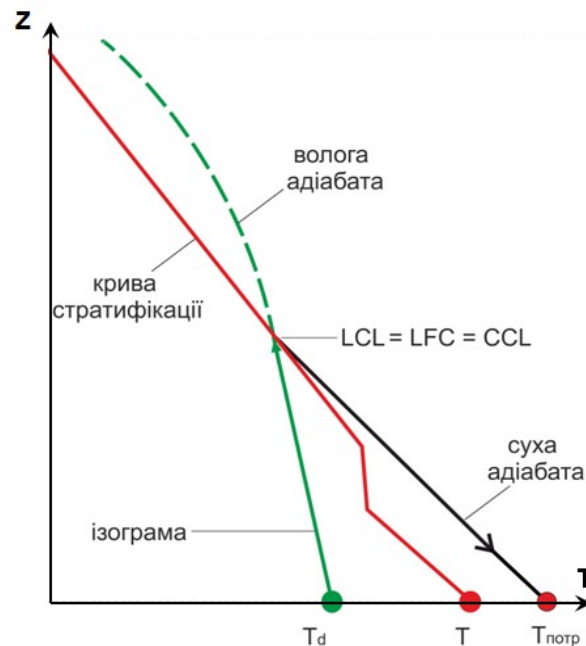


Рисунок 24 – Схема визначення конвективної температури при інтенсивному прогріванні підстильної поверхні

Локальна адвекція вологи може також зумовлюватися струминними течіями нижніх рівнів (low-level jet), які, як відомо, концентрують у собі найбільш тепле і вологе повітря теплого сектору циклону, транспортуючи його уздовж лінії холодного фронту.

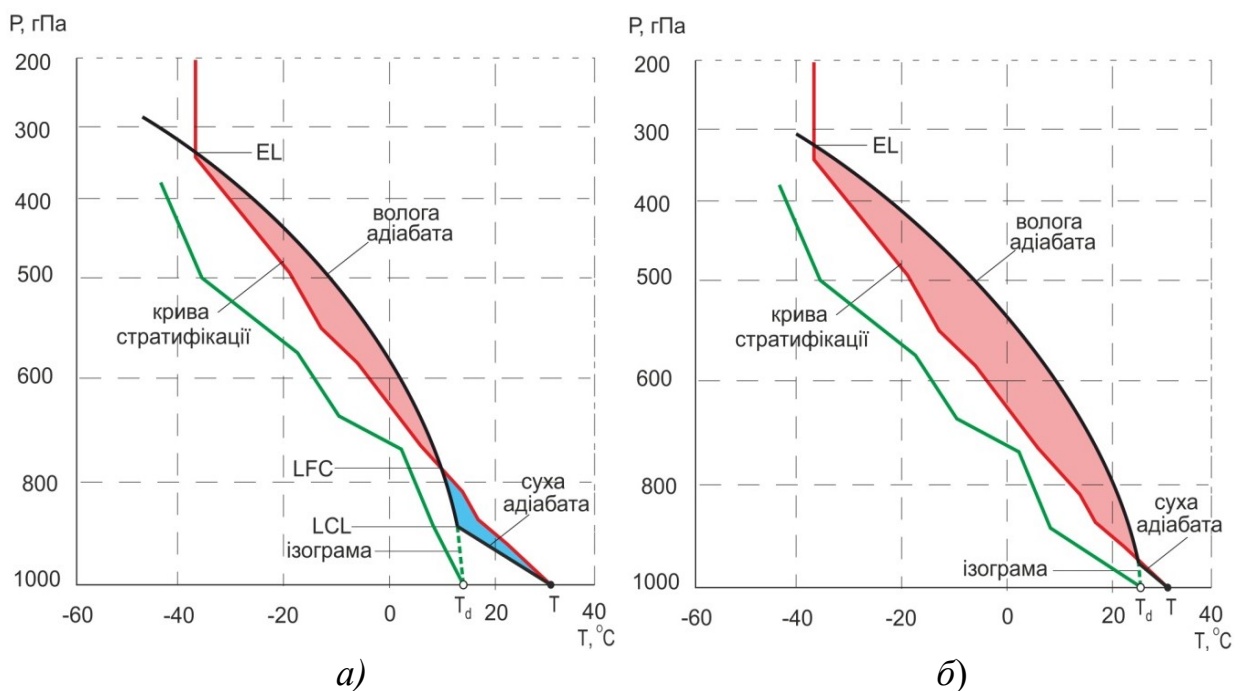


Рисунок 25 – Схема процесу тригерингу за рахунок збільшення вологості нижнього шару атмосфери

Зміни вологості повітря у ГША легко відстежуються за допомогою прогностичних даних, використання яких може бути дуже корисним при прогнозуванні гроз (рис. 26). З рисунку видно, що стійка адвекція вологи у граничному шарі атмосфери сприяє утворенню гроз та їх існуванню протягом досить тривалого проміжку часу.

4) вертикальні коливання, зумовлені хвилями плавучості.

У деяких випадках, внаслідок проходження повітря над орографічними нерівностями або відбиття від них, у атмосфері можуть виникати вертикальні коливання, які називаються хвилями плавучості або гравітаційними хвилями (рис. 27). Якщо підйом на висхідній ділянці хвилі буде достатнім для того,

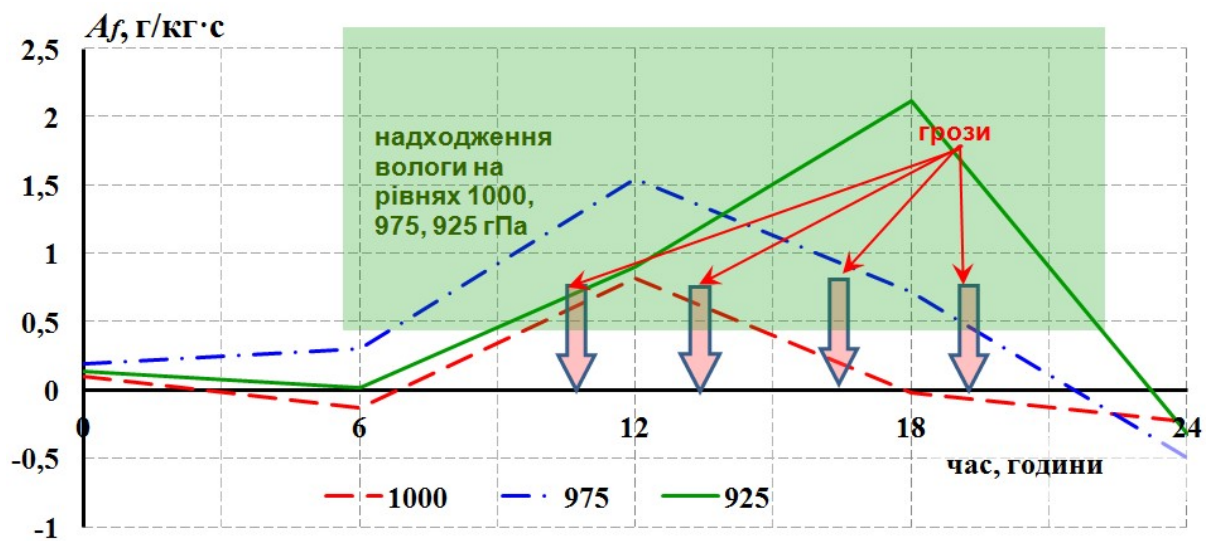


Рисунок 26 – Часовий хід адвекції питомої вологості повітря ($A_f \times 10^{-4}$ г/кг·с), під час грозової діяльності (час початку гроз позначений червоними стрілками) на ст. Київ (вузол РСТ з координатами 50,5° пн.ш.; 30,5° сх.д.) 28.06.2017 (за прогностичними даними моделі GFS)

щоб доставити частинку до рівня її LFC , то такі хвилі можуть зумовити утворення гроз.

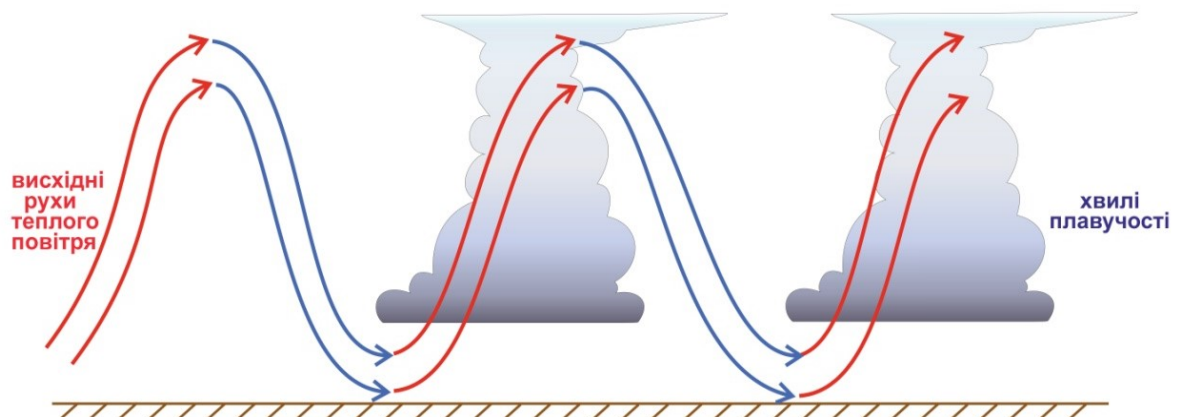


Рисунок 27 – Утворення грози у висхідних частинах хвиль плавучості (гравітаційних хвиль)

До інших механізмів тригерингу також відносяться:

- 5) фронти поривчастості від інших гроз;
- 6) бризові фронти;
- 7) сухі лінії;
- 8) орографія.

Питання для самоперевірки:

1. Що характеризує індекс *CAPE*? Перелічіть його критеріальні значення.
2. З якою метою використовується індекс *NCAPE*?
3. Як розраховується величина індексу *DCAPE*? Для чого його використовують?
4. На що вказує висота рівня вільного осідання?
5. Що характеризує індекс *CIN*? У чому особливість його критеріальних значень?
6. Де на аерологічній діаграмі розташовується площа *CIN*?
7. Перелічіть основні умови необхідні для формування конвекції.
8. Що називається тригером конвекції?
9. У чому полягає умова нелокальної умовної нестійкості (*NlcI*)?
10. Перелічіть основні тригерні механізми конвекції. У чому полягає їх роль при формуванні глибокої конвекції?
11. Яким тригерним механізмам конвекції буде притаманний добовий хід?
12. На яких часових масштабах відбувається реалізація доступної потенціальної енергії?

1.4 Типи і структура конвективних штормів

1.4.1 Класифікація конвективних штормів, основні форми їх організації

Типи організації конвективних штормів включають:

- основні шторми (basic storms):
 - однокоміркові (монокоміркові) шторми (single cell);
 - мультикоміркові шторми (multicell);
 - орографічні шторми (orographic storms);
- мезомасштабні конвективні системи (MCS);
 - лінії шквалів (squall line);
 - лукоподібне відлуння (bow echo);
 - мезомасштабні конвективні комплекси (MCC);
 - мезомасштабні конвективні вихори (MCV);
- суперкомірки:
 - класичні (CL);
 - слабких опадів (LP);
 - сильних опадів (HP).

Головну увагу ми приділимо основним штормам та суперкомірковим грозам. З рештою форм організації конвективних штормів можна детально ознайомитись у [9]. Наш вибір визначається найбільшою повторюваністю перших двох з обраних типів гроз над територією України та найбільш руйнівними наслідками, що спричиняють суперкоміркові грози, які дедалі частіше спостерігаються над територією Європи.

Перед тим, як перейти до безпосереднього розгляду типів конвективних штормів, коротко зупинимось на деяких загальних засадах, що стосуються розвитку конвективних хмар.

Фундаментальною структурною одиницею грозового шторму є грозова комірка, розміри якої близько 10 км у діаметрі і 10 км у висоту, що утворює певний коефіцієнт пропорційності (глибина / ширина = 1). У розвитку конвективної хмари виділяють 3 основні стадії:

- 1) зростання купчастої хмари (рис. 28а);
- 2) зрілості (рис. 28б);
- 3) дисипації (рис. 28в).

Життєвий цикл окремої комірки триває від 30 до 60 хвилин. Стадія *зростання* купчастої хмари характеризується наявністю висхідного потоку у її швидко зростаючій башті і триває близько 10 хвилин. У ній немає ковадла, низхідних потоків та опадів, натомість відбувається втягування теплого і вологого повітря з ГША до нижньої частини хмари, яке служить «паливом» для майбутнього шторму. У процесі підняття цього повітря, водяна пара, що у ньому міститься, конденсується. При цьому виділяється приховане тепло конденсації, що додає цьому повітрю ще більшої плавучості.

У стадії *зрілості* грозової хмари, яка триває 20-25 хвилин, їй притаманні ковадло, висхідні і низхідні потоки та інтенсивні зливові опади. Це

найнебезпечніший період шторму, який характеризується громом, блискавками, сильними турбулентністю та вітром. Разом з опадами землі досягають холодні потоки повітря, які у виді поривів вітру поширюються у різні сторони.

За відсутності зсуву вітру два фактори визначають тривалість життя конвективного шторму:

- 1) закінчення «палива» для шторму, яке він одержує з ГША;
- 2) відсутність надходження до шторму теплого повітря ГША (рис. 28в), за рахунок його перекриття холодним низхідним повітрям.

На стадії *дисипації* шторм складається з низхідних потоків, опадів і великого ковадла. Розміри шторму, кількість та інтенсивність опадів зменшуються. Інтенсивність найнебезпечніших явищ, пов'язаних зі штормом, також зменшується. Відсутність висхідних потоків унеможливорює подачу «палива» до шторму і він згасає. Це найтриваліша стадія життєвого циклу хмари, яка відбувається приблизно протягом 30 хвилин.

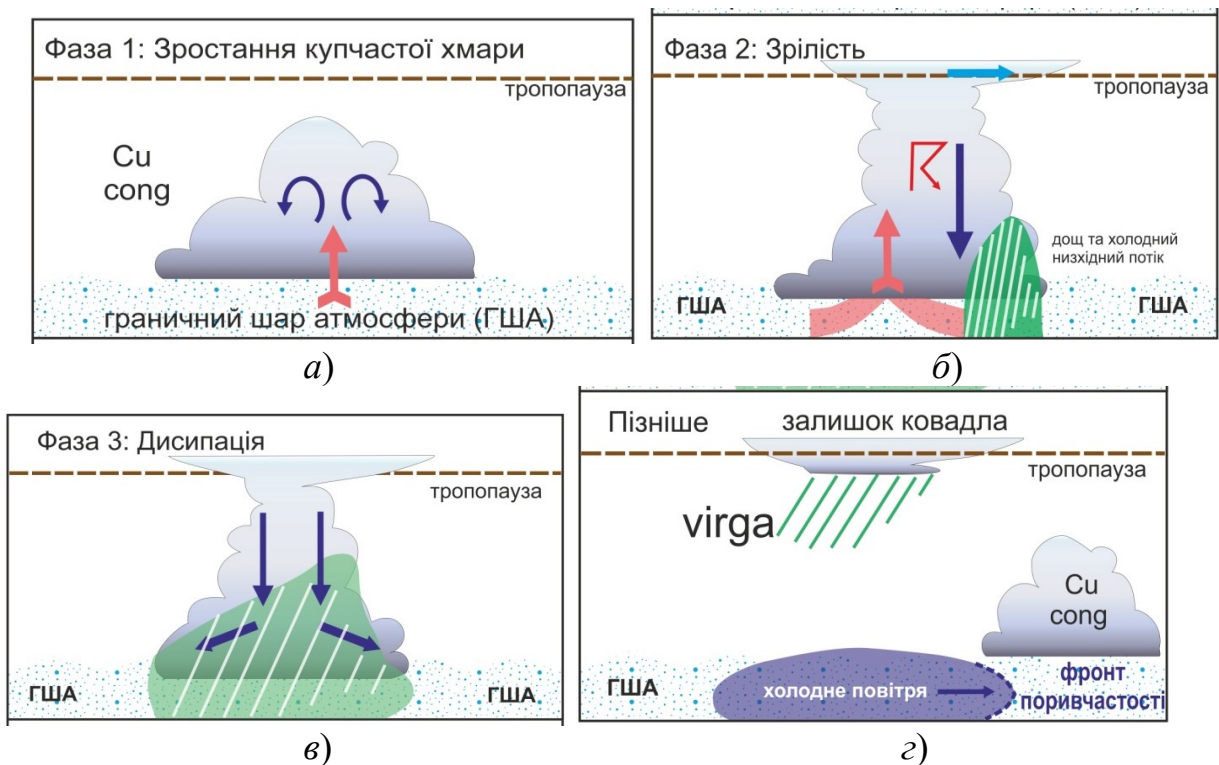


Рисунок 28 – Стадії розвитку конвективної комірки [9]

Світло-сірий тон показує хмару, блакитний – передштормовий граничний шар з теплим вологим повітрям, що служить «паливом» для шторму. Темно-синім кольором позначений відтік холодного повітря. Діагональні білі лінії показують опади, стрілки – напрямок руху повітря.

На рис. 28г продемонстрована стадія ковадла-залишку, що містить багато льодяних кристалів, які випадають і випаровуються. Ці опади не досягають землі. Такий залишок ковадла не містить зон з інтенсивною турбулентністю, він дрейфує за вітром у виді перисто-шаруватих або високошаруватих хмар, поступово зникаючи. Між тим, холодний відтік повітря,

який поширюється біля поверхні землі від попереднього шторму, може зустріти свіже повітря ГША, яке він підніме уздовж свого переднього краю (фронт поривчастості), що може зумовити утворення нової грози (рис. 28г).

Цей процес називається поширенням шторму, коли перший, «материнський», шторм запускає дочірній шторм. Такий дочірній шторм може розвинути у повноцінну грозу, у разі виконання усіх вищезазначених умов.

Однокоміркові або монокоміркові (*single cell, unicell*,) шторми можуть утворюватися у теплих, вологих повітряних масах, зазвичай після полудня (рис. 29). Супутникові знімки показують, що одночасно можуть спостерігатися кілька ідентичних ковадл всередині однієї повітряної маси, розкидані начебто гриби на лузі.



Рисунок 29 – Однокомірковий шторм

Ці шторми генеруються за рахунок підйому від земної поверхні теплого і вологого повітря, якому притаманна достатня для прориву затримуючих шарів ГША плавучість. Тобто монокомірка – це купчасто-дощова хмара з одним висхідним потоком, який існує незалежно від інших (рис. 30).

Життєвий цикл таких гроз такий же як і однієї комірки (від 30 до 60 хвилин), проте вони можуть формувати «дочірні» шторми, кожен з яких, у свою чергу, може зумовлювати короточасні (до 15 хвилин) зливи середньої і високої інтенсивності на площі радіусом 5-15 км.

Цей тип гроз зумовлює короточасне погіршення погодних умов (посилення вітру, слабкий вертикальний зсув вітру, низхідні пориви вітру, зливи, рідко слабкі смерчі), які під час стадії зрілості називаються пульсом шторму. Зміщуються, як правило, у напрямку потоку на 700гПа.

Мультикоміркові (*multicell*) шторми. Більшість гроз є мультикомірковими. У межах однієї хмарної маси, яка візуально виглядає як одна гроза (рис. 31), за рахунок радарних спостережень можна побачити

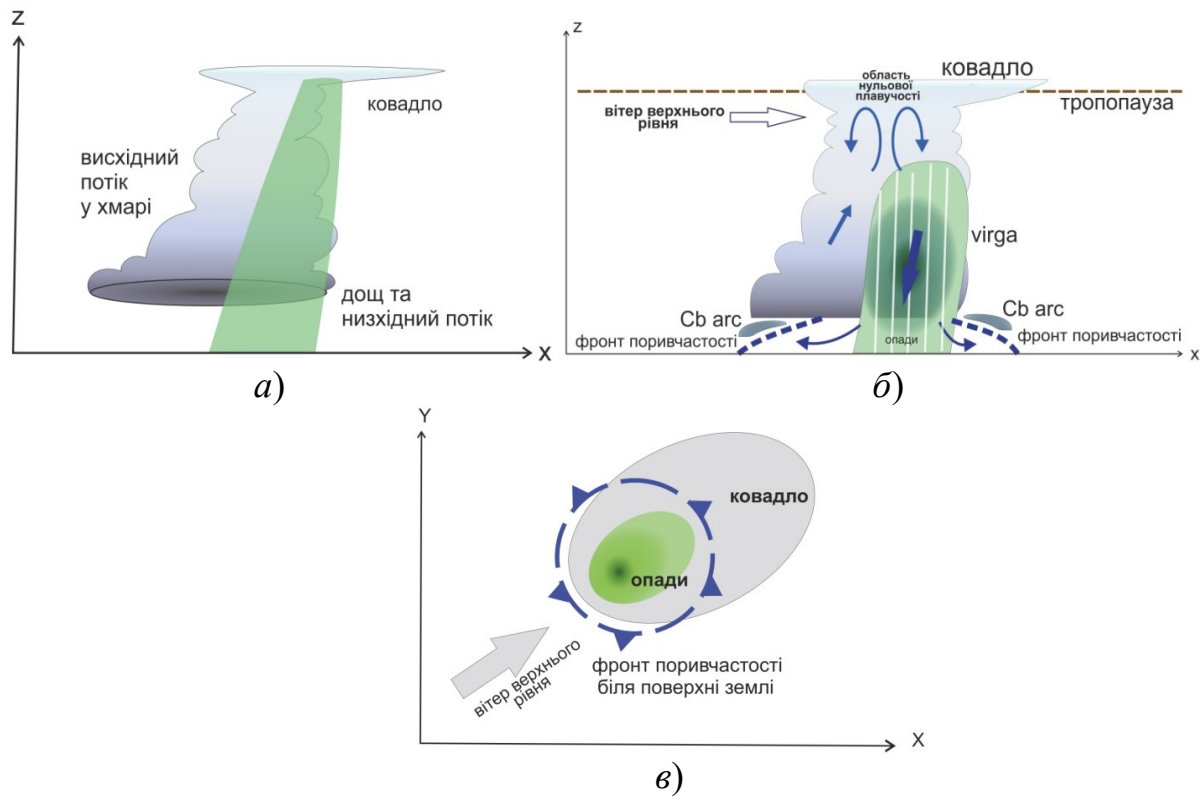


Рисунок 30 – Схема класичної однокоміркової грози (а) у стадії максимального розвитку (вертикальний (б) та горизонтальний (в) розрізи через шторм) [9]

Світло-сіра заливка позначає хмару, зелена та темно-зелена – помірні та сильні опади, стрілки показують напрямок руху повітря. Горизонтальний розріз показує ковадло шторму, опади на нижніх та середніх рівнях, які відображаються радарними спостереженнями та фронт поривчастості вітру біля поверхні землі.

кілька (від 2 до 5) окремих комірок з їх осередками опадів і вітрів. Тобто мультикоміркова гроза – це скупчення (кластер) монокомірок, об'єднаних одним ковадлом (рис. 32).



Рисунок 31 – Мультикомірковий шторм

У мультикомірковому штормі різні комірки часто знаходяться на різних етапах свого життєвого циклу. Зумовлюючи у навколишньому середовищі зсув вітру від слабкого до помірного, низхідні потоки і фронт поривчастості одна з зрілих комірок (комірка 2) може стати спусковим механізмом для утворення нових сусідніх комірок (комірки 3 та 4). Тобто, коли одна з комірок згасає, біля неї утворюється новий висхідний потік повітря. Такі скупчення можуть займати площу від кількох десятків до кількох сотень тисяч квадратних кілометрів (мезомасштабні конвективні комплекси).

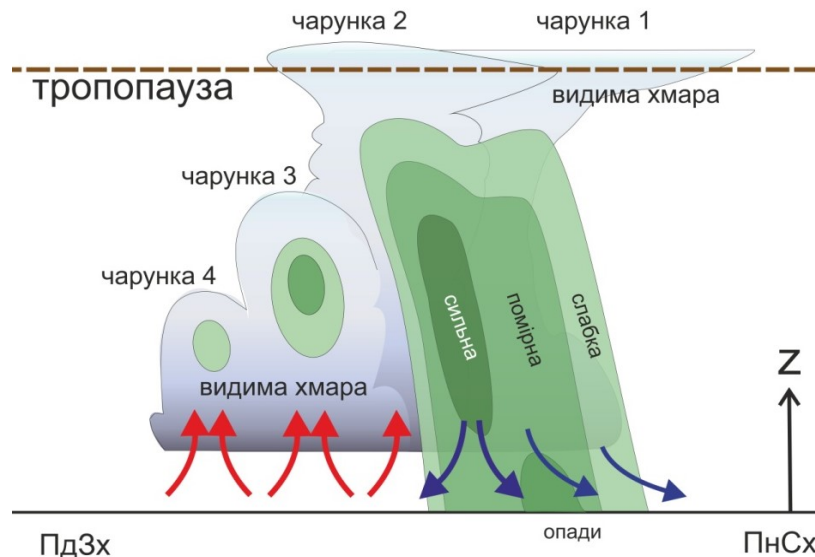


Рисунок 32 – Схема мультикоміркової грози

Комірка 1 є старою коміркою у стадії дисипації. Комірка 2 знаходиться у фазі зрілості. Комірка 3 – у стадії купчастої хмари. Комірка 4 є наймолодшою і найменшою, знаходиться у стадії купчастої хмари. Заштриховані області вказують, де могли б спостерігатися хмари і зливи. Середнє, сильне і дуже сильне затемнення показує слабке, помірне і сильне радарне відлуння всередині хмар, яке, зазвичай, відповідає слабким, помірним і сильним опадам. Стрілки вказують напрямок вітру на нижніх рівнях.

В основному нові комірки утворюються перед старою (праворуч від неї), але іноді можуть утворюватися і ліворуч від «материнської» комірки (ліворуч від напрямку руху).

Поділяються на мультикоміркові кластери (*multicell cluster*) та лінійно-організовані комірки (*multicell line*).

У випадку коли вітер з теплим і вологим повітрям граничного шару у передштормовому повітрі дме з південного сходу, нові комірки часто утворюються на правому фланзі шторму, найближчому до «джерела палива», у той час коли північно-східні, зрілі комірки згасають, оскільки подача «палива» до них зменшується (рис. 33).

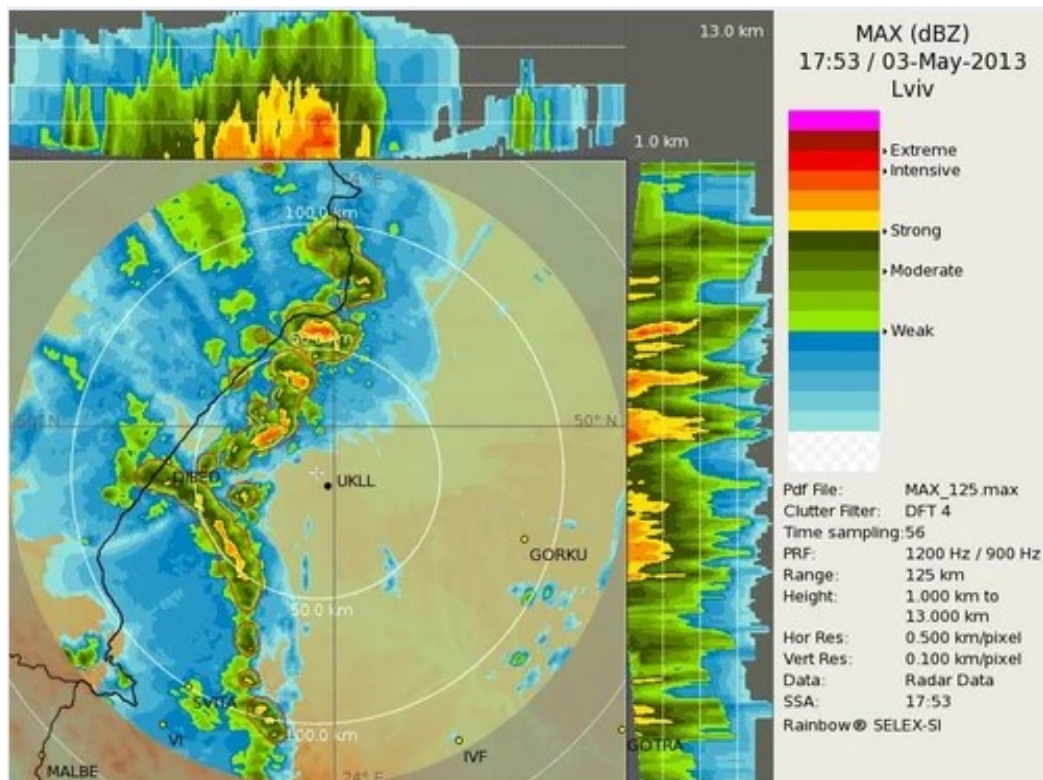


Рисунок 33 – Знімок радіолокаційної відбиваності мультикоміркової грози на ст. Львів 03.05.2013 р. Червоний фон показує найінтенсивніші опади

Як наслідок, мультикоміркова гроза рухається праворуч від провідного потоку (середнього вітру у шарі 0-6 км), хоча окремі комірки шторму можуть рухатися і за напрямком провідного потоку (рис. 34).

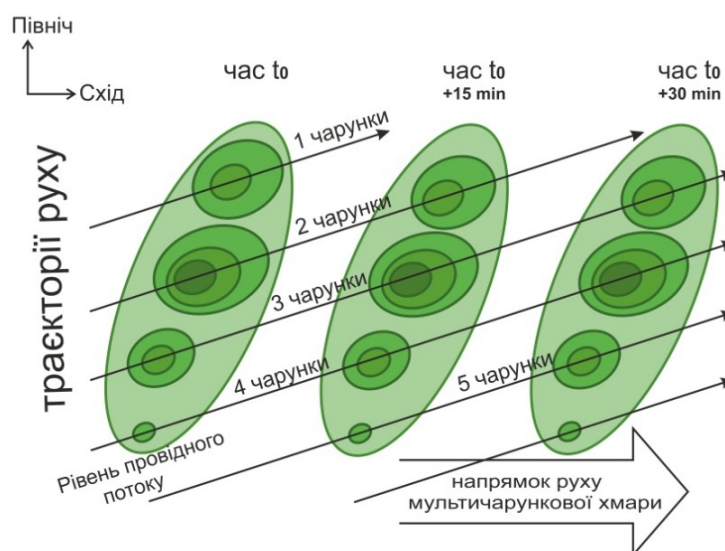


Рисунок 34 – Діаграма руху мультикоміркової грози [9]

Зелена заливка показує видимі хмари і радарну луку з рис. 33. Чорні стрілки показують напрямок руху індивідуальних комірок. Широка стрілка показує напрямок руху мультикоміркової хмари. Світло-зелені великі овали показують розташування мультикоміркової хмари кожні 15 хвилин.

Однокоміркові або мультикоміркові грози, утворення і розвиток яких пов'язаний з впливом гір або пагорбів, називаються *орографічними*. У разі наявності у тропосфері необхідного зсуву вітру, а також висхідних потоків, зумовлених вітром на нижніх рівнях, грозовий шторм може тривалий час підживлюватися теплим і вологим повітрям ГША (рис. 35).

Якщо вітер на верхніх рівнях має напрямок протилежний вітру на нижніх рівнях, то такі шторми можуть тривалий час залишатися нерухомими над горами, зумовлюючи інтенсивні зливи і руйнівні раптові повені.

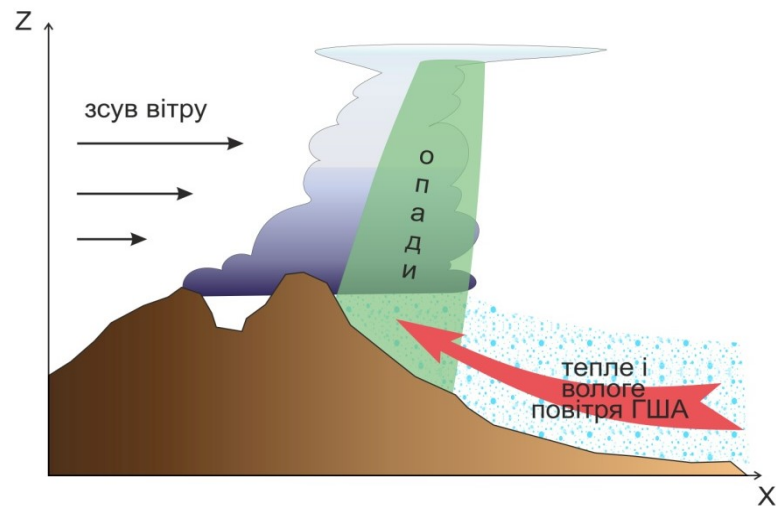


Рисунок 35 – Схема стаціонанування орографічного грозового шторму над горами

Іноді, коли напрямки вітру співпадають, грози можуть утворюватися над горами, але потім зносяться у інші місця.

1.4.2 Суперкоміркові шторми

Найінтенсивніші грози, які існують протягом декількох годин і мають квазістаціонарний обертальний потік (мезоциклон) називаються суперкомірковими (*supercell*) штормами (рис. 36). Власне суперкомірку можна розглядати як потужну монокомірку, яка за певних умов перетворюється на конвективних шторм, який може існувати протягом 4-5 годин (іноді більше) практично не змінюючись і генеруючи усі небезпечні конвективні явища. Діаметр такої комірки може сягати 50 км (іноді більше), а висота її верхньої межі, зазвичай, перевищує 10 км. Швидкість висхідних потоків у суперкомірці може перевищувати значення 50 м/с.

Погодні умови в області суперкомірки характеризуються сильними низхідними потоками, крупним градом, раптовими підтопленнями, найбільш інтенсивними торнадо (EF3 - EF5), сильними зсувами швидкості і напрямку вітру, які поширюються до висоти не менше, ніж 4-6 км над рівнем землі, випадінням граду до 10 см і більше, утворенням смерчів (торнадо).



Рисунок 36 – Суперкомірковий шторм

Суперкоміркові шторми поділяються на суперкомірки з низькими опадами (*low-precipitation (LP) supercell*), класичні суперкомірки (*classic supercell*) та суперкомірки з високими опадами (*high-precipitation (HP) supercell*). Шторми, які за своїми характеристиками потрапляють між цими категоріями, називаються гібридними штормами (*hybrid storms*). Більшість гроз – не суперкоміркові шторми, а більшість суперкоміркових штормів не генерують торнадо.

Основними чинниками, необхідними для утворення суперкомірки, є зсув вітру (зміна швидкості і напрямку вітру з висотою в шарі 0-6 км), сильна нестійкість в атмосфері і наявність струминної течії нижнього рівня для ініціалізації «вибухової» конвекції. Спочатку хмарі притаманні характеристики монокомірки з прямим висхідним потоком теплого і вологого повітря, але потім на певній висоті внаслідок дії зсуву вітру і (або) струминної течії, висхідний потік починає закручуватися по спіралі і відхилятися від вертикальної осі.

На рис. 37 білими стрілками показаний зсув вітру (вектор струминної течії ГША на верхньому рівні), широкою червоною стрілкою – висхідний потік. В результаті його зіткнення із струминною течією, він починає закручуватися по спіралі в горизонтальній площині, утворюючи так званий вихровий струмінь. Потім висхідний потік, обертаючись по спіралі, поступово з горизонтального перетворюється у вертикальний. Обертання триває, і воно настільки потужне, що в результаті пробиває ковадло, утворюючи над ним купол (*overshooting top*), який доволі часто можна спостерігати візуально. Поява такого куполу свідчить про потужні висхідні потоки, які здатні пробити нижню межу тропопаузи. Ця колона, що

обертається, є «серцем» суперкомірки і називається *мезоциклоном*. Діаметр такого мезоциклону може складати від 2 до 10 км, може поширюватися на всю глибину шторму, а купол є ознакою його наявності.

Тривалість життєвого циклу і стійкість суперкомірки зумовлюється тим, що завдяки мезоциклону випадання опадів відбувається трохи осторонь від висхідного потоку, а отже і низхідні потоки також спостерігаються на певній відстані (в основному по обидві сторони від мезоциклону). При цьому обидва потоки (низхідний і висхідний) співіснують між собою і є «друзями»: опускаючись вниз, перший витісняє тепле повітря вгору, а не блокує його доступ в комірку, тим самим ще більше посилюючи висхідний потік. Збільшення швидкостей у висхідному потоці зумовлює зростання інтенсивності опадів, які спричиняють ще більші низхідні потоки, а ті, у свою чергу, ще сильніше витісняють тепле повітря ГША догори.



Рисунок 37 – Протилежні напрямки обертання в мезоциклоні, сформованого конвективним висхідним потоком з горизонтальною віссю обертання, яка зумовлена вертикальним зсувом вітру. Синій циліндр позначає вихрову вісь

Якщо суперкомірку уподібнити колесу, то опади в цій ситуації є рушійною силою розкручування колеса. Саме в результаті цього суперкомірка здатна існувати впродовж багатьох годин, збільшуючись за цей час на десятки кілометрів в діаметрі, зумовлюючи вищезазначені конвективні явища. У той же час біля поверхні землі з'являється три мініфронти – два холодних в районі низхідних потоків, і теплий в районі висхідних (рис. 38). Тобто з'являється мініатюрний цикллон, «зародком» якого якраз і є той самий мезоциклон. Смерчі виникають не лише в суперкомірках, але і в моно- і

мультикомірках. Проте є головна відмінність: в суперкомірці опади і смерч спостерігаються одночасно, а в моно- і мультикомірках – спочатку смерч, а потім опади, причому в тому районі, де спостерігався смерч. Це пов'язано з відсутністю вираженого зсуву вітру у верхній «кристалогенній» частини хмари, і нижній, в яку втягується тепле повітря. Крім того, над вершиною суперкомірки зазвичай спостерігається струминна течія, яка відносить витіснене повітря від хмари, свідченням чого є дуже витягнуте ковадло, тоді як в звичайній комірці витіснене теплим холодне повітря опускається по краях і тим самим додатково блокує «живлення». Тому смерчі в таких комірках короточасні, слабкі і рідко бувають на стадії більший ніж воронка (funnel cloud).

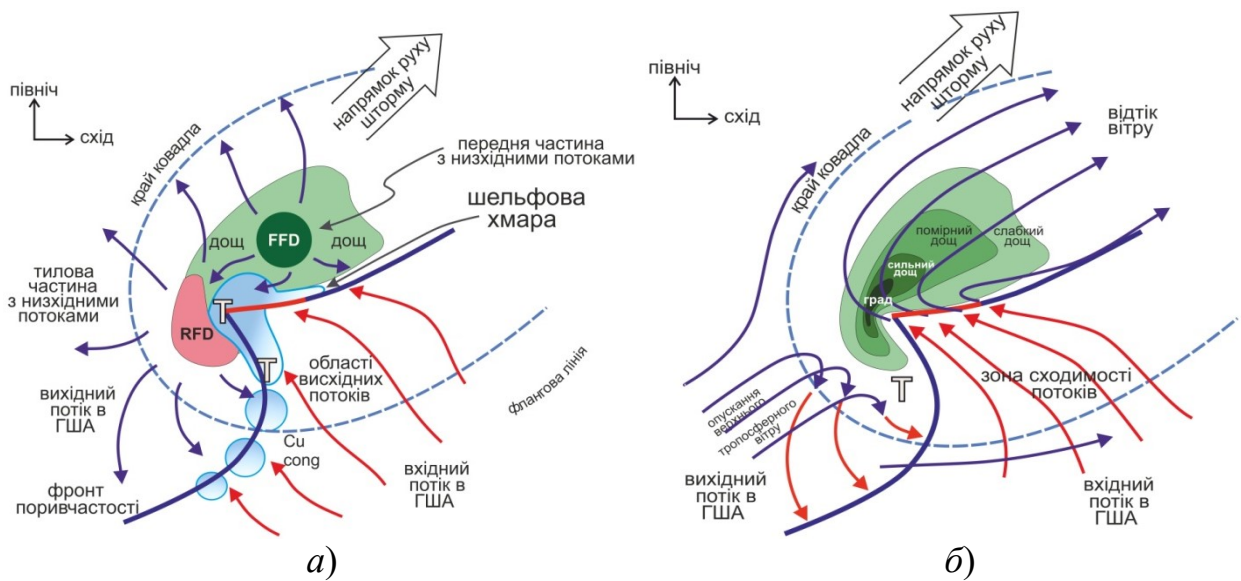


Рисунок 38 – Схема класичної суперкомірки у північній півкулі [9]

Літерою *T* позначено місце можливого утворення торнадо.

RFD (Rear Flank Downdraft) – тиловий низхідний потік;

FFD (Forward Flank Downdraft) – передній низхідний потік.

Області висхідних потоків позначені синім кольором, низхідних – літерами *RFD* та *FFD*, зони злив – зеленим кольором. Низький тиск біля поверхні землі сформований під висхідними потоками (особливо біля розташування літери *T*), високий тиск під низхідними потоками. Напрямок руху повітря показаний стрілками (синіми для холодного повітря, червоними – для теплого).

Як ми вже зрозуміли, головним елементом суперкомірки є мезоциклон, верхню частину якого ідентифікує купол, а нижню хмара-стіна (*wall cloud*), яка показує зону головного висхідного потоку, діаметр якого становить від 1 до 4 км. Цей потік у суперкомірці іноді вигнутий, структура хмари має спіралеподібний вид з канавками або гребенями на зовнішній стороні, які нагадують різьбу гвинта (рис. 39). Хмара-стіна і смерч зазвичай розташовуються поблизу поділу між холодним низхідним потоком повітря і теплим, вологим потоком повітря на нижніх рівнях, що втягується під частково безопадовою основою хмари.

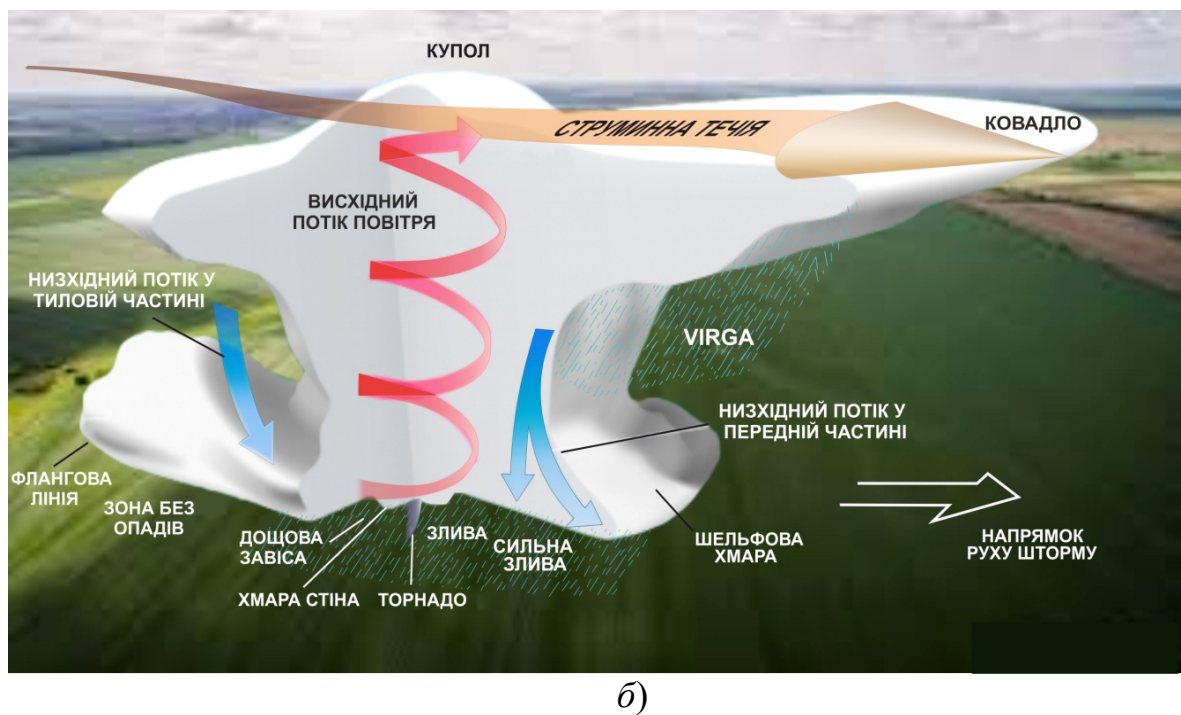
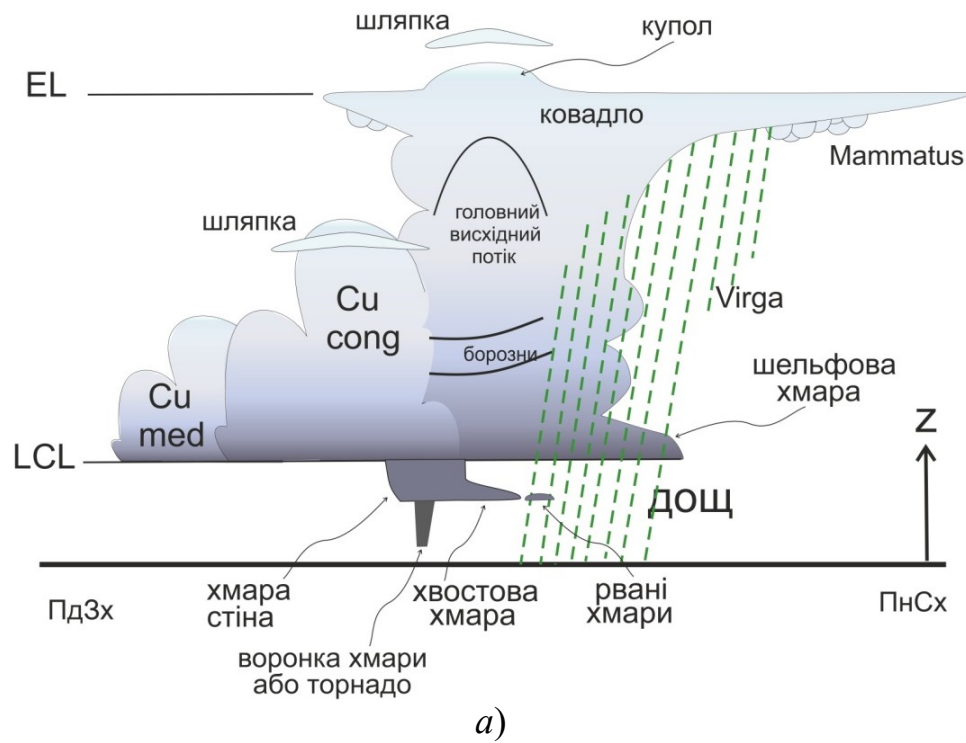


Рисунок 39 – Схема класичного суперкоміркового шторму
Шторм на рис. 38а рухається зліва направо, у північно-східному напрямку

У штормах, пов'язаних з мезоциклонами, можна побачити на око, що хмара-стіна обертається, хоча суперкомірки більшого діаметру обертаються повільніше і це можливо побачити лише під час покадрового перегляду. Хмара-стіна, яка не обертається, також може спостерігатися, але вже не у суперкоміркових штормах.

Прикріплена до основи хмари-стіни коротка горизонтальна хмара називається хмарою-хвостом (*tail cloud*), яка вказує передню точку, від якої

починаються зони флангових (бокових) опадів. Розірвані (*scud*) хмарні фрагменти називаються купчастими розірваними хмарами, які часто утворюються поблизу верхівки хвоста. Вони ідентифікують зону сильних вітрів, що утворюється через інтенсивне втягування у шельфову хмару.

Шельфова хмара (рис. 40) або, рідше, бобровий хвіст (*beaver tail*) – це гладка, плоска, вузька і низька хмара, яка поширюється уздовж межі між припливом теплого і вологого повітря до грози і холодним повітрям від переднього бокового низхідного потоку (*FFD*), зумовленого випадінням опадів. Вона примикає до головного висхідного потоку і розташовується майже паралельно теплому фронту суперкомірки.

Зона злив, зазвичай, розташовується по вітру від основного висхідного потоку у передній частині шторму. Далі по вітру знаходиться область *virga*, де опади випаровуються ще до того, як досягнуть поверхні землі.



Рисунок 40 – Шельфова хмара

Зазвичай у суперкомірці спостерігаються два низхідних потоки – тиловий низхідний потік (*rear-flank downdraft (RFD)*) та передній фланг низхідного потоку (*forward-flank downdraft (FFD)*). Перший з них – це область осідання сухого повітря у тилівій частині мезоциклону (рис. 38). Візуальною ознакою тилового низхідного потоку є невелика область менш щільної і світлішої хмарності, яку іноді називають чистою щілиною (*clear slot*). Цей потік формує біля поверхні землі холодний фронт, уздовж якого формуються конвективні хмари, об'єднані між собою у лінію (ланцюг) (*flanking line*), який розташовується на південно-західній стороні від мезоциклону. Флангова лінія – це смуга купчастоподібних хмар, які збільшуються від купчастих середніх (*Cu med*) до потужно-купчастих (*Cu*

cong) по мірі наближення до основного висхідного потоку. Флангова лінія утворюється уздовж і над фронтом поривчастості. Вона позначає передній край відтоку більш холодного повітря від тилового низхідного потоку.

Вертикальна потужність хмар збільшується при наближенні до мезоциклону, а потім зливається з ним, збільшуючи розмір суперкомірки. У зоні злиття розташовується вузька зона з інтенсивними опадами і градом – завіса дощу (*rain curtain*), представлена на рис. 41.



Рисунок 41 – Завіса дощу

Головна область низхідних потоків у передній частині суперкомірки, де випадають найінтенсивніші опади, має назву переднього флангу низхідного потоку. Цей низхідний потік схожий на тильовий лише з тією відмінністю, що спостерігається з протилежної сторони мезоциклону і має більшу площу охоплення. Цей потік формує передній холодний фронт, уздовж якого формується шельфова хмара.

Поряд з двома холодними фронтами у суперкомірці біля поверхні землі спостерігається один теплий фронт, який є межею між областю притоку (*inflow bands*) теплого повітря (червоні стрілки на рис. 38б) і переднім низхідним потоком. Цей теплий фронт простягається на схід (південний схід) від мезоциклону і повільно зміщується у північно-східному напрямку, трансформуючись у холодний фронт.

Низхідні потоки і структура поля вітру біля поверхні землі суперкоміркового шторму організовані таким чином, що вони є тригерами для запуску нових гроз уздовж флангової лінії, де початкові висхідні потоки (потужно-купчасті хмари) втягуються у основний висхідний потік суперкомірки, оновлюючи його силу.

Питання для самоперевірки:

1. Які типи конвективних штормів включає класифікація за їх організацією?
2. Назвіть і охарактеризуйте стадії розвитку конвективної комірки.
3. Назвіть етапи розвитку монокоміркового шторму (unicell storm) та просторово-часовий масштаб його життєвого циклу.
4. Який механізм формування мультикоміркового шторму (multicell storm)? Який просторово-часовий масштаб його життєвого циклу?
5. Як відносно провідного потоку рухається мультикоміркова гроза?
6. Назвіть умови формування суперкоміркового шторму (supercell storm) та охарактеризуйте просторово-часовий масштаб його життєвого циклу?
7. Охарактеризуйте головні умови утворення суперкоміркового шторму.
8. Які візуальні ознаки має суперкомірковий шторм?
9. За якими візуальними ознаками можна ідентифікувати наявність мезоциклону?
10. У чому полягає роль струминної течії нижнього рівня при формуванні суперкоміркового шторму?
11. Де у структурі суперкомірки розташовується смерч?
12. Що виступає у якості триггеру для запуску нових гроз на фланговій лінії?

Розділ 2

МЕТОДИ І СПОСОБИ ДІАГНОЗУ ТА ПРОГНОЗУ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

2.1 Температурно-вологісні індекси конвекції, їх застосування для прогнозу конвективних явищ

2.1.1 Базові поняття і термінологія

Перед тим, як перейти до розгляду кількісних характеристик конвекції визначимось з поняттями та термінологією, які у подальшому будемо широко застосовувати при визначенні потенціалу розвитку того чи іншого конвективного явища. Вибір саме цих термінів та понять зумовлений їх використанням у оперативній практиці метеопідрозділів країн ЄС та США, а також у прикладних комп'ютерних програмах та інформаційних технологіях.

Термін *severe* (суровий, серйозний) застосовується для позначення високого ступеня інтенсивності явища або для позначення інтенсивності, яка спричиняє фізичний дискомфорт. В метеорології зазвичай позначає явище, для якого є характерними:

- відхилення від звичайних масштабів або величини;
- загроза людському життю або власності;
- істотні руйнування.

Наприклад: сурова зима (хвиля тепла), суровий шторм (синоптичного або мезометеорологічного масштабу), сурова повінь (підтоплення), суровий конвективний шторм.

Термін *storm* (шторм) в метеорології позначає певний рівень суровості окремого випадку. Він може ідентифікувати:

- збурення атмосфери зумовлені вітром і, зазвичай, дощем, снігом, снігом з дощем, градом або грозою;
- інтенсивними зливами або облоговими опадами та градом;
- істотними збуреннями інших елементів навколишнього середовища.

Наприклад: дощовий шторм, сніжний шторм, градовий шторм, конвективний шторм, але поруч з цим може бути метеорологічний шторм, сейсмічний шторм, шторм сонячної активності тощо.

Зупинимось детальніше на конвективному штормі (*convective storm*). Це загальний термін для комплексу конвективних процесів, що зумовлюють утворення конвективних хмар (які «візуалізують» більшу частину конвективного шторму), охоплюють різні явища погоди та опади, що їх супроводжують (зливу, град та миттєві повені), вітер (пориви вітру, мікровибухи, шквали, смерчі) та електричну активність (блискавки та грім).

Зауважимо, що часто замість терміну «конвективних шторм» використовують термін «гроза», але це лише одне з явищ, що його супроводжує і їх не треба плутати. Також для позначення конвективних

штормів можуть зустрічатися терміни «глибокі конвективні хмари» (як протипага «мілкій» конвекції) або просто «шторм» (зазвичай у назвах статей або презентаціях, де тип шторму є очевидним з назви або вступу)

Суровим конвективним (*severe convective storm*) називається шторм, який досягнув певних критеріїв суровості. Ці критерії є штучними та залежать від конкретного географічного регіону, критерії, що їх визначають знаходяться між середніми та надзвичайними (екстраординарними). За критеріями суровості Національної служби погоди США (U.S. National Weather Service) конвективних шторм може бути класифікований як суровий якщо він зумовлює одне з таких явищ:

- смерч (торнадо);
- пориви вітру ≥ 25 м/с;
- град діаметром ≥ 2 см.

Зверніть увагу, що інтенсивні зливи та грози не є ознаками сурового конвективного шторму.

Розглянемо також класифікацію торнадо, яка базується на швидкості обертання повітря у його воронці і є загальноприйнятою у США та Канаді.

Ця шкала, яку 1971 році було введено Теодором Фуджитою з Чикагського університету, містила шість категорій від F0 до F5. Проте нині більш поширеною є вдосконалена шкала Фуджити (*Enhanced Fujita scale*), яка була прийнята у 2006 році і тісніше пов'язує швидкість вітру з відповідними ураганними руйнуваннями. Вона також містить шість категорій EF0-EF5, детальний опис яких наведений у табл. 3.

Таблиця 3 – Індикатори пошкоджень за вдосконаленою шкалою Фуджити

Категорія торнадо	Оцінка швидкості вітру, км/год	Потенційні збитки	Приклад пошкоджень
EF0	105-137	Незначні збитки. Відшарування з окремих дахів, деякі пошкодження жолобів або сайдингу, обламане гілля дерев, дерева з дрібним корінням вирвані.*	
EF1	138-177	Помірні збитки. Дахи сильно пошкоджені. Мобільні будинки перевернуті або сильно пошкоджені, втрати вхідних дверей, вибиті вікна та інше скло.	

EF2	178-217	Значні збитки. Дахи відірвані від добре побудованих будівель, основи каркасних будинків зрушені, мобільні будинки повністю зруйновані, великі дерева зламані або викорчовані, автомобілі відривалися від землі.	
EF3	218-266	Сильні збитки. Цілі комплекси капітально збудованих домів зруйновані, серйозні пошкодження великих будівель, таких як торговельні центри. Потяги перевернуті, дерева вивернуті з корінням, важкі автомобілі відривались від землі, споруди зі слабким фундаментом сильно пошкоджені.	
EF4	267-322	Руйнівні збитки. Добре збудовані та суцільні каркасні будинки повністю зруйновані, деякі каркасні будинки можуть бути знесені, розкидані автомобілі та інші крупні об'єкти.	
EF5	> 322	Неймовірні збитки. Потужні каркасні, добре збудовані дома зруйновані разом з фундаментами, залізобетонні конструкції серйозно пошкоджені, висотні будівлі зруйновані або мають серйозні структурні деформації. Автомобілі, вантажівки та потяги можуть бути відкинуті на 1,5 км.	

* підтвердженням торнадо без заявлених пошкоджень (наприклад, на відкритих полях тощо) завжди присвоюється рейтинг EF0.

На практиці для фактичної шкали EF індикатори пошкоджень (тип структури, що була пошкоджена) використовуються при визначенні інтенсивності торнадо.

2.1.2 Застосування температурно-вологісних індексів для прогнозу конвективних явищ

У практиці прогнозування конвективних явищ розроблено багато параметрів, які дозволяють кількісно описати імовірність виникнення конвективних явищ. Охопити їх усіх досить важко, тому ми зосередимося на деяких з них, при цьому не стверджуючи, що саме вони є найефективнішими для прогнозування тих чи інших конвективних явищ. Питання встановлення меж критеріальних значень для параметрів конвекції для тієї чи іншої території є відкритим і потребує кропіткої роботи для території України зокрема.

Отже, першим розглянемо Lifted Index (LI) індекс, який показує різницю температур між частинкою, піднятою на рівень 500 гПа і навколишнім повітрям на тому ж рівні

$$LI = T_{500} - T'_{500},$$

де T_{500} – температура повітря на рівні 500 гПа;

T'_{500} – температура частинки, що адіабатично здіймається, на рівні 500 гПа.

Його критеріальні значення і прогностичні висновки для них наведені у табл. 4.

Таблиця 4 – Критеріальні значення індексу LI (для ML типу підйому)

Значення LI , °C	Прогностичні висновки
> 0	стійкий стан, але можлива слабка конвекція при значеннях $LI = 1 \div 3$, якщо спостерігається сильний підйом
$0 \div -3$	мінімальна нестійкість
$-3 \div -6$	помірна нестійкість
$-6 \div -9$	значна нестійкість
< -9	абсолютна нестійкість

Оскільки розрахунок виконується лише для одного рівня, то в багатьох випадках цей індекс не може відображати реальний потенціал конвекції. Значення LI нічого не говорить про можливість шторму, воно дає прогнозисту загальне уявлення про наявність конвективного змушення.

Наявність у виразі для LI члену T' дає нам розуміння того, що цей індекс буде залежати від типу підйому повітряної частинки, а отже може

позначатися *SBLI*, *MLLI* або *MULI* з притаманними для кожного типу підйому критеріальними значеннями.

Для прогнозу гроз і злив індекс *LI* рекомендується використовувати в теплий період року. У структурі середньоширотного циклону є найбільш ефективним у його теплому секторі, а найменш ефективним, коли мілка холодна повітряна маса рухається у граничному шарі атмосфери, наявності інверсії або при прогнозуванні опадів взимку.

Vertical Totals (*VTOT*) індекс, який має вид

$$VT = T_{850} - T_{500},$$

де T_{850} – температура повітря на рівні 850 гПа;

T_{500} – температура повітря на рівні 500 гПа.

Цей індекс є мірою вертикального градієнту температури для шару від верхньої межі граничного шару атмосфери до приблизно середини шару конвекції. Вважається, що різниця температур у 26°C розділяє умови, які є сприятливими або несприятливими для виникнення грози.

Cross Totals (*CTOT*) індекс, який має вид

$$CT = T_{d850} - T_{500},$$

де T_{d850} – температура точки роси на рівні 850 гПа;

T_{500} – температура повітря на рівні 500 гПа.

Індекс *CTOT* долає недолік індексу *VTOT*, який не включає у себе характеристику вологості. Нам вже відомо, що гроза не може розвиватися у випадку відсутності вологи, навіть за наявності значних вертикальних градієнтів температури. Цей індекс зростає при збільшенні вологи у нижніх шарах атмосфери, а разом з цим і ймовірність утворення грози, яку доцільно прогнозувати, якщо значення *CTOT* перевищує 20. Сильні зливи і смерчі ймовірні у випадку, коли значення індексу перевищує 29.

Total Totals (*TT*) індекс складається з двох компонент Vertical Totals (*VT*) та Cross Totals (*CT*) і має вид

$$TT = VT + CT$$

або

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}.$$

Співвідношення між значеннями індексу *TT* і прогностичними висновками наведені у табл. 5.

Цей індекс є нерепрезентативним, якщо шар вологого повітря розташовується нижче рівня 850 гПа. Крім цього, у випадку інтенсивної інверсії конвекція може пригнічуватися, незважаючи на високі значення *TT*.

Таблиця 5 – Критеріальні значення індексу TT

Значення індексу TT , °C	Прогностичний висновок
45 - 50	Гроза ймовірна
50 - 55	Гроза (можливо сильна) дуже ймовірна
55 - 60	Висока ймовірність сильної грози

K -індекс (у інших джерелах має назву коефіцієнта Вайтинга), який використовується для прогнозу грози і має вид

$$K = 2T_{850} - D_{850} - D_{700} - T_{500},$$

де D_{850} , D_{700} – дефіцит точки роси на ізобаричних поверхнях 850 та 700 гПа відповідно.

Співвідношення між значеннями K -індексу і прогностичними висновками наведені у табл. 6.

Таблиця 6 – Критеріальні значення K -індексу

Значення K -індексу	Прогностичний висновок	Ймовірність грози, %
0 - 20	гроза малої ймовірності	0 – 20
20-25	можлива гроза з сильним дощем або штормова погода	20 – 40
26-30		40 – 60
31-35	високий потенціал грози з сильним дощем	60 – 80
36-40		80 – 90
> 40	максимальний потенціал грози з сильним дощем	90 – 100

З табл. 6 видно, що збільшення значень K -індексу або його притоку зумовлює збільшення потенціалу утворення сильної зливи або грози. Оскільки індекс містить у собі значення дефіциту точки роси на поверхнях 850 та 700 гПа, то сухе повітря на цих рівнях зменшує значення K -індексу. Проте, наявність вологого повітря нижче рівня 850 гПа, нестійка стратифікація і підйом можуть спричинити утворення грози і сильної зливи.

Варто зауважити, що осередки конвекції, які спостерігаються у атмосфері з високими значеннями K -індексу, можуть дати імпульс швидкому розвитку дуже сильних злив.

Значення індексу Рекліфа (Rackliff) розраховується за формулою:

$$T = \theta_{w900} - T_{500},$$

де θ_{w900} – псевдопотенціальна температура змоченого термометра на рівні 900 гПа;

T_{500} – температура повітря ($^{\circ}\text{C}$) на ізобаричній поверхні 500 гПа.

Схема визначення псевдопотенціальної температури наведена на рис. 42.

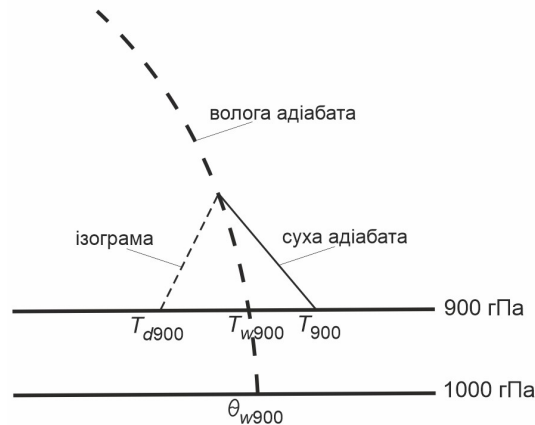


Рисунок 42 – Схема визначення псевдопотенціальної температури змоченого термометра на рівні 900 гПа

Вважається, що гроза ймовірна, якщо $T \geq 29-30^{\circ}\text{C}$.

Прогнозист має чітко усвідомлювати, що критеріальні значення параметрів конвекції та індексів нестійкості, які ми розглянули, не є якимись «магічними» цифрами, а лише принципами для керівництва. Ці індекси та параметри не регулюються жодними фізичними законами, вони одержані емпірично і використовуються для швидкої оцінки стану атмосфери. Тому професійний метеоролог, одержавши високі або низькі значення цих характеристик, повинен спробувати відповісти на питання: «Які умови в атмосфері можуть зумовлювати такі значення?»

Питання для самоперевірки:

1. Назвіть ознаки суровості явища в метеорології.
2. За наявності яких явищ погоди конвективних шторм може вважатися суровим? Чи є інтенсивна гроза ознакою сурового конвективного шторму?
3. Для чого застосовується удосконалена шкала Фуджити? Скільки категорій штормів вона має?
4. Які температурно-вологісні індекси конвекції ви знаєте? Які з них залежать від типу адіабатичного підйому частинки і чому?
5. Які чинники обмежують ефективність використання індексів LI та TT ? Чому?
6. Чим зумовлюється необхідність адаптації параметрів та індексів конвекції?
7. Яким чином нанесення значень індексів конвекції на карту може збільшити ефективність прогнозу конвективних явищ?

2.2 Індeksi зсуву вітру, їх застосування для прогнозу конвективних явищ

2.2.1 Поняття зсуву вітру

Зсув вітру, під яким ми будемо розуміти зміну його горизонтальної швидкості або напрямку з висотою, є третьою умовою для формування грозового шторму. Він є векторною різницею між вітром на верхній і нижній межі шару, поділеною на товщину шару Δz і має розмірність с^{-1} .

Використовуючи поняття з геометрії, зсув вітру може бути визначений через його компоненти:

$$\frac{\Delta u}{\Delta z} = \frac{u_2 - u_1}{z_2 - z_1}; \quad \frac{\Delta v}{\Delta z} = \frac{v_2 - v_1}{z_2 - z_1};$$

$$\beta = \frac{\sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2}}{\Delta z};$$

$$\alpha_{\text{shear}} = 90^\circ - \frac{360}{C} \arctg \frac{\Delta v}{\Delta u} + \alpha_0,$$

де індекси 1 та 2 позначають значення складових швидкості вітру u та v на верхній і нижній межах шару відповідно;

$\alpha_0 = 180^\circ$, якщо $\Delta u > 0$ та $\alpha_0 = 0^\circ$, якщо $\Delta u < 0$;

C – кутове обертання по колу (360° або 2π радіанів, залежно від «виходу» з $\arctg$).

Приклад: Біля поверхні землі $u = 2$ м/с, $v = 3$ м/с; на висоті 1 км $u = 6$ м/с, $v = -4$ м/с. Знайти величину зсуву вітру β та його напрямок α .

$$\Delta u = 6 - 2 = 4 \text{ м/с}; \quad \Delta v = -4 - 3 = -7 \text{ м/с}. \quad \beta = \sqrt{4^2 + (-7)^2} = \sqrt{16 + 49} = 8,06$$

$$\alpha = 90^\circ - \arctg\left(\frac{-7}{4}\right) + 180^\circ = 90^\circ - (-60,26^\circ) + 180^\circ = 330,3^\circ.$$

Для прогнозування грози метеорологи розраховують зсуви вітру у різних шарах атмосфери, проте найбільш доцільним видається підхід, коли зсув розраховується для шарів однакової товщини, наприклад (0-1 км, 1-2 км тощо).

При визначенні впливу зсуву вітру у шарах однакової товщини, метеорологи часто використовують його заміник – векторну різницю вітру, яка має вид

$$\beta = \sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2},$$

і одиниці вимірювання м/с.

Грози можуть бути інтенсивними і тривалими, якщо спостерігається сприятливий для них зсув вітру у нижніх шарах атмосфери. У таких умовах

вологий повітря може «подаватися» у грозовий шторм, який переміщується (рис. 43).

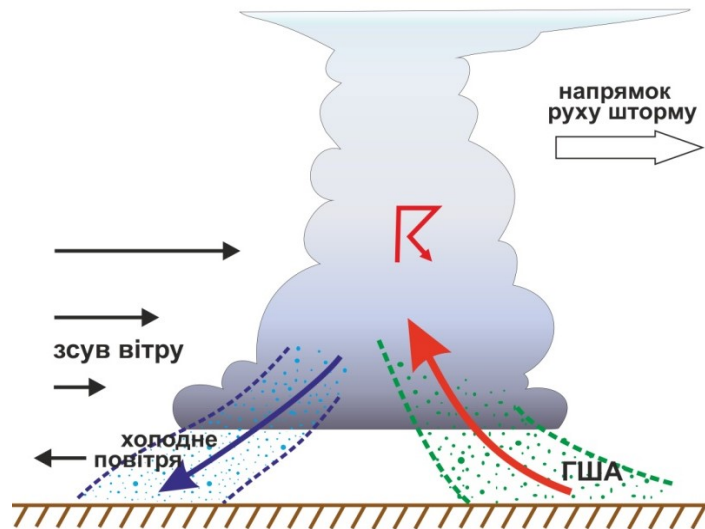


Рисунок 43 – Ілюстрація впливу зсуву вітру на формування довготривалих грозових штормів (наприклад, суперкомірок або ліній лукоподібної луни)

Також вплив зсуву вітру на еволюцію грозового шторму полягає у тому, що він спричиняє його відхід від виснаженого ГША до зон, де є можливою «заправка» шторму новими порціями вологи. Тобто шторм поводить себе як своєрідний вертикальний пілосос, який засмоктує теплий і вологий граничний шар і залишає після себе «вихлоп» у виді холодного більш стійкого повітря.

У середовищі з вітром, але без зсуву, гроза триватиме від 15 хвилин до 1 години, оскільки гроза рухатиметься разом з ГША, що спричинить його виснаження у межах шторму.

Зсув також впливає на рух грозового шторму. Далі ми розглянемо, як обертання вітру за годинниковою стрілкою може зумовити вертикальний градієнт тиску, який стимулює розвиток штормів, що рухаються праворуч від напрямку провідного потоку. Крім цього, зсув вітру може відігравати вирішальну роль у виникненні мезоциклонів і, як наслідок, торнадо, а також у посиленні мезомасштабних конвективних систем.

2.2.2 Індeksi зсуву вітру

Як було зазначено у першому питанні, найпоширенішим у оперативній практиці метеопідрозділів є прийом, коли значення зсуву вітру розраховуються для шарів атмосфери фіксованої висоти. З цієї точки зору можна навести приклад двох індексів зсуву вітру – індекс зсуву нижнього рівня (*LOSHR*) та індекс глибокого зсуву вітру (*Deep Layer Shear (DLS)*).

Перший з них розраховується за формулою

$$LOSHR = V_{1\text{км}} - V_0,$$

де $V_{1\text{км}}$ та V_0 – значення швидкості вітру на висоті 1 км та біля поверхні землі відповідно.

У якості критеріального приймається значення 10 м/с. Вважається, що при $LOSHR \geq 10$ м/с існує імовірність утворення торнадо.

Індекс глибокого зсуву вітру DLS , за аналогією представляє собою різницю між швидкостями вітру на рівні 6км та біля поверхні землі:

$$DLS = V_{6\text{км}} - V_0,$$

де $V_{6\text{км}}$ та V_0 – значення швидкості вітру на висоті 6 км та біля поверхні землі відповідно.

Критеріальні значення наведені у табл. 7.

Таблиця 7 – Критеріальні значення індексу DLS

Значення індексу DLS , м/с	Прогностичні висновки
> 50	Переважає утворення моно- та мультикоміркових гроз
20-50	У випадку розвитку шторму найімовірнішими є суперкомірки (за умови, що атмосфера підтримує конвективну активність)
15-20	Суперкомірки можливі, якщо атмосфера дуже або екстремально нестійка, оскільки шторм може посилити локальний зсув
< 10	Для ініціалізації конвекції (мульти- або суперкоміркової) необхідний зсув з середнім значенням не менше 12 м/с

У якості наступного розглянемо безрозмірне число Річардсона (Bulk Richardson's Number (BRN)), яке є показником типу конвективного шторму і включає у себе енергію плавучості $CAPE$ та вертикальний зсув вітру.

$$BRN = \frac{CAPE}{0,5SHEAR^2} = \frac{CAPE}{0,5(\bar{v}_{0-6} - \bar{v}_{0-0,5})^2},$$

де $\bar{v}_{0-6}$ та $\bar{v}_{0-0,5}$ – значення середньої швидкості вітру у шарі 0-6 км та 0-0,5 км відповідно.

Критеріальні значення наведені у табл. 8.

Таблиця 8 – Критеріальні значення числа Річардсона

Значення <i>BRN</i>	Прогностичні висновки
< 10	Розвиток грози неможливий
10-45	Ймовірність розвитку суперкомірок
45-50	Ймовірність розвитку супер- або мультикомірок
> 50	Ймовірність розвитку мультикоміркових гроз

2.2.3 Індeksi спіральності шторму

Вертикальні зсуви вітру зумовлюють виникнення обертальних рухів повітря з горизонтальною віссю, які висхідними і низхідними потоками трансформуються у вертикальну завихреність (рис. 33).

Це дозволяє прогнозувати обертання мезоциклону для будь-якого зсуву вітру у передштормовій повітряній масі. Великі значення горизонтальної завихреності можуть збільшити відносну завихреність мезоциклону, збільшуючи його торнадогенність.

За останні роки, як інформативний предиктор, отримав поширення індекс відносної спіральності шторму (Storm Relative Helicity (*SRH*)), який характеризує обертання висхідного потоку шторму і, як наслідок, потенціал розвитку торнадо. У загальному виді вираз для розрахунку індексу *SRH* має вид

$$SRH = \iint (V - c) \cdot (\nabla \times V),$$

де індекс *SR* представляє потік шторму;

c – швидкість руху шторму.

У виразі для розрахунку відносної спіральності шторму використовується відносний штормовий вітер навколишнього середовища (*u'*, *v'*), який дозволяє отримати внесок відносної горизонтальної спіральності *H'*

$$H' = v_{SR} \frac{\Delta u}{\Delta z} - u_{SR} \frac{\Delta v}{\Delta z},$$

де $u_{SR} = \frac{u_{SR_{i+1}} + u_{SR_i}}{2}$, $v_{SR} = \frac{v_{SR_{i+1}} + v_{SR_i}}{2}$ – складові відносного вектору руху шторму, осереднені у шарі між рівнями.

Для того, щоб отримати величину загального впливу спіральності (SRH) на грозний шторм, величина H' в зоні формування комірки складається по всім шарам і перемножується на товщину кожного.

$$SRH = \sum H' \cdot \Delta z = \sum_{i=0}^{N-1} [(v_{SR_i} \cdot u_{SR_{i+1}}) + (u_{SR_i} \cdot v_{SR_{i+1}})]$$

де N – кількість шарів; $i = 0$ зазвичай позначає рівень поверхні землі.

SRH розраховується пошарово – у більшості випадків для шару 0-3 км, проте усе частіше розраховується і для шару 0-1 км.

Зазначимо, що у формулі потрібно знати штормовий рух, що легко зробити якщо шторм виникнув, але важко коли його немає. Крім того, протягом життєвого циклу шторми можуть змінювати напрямок руху, а значення індексу SRH дуже чутливе до цього.

Формула, яка була представлена вище, може бути спрощена, якщо прийняти, що шари однакові і дорівнюють Δz :

$$SRH = \sum_0^3 V_{SR} \Delta u - u_{SR} \Delta v.$$

Шари, де $SRH < 0 \text{ м}^2/\text{с}^2$ виключаються з розрахунку.

Приклад розрахунку індексу SRH_{0-3} :

	u	v	Δu	Δv	$\bar{u}$	$\bar{v}$	$\bar{u}_{SR}$	$\bar{v}_{SR}$
земля	0	10						
			10	7	5	13,5	-13	24,5
850	10	17						
			20	-17	20	8,5	2	19,5
700	30	0						

$$SRH_{0-3} = (24,5 \times 10 - 13 \times 7) + (19,5 \times 20 - 2 \times (-17)) = 760 \text{ м}^2/\text{с}^2.$$

У цьому прикладі з обмеженими даними ми використовували 2 шари (можна і більше). Вітер на рівні 700 мб використовується як середній і, таким чином, напрямок руху шторму становить 300° (30° праворуч від середнього) $22,5 \text{ м/с}$ (75% від швидкості середнього вітру).

Традиційно у шарі 0-3 км у якості критеріального використовується значення $SRH > 150 \text{ м}^2/\text{с}^2$, яке сигналізує про можливість утворення торнадо. Відносно недавно було виявлено, що значення $SRH_{0-3 \text{ км}}$ краще працюють на виявлення суперкоміркового обертання, проте багато з цих штормів не генерують торнадо. Значення $SRH_{0-1 \text{ км}}$ з критеріальним значенням $> 100 \text{ м}^2/\text{с}^2$, за даними останніх досліджень, може бути більш інформативним предиктором для прогнозу виникнення торнадо.

Детальніше критеріальні значення індексу SRH представлені у табл. 8.

Таблиця 8 – Критеріальні значення індексу *SRH*

Значення індексу <i>SRH</i> , м ² /с ²	Прогностичні висновки
< 150	слабке обертання
150-300	ймовірна гроза з обертанням
300-450	ймовірні суперкомірки з обертанням
≥ 450	дуже висока ймовірність суперкомірок з обертанням

Ще одним індексом, який у певній мірі можна віднести до цієї групи, є індекс *EHI* (Energy Helicity Index), який пов'язує індекси *CAPE* та *SRH* та має такий вид

$$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{160}.$$

Ця комбінація є мірою статичної нестійкості та динаміки. Він використовується для оцінки ризику торнадо за такими критеріальними значеннями (табл. 9).

Таблиця 9 – Критеріальні значення індексу *EHI*

Значення індексу <i>EHI</i>	Прогностичні висновки
> 1	існує потенціал розвитку суперкомірок
1-5	можливі торнадо з інтенсивністю до EF3
> 5	можливі торнадо з інтенсивністю до EF5

Зауважимо, що ймовірність торнадо існує і з малим значенням *EHI* через невисокі значення *CAPE*. Крім цього, дані радіозондування не завжди є репрезентативними через високу просторову мінливість спіральності.

Для визначення напрямку руху шторму, а також його можливої еволюції доцільно використовувати годографи вітру, які ми детально розглянемо у наступній темі. Дещо випереджаючи викладення матеріалу, зазначимо, що кривизна лінії годографу – це ідентифікатор спіральності шторму, яка має важливе значення у прогнозуванні конвективних явищ. Чим більшою є площа, охоплена годографом у шарі 0-1 або 0-3 км, тим більшою є відносна спіральність шторму. Вигнуті годографи є ознакою суперкоміркових штормів, які зумовлюють найбільший град і більшість торнадо.

Питання для самоперевірки:

1. Перелічіть індекси зсуву, які використовуються при прогнозуванні конвекції.
2. На які параметри конвективного шторму впливає зсув вітру?
3. Чому індекс зсуву *LOSHR* вважається інформативнішим індексу *DLS* для прогнозування можливості утворення торнадо?
4. За допомогою якого параметру прогнозується тип конвективного шторму?
5. Для яких шарів розраховується індекс *SRH*?
6. Як графічно відобразити величину індексу *SRH*? Від чого вона залежить?
7. У чому полягають обмеження на застосування індексу *SRH*?
8. Чому значення індексу *SRH* буде чутливим до зміни траєкторії руху суперкоміркового шторму?
9. Які критеріальні значення параметру *SRH* для шарів 0-1 та 0-3 км?
10. Яка форма годографа вказує на потенційну можливість розвитку торнадо?

2.3 Прогноз переміщення конвективних штормів

2.3.1 Годограф вітру, його застосування у прогнозуванні переміщення конвективних штормів

Вітер і його зсув між поверхнею землі та висотою 6 км впливають на еволюцію і рух конвективних штормів. Для врахування впливу вертикального профілю вітру на ці чинники використовують годографи вітру. Вони дозволяють визначити перелік базових характеристик, які знадобляться нам для прогнозу переміщення конвективних штормів. До них відносяться:

- локальний зсув вітру у одному шарі повітря;
- середній вектор зсуву вітру;
- загальний зсув вітру;
- вектор середнього вітру (нормального руху шторму);
- право-та лівосторонній рух суперкомірок;
- вітер шторму.

Перед тим, як перейти до розгляду кожної з цих величин, зупинимось детальніше на понятті годографу вітру.

Годограф – це векторна діаграма (рис. 44), яка представляє геометричне місце точок кінця змінного вектору у системі полярних координат.

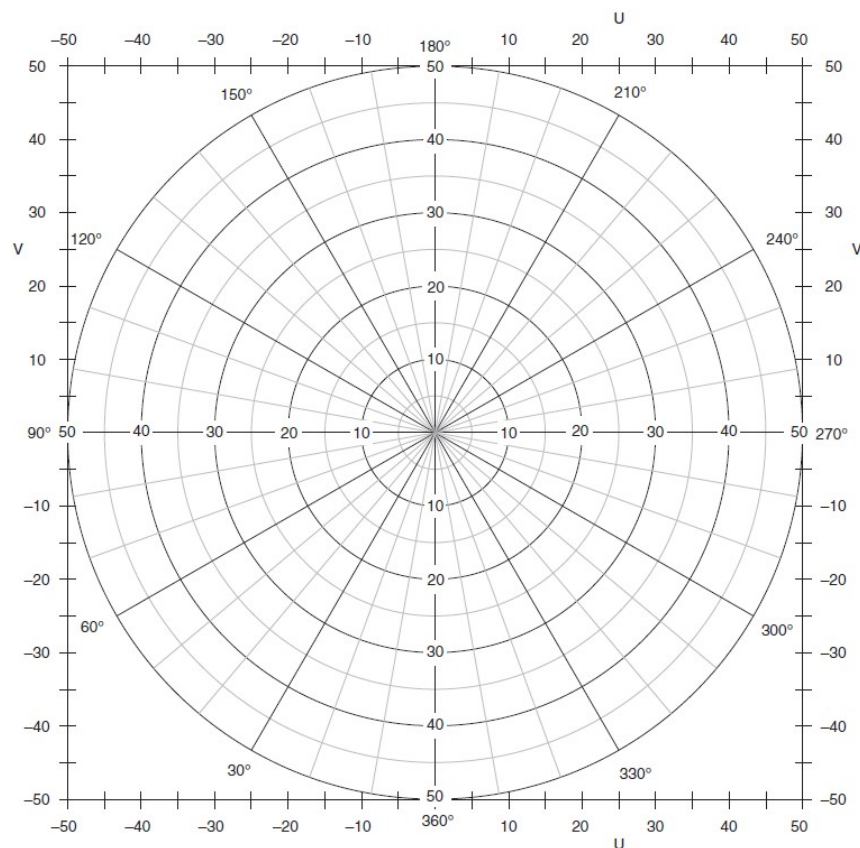


Рисунок 44 – Векторна діаграма для побудови годографу

Тобто годографом радіус-вектору рухомої точки і буде сама траєкторія цієї точки, а годографом швидкості буде деяка лінія (рис. 45).

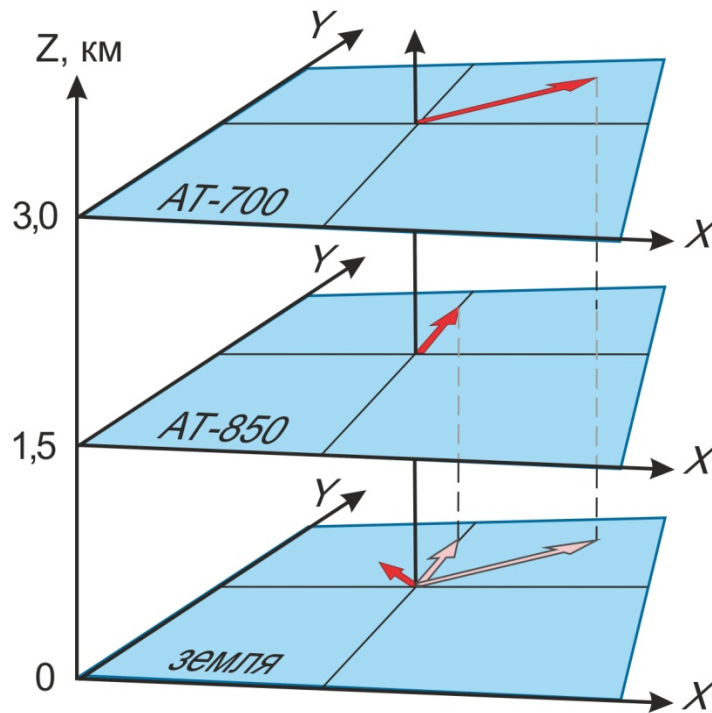


Рисунок 45 – Проекція векторів вітру (червоні стрілки) на різних висотах на нижню площину (рожеві стрілки)

На підставі даних табл. 10 на рис. 46 представлений простий приклад побудови годографа вітру.

Таблиця 10 – Дані про напрямок та швидкість вітру у шарі 0-6 км

z , км	dd , ($^{\circ}$)	ff , м/с
0	0	0
1	130	5
2	150	10
3	170	13
4	190	15
5	220	20
6	240	30

Відомо, що дані про вітер з різних джерел кодуються та наносяться на карти погоди з урахуванням напрямку «звідки» дме вітер. Проте годограф – це векторна діаграма, на якій вектори відображають перенесення (вектор з латинської означає «переносити») від початку вектору до його кінця. Тобто,

наприклад, південно-західний вітер з напрямком 220° буде нанесений як вітер з напрямком 40° , що буде вказувати на те, куди рухається повітряна маса. Це часто бентежить початківців.

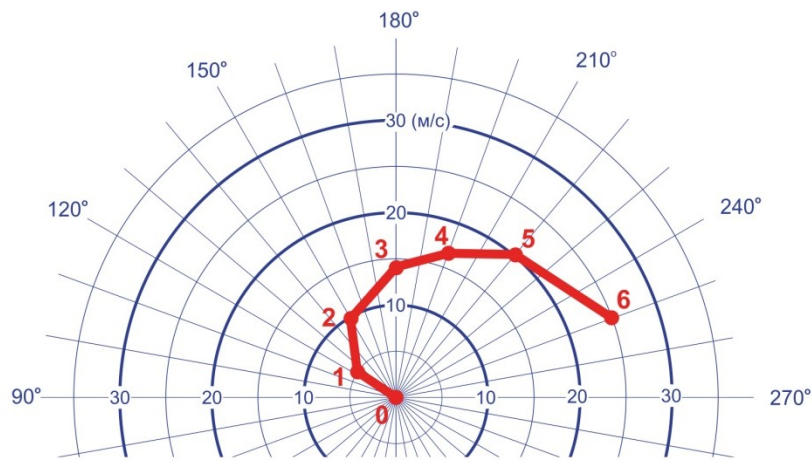


Рисунок 46 – Годограф, побудований за даними табл. 10, показує швидкість і напрямок зсуву вітру. Вітер повертається за годинниковою стрілкою зі збільшенням висоти, що вказує на адвекцію теплого повітря, необхідного для утворення грози

Всі дані про вітер в метеорології визначені відносно поверхні землі. Відповідно точки, які знаходяться ближче до центру годографа, будуть позначати вітер з меншою швидкістю, і навпаки, з віддаленням точки від центру годографа швидкість вітру буде зростати. Будь-яка точка на годографі відповідає напрямку і швидкості вітру на певній висоті. З'єднуючи початок координат з обраною точкою на годографі ми утворюємо вектор, який показує напрям і швидкість вітру на цій висоті відносно поверхні землі. Важливою умовою використання годографа є те, що кожна точка на ньому повинна бути прив'язаною до певної висоти. Без цієї інформації інформативність годографа буде сильно обмеженою, оскільки ми можемо отримати лише наближені профілі зсуву вітру у різних шарах. Такі пропуски висот – це недогляд, який зустрічається у графіках в Інтернеті і має бути усунутий за допомогою доступних інструментів.

2.3.2 Базові поняття для прогнозу переміщення конвективних штормів

Далі детально зупинимося на розгляді базових характеристик, які згадувалися на початку лекції і знадобляться нам для прогнозу переміщення конвективних штормів.

Зсув вітру є характеристикою градієнту швидкості вітру. На годографі, який показує профіль вітру над певною точкою, ми розраховуємо зсув уздовж вертикальної вісі і називаємо це вертикальним зсувом. Будь-які дві

точки на годографі представляють дві різні висоти, утворюючи таким чином шар між цими точками.

Локальний зсув вітру у фіксованому шарі повітря – це різниця між вітром на сусідніх висотах, яку легко знайти за допомогою годографу.

Порівнюючи зображення на рис. 47, можна побачити, що відрізок годографу між будь-якими двома сусідніми висотами дорівнює локальному зсуву вітру цього шару.

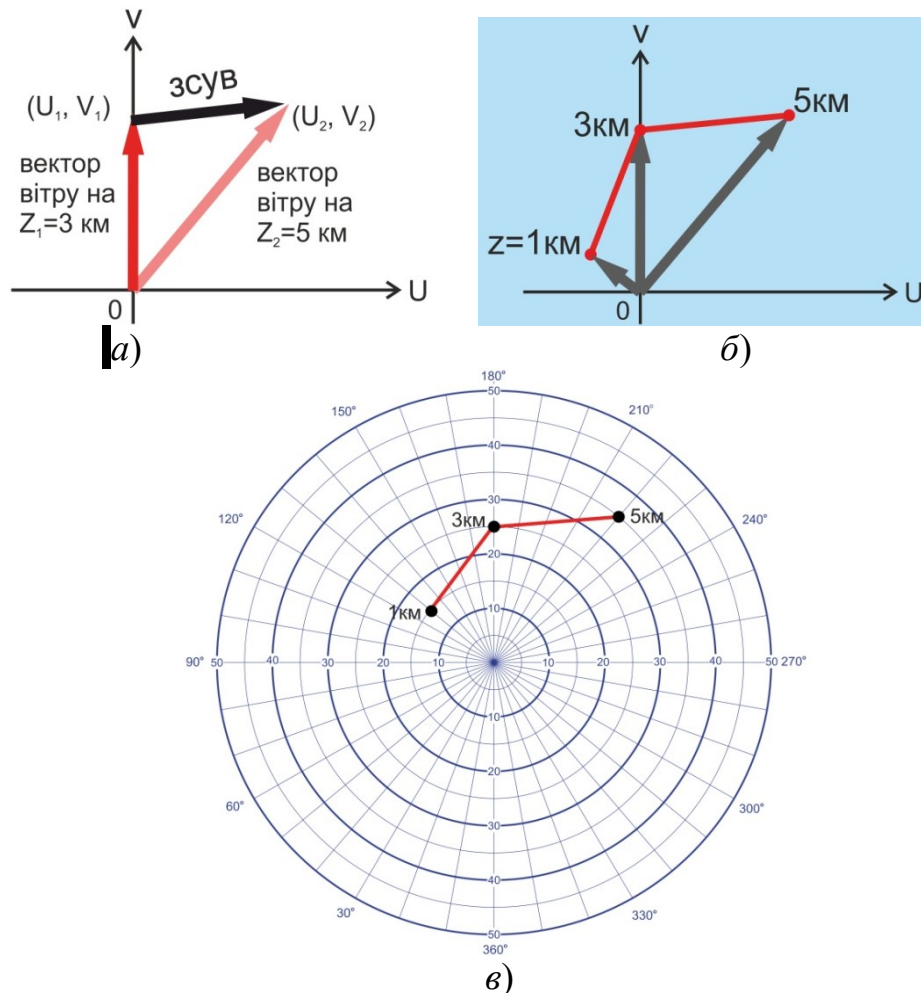


Рисунок 47 – До визначення вектору зсуву вітру і побудови годографу

Різниця вітру (чорна стрілка) між двома висотами (рис. 47а) є векторна різниця між вітром на верхньому рівні (довга світло-червона стрілка) і на нижньому рівні (коротка червона стрілка).

На рисунку 47б зображені проекції векторів вітру з рис. 45, кінці кожного з яких з'єднані лініями. Якщо такий графік побудований у полярній системі координат (в), то це утворює годограф вітру.

Середній вектор зсуву вітру для декількох шарів повітря однакової товщини представляє собою векторну суму векторів локального зсуву вітру (тобто усіх сегментів годографу для цих шарів), поділену на число цих шарів.

Іншими словами, це вектор, проведений від кінця вектору вітру на нижньому рівні до кінця вектору на верхньому рівні, а потім поділений на кількість шарів для визначення середнього значення (рис. 48).

Для того, щоб знайти середній вектор зсуву у шарі 0-6 км математично, використовуються складові вектору вітру на цих рівнях наступним чином:

$$u_1 = V_1 \cdot \sin \alpha; \quad u_2 = V_2 \sin \alpha;$$

$$v_1 = V_1 \cdot \cos \alpha; \quad v_2 = V_2 \cdot \cos \alpha;$$

$$\Delta u = \frac{u_2 - u_1}{n}; \quad \Delta v = \frac{v_2 - v_1}{n};$$

$$\beta_{ms} = \sqrt{\Delta u^2 + \Delta v^2};$$

$$\alpha_{ms} = 90^\circ - \arctg\left(\frac{\Delta v}{\Delta u}\right) + \alpha_0,$$

де u та v – компоненти швидкості вітру, індекси 1 та 2 позначають нижче- і вищерозташовані рівні;

β_{ms} і α_{ms} – величина і напрямок середнього зсуву вітру відповідно.

$\alpha_0 = 180^\circ$, якщо $\Delta u > 0$ і дорівнює нулю у інших випадках.



Рисунок 48 – Приклад визначення середнього вектору зсуву між рівнями 0 та 6 км (показаний маленькою чорною стрілкою). На рисунку представлені 6 шарів по 1 км кожний, що дає можливість використовувати «сурогат» зсуву вітру – різницю між швидкостями вітру

Загальний зсув вітру (*Total Shear Magnitude*) у багатьох шарах, наприклад від 0 до 6 км, є алгебраїчною сумою довжин відрізків у годографі. Для простого графічного методу, який забезпечує добру якість оцінки загального зсуву, уявно спряміть лінію годографу не розтягуючи та не зменшуючи жоден з його відрізків (рис. 49).

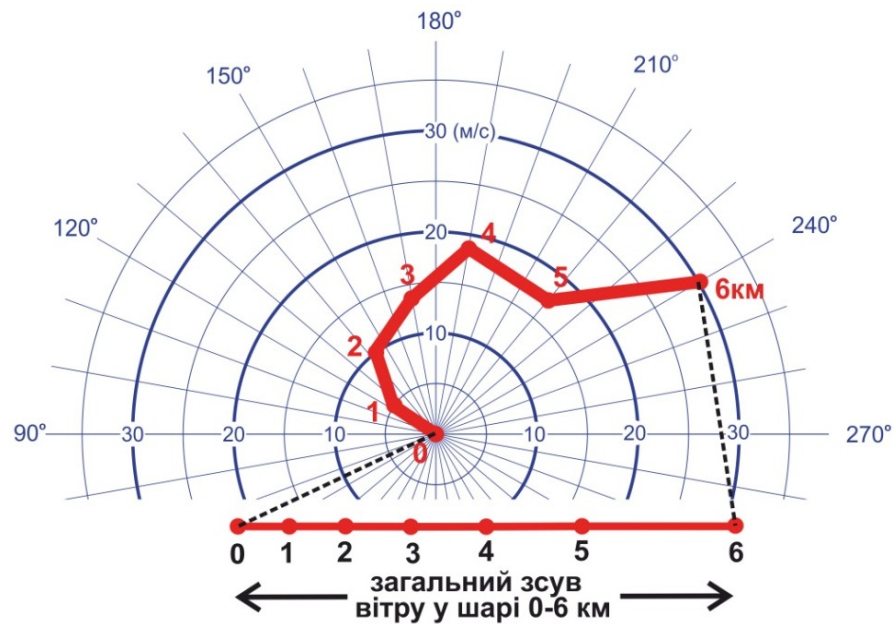


Рисунок 49 – Приклад розрахунку загального зсуву вітру (червона лінія), величина якого дорівнює сумі зсувів у фіксованих шарах повітря (відрізки) від 0 до 6 км

Довжина одержаної прямої лінії буде вказувати на величину загального зсуву вітру у шарі 0-6 км. Виходячи з рисунку, вона становитиме приблизно 45 м/с. При цьому не варто забувати, що ми використовуємо «сурогатну» величину зсуву (розмірність $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$), оскільки товщина шарів у нас є однаковою.

Математично величина загального зсуву вітру може бути розрахована як сума локальних зсувів вітру у однакових за товщиною шарах повітря

$$\beta_{TSM} = \sum_{i=1}^n \sqrt{(u_{i+1} - u_i)^2 + (v_{i+1} - v_i)^2}.$$

Зауважимо, що можливі випадки, коли величина загального зсуву вітру є майже ідентичною, проте його розподіл по висоті визначає можливі типи штормів. Так, на рис. 50 показані два годографи, які характеризують однаковий загальний зсув вітру.

Проте суцільна лінія характеризує такий розподіл зсуву, коли його більша частина розташована у нижніх 3 км (це видно з відстані між точками, що позначають висоти уздовж годографу), що зумовлює виникнення ліній шквалів та лукоподібного відлуння.

Годограф, позначений пунктирною лінією, характерний для рівномірного розподілу зсуву вітру у нижніх 6 км, що сприяє утворенню суперкомірок.

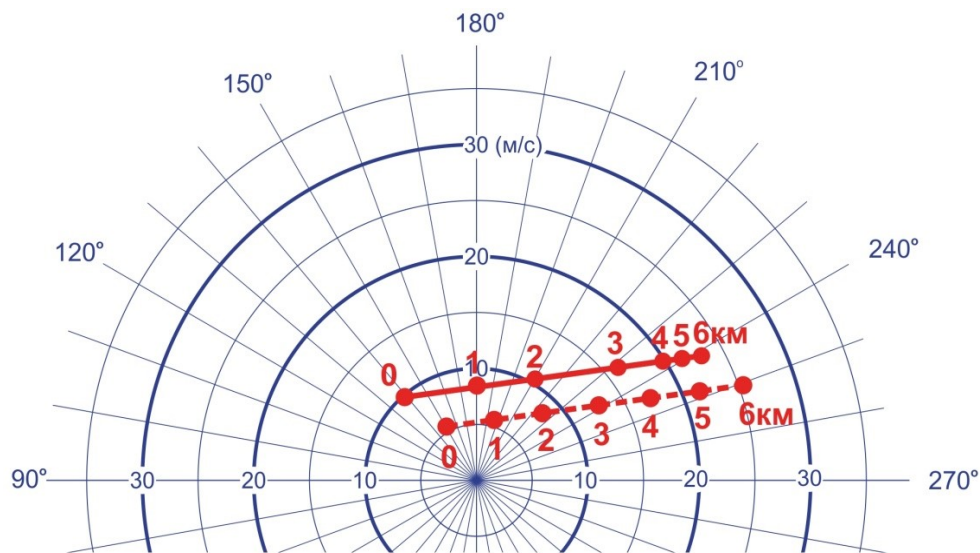


Рисунок 50 – Годографи вітру, яким притаманна однакова величина загального зсуву вітру, проте він по-різному розподілений у шарі 0-6 км для наведених випадків [9]

З рис. 51 видно, що великі значення загального зсуву вітру сприяють утворенню суперкомірок.

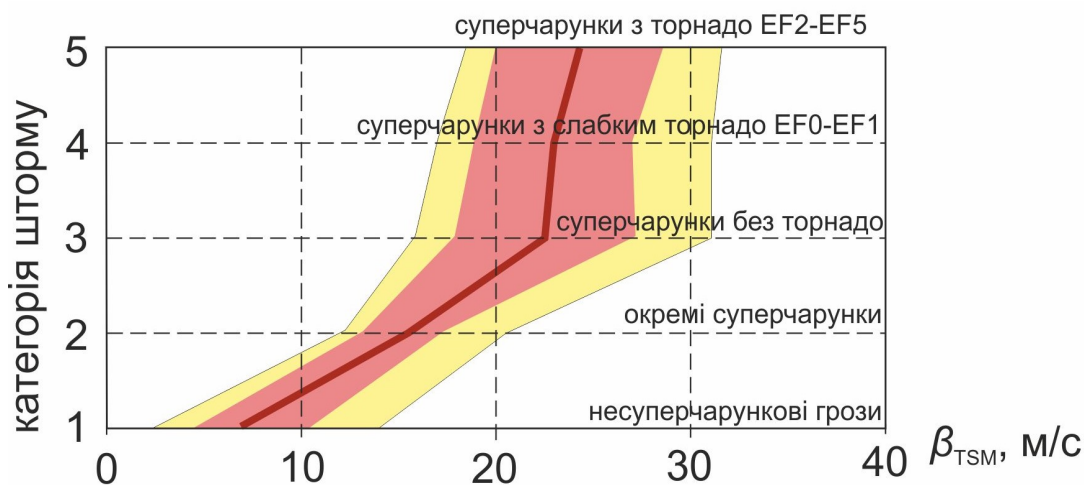


Рисунок 51 – Результати спостережень за грозами різної інтенсивності залежно від загального зсуву вітру у шарі атмосфери 0-6 км [9]

Червона лінія – це медіана (50 процентилів), побудована за результатами кількох сотень спостережень в центральній частині Північної Америки;
світло-червоний фон позначає міжквартильний діапазон від 25 до 75 процентилів;
жовтий фон охоплює діапазон від 10 до 90 процентилів.

Допитливий читач помітив, що оперуючи з вищерозглянутими характеристиками зсуву вітру, ми проводили розрахунки на підставі даних про вітер на рівновіддалених один від одного рівнях (0, 1, 2, 3,..., 6 км). Проте добре відомо, що дані радіозондування не забезпечують таких відомостей. Тому очевидно, що нам необхідно виконати процедуру інтерполяції з метою перерахування напрямку і швидкості вітру на

рівновіддалені один від одного рівні. Для цього необхідно скористатися такими формулами:

$$V_i = \frac{z_i - z_{i-1}}{z_{i+1} - z_{i-1}} \cdot (v_{i+1} - v_{i-1}) + v_{i-1},$$

де

z_i і v_i – висота і швидкість вітру на шуканому рівні відповідно;

z_{i+1} і z_{i-1} – висоти рівнів, з даними про вітер, що знаходяться вище і нижче за висоту рівня для якого необхідно визначити швидкість вітру;

v_{i+1} і v_{i-1} – швидкість вітру на висотах z_{i+1} і z_{i-1} .

Для розрахунку напрямку вітру на цих висотах необхідно скористатися наступними формулами:

- для випадків, коли різниця між кутами $\leq 180^\circ$

$$\alpha_i = \frac{z_i - z_{i-1}}{z_{i+1} - z_{i-1}} \cdot (\alpha_{i+1} - \alpha_{i-1}) + \alpha_{i-1};$$

- для випадків, коли різниця між кутами $> 180^\circ$

$$\alpha_i = \frac{z_i - z_{i-1}}{z_{i+1} - z_{i-1}} \cdot (\alpha_{i+1} - 360^\circ - \alpha_{i-1}) + \alpha_{i-1};$$

- для випадків, коли $\alpha_{i+1} < \alpha_{i-1}$ та $\alpha_{i-1} - \alpha_{i+1} > 180^\circ$

$$\alpha_i = \frac{z_i - z_{i-1}}{z_{i+1} - z_{i-1}} \cdot (\alpha_{i+1} + 360^\circ - \alpha_{i-1}) + \alpha_{i-1},$$

де z_i і α_i – висота і напрямок вітру на шуканому рівні відповідно;

z_{i+1} і z_{i-1} – висоти рівнів, з даними про вітер, що знаходяться вище і нижче за висоту рівня для якого необхідно визначити швидкість вітру;

α_{i+1} і α_{i-1} – напрямок вітру на висотах z_{i+1} і z_{i-1} відповідно.

Вектор середнього вітру (нормального руху шторму). Грозові хмари часто зміщуються відповідно з напрямком та швидкістю середнього вектору вітру у нижньому 6-кілометровому шарі атмосфери. Іноді його називають вітром провідного потоку або середнім вітром (V_{MW}). Для того, щоб знайти середній вітер в шарі від 0 до 6 км спочатку треба відобразити вектори вітру, пов'язані з кожною точкою на годографі (рис. 52а). Далі шляхом паралельного переносу початок кожного наступного вектору ми переміщуємо до кінця попереднього вектору (як показано на рис. 52б), отримуючи, таким чином, їх суму.

Після цього, для знаходження середнього вітру необхідно поділити векторну суму на кількість векторів вітру. Зауважимо, що на рисунку 6 шарів

повітря розділяють 7 векторів вітру (не забуваємо про штиль біля поверхні землі). Таким чином векторна сума ділиться на 7, а не на 6. У цьому випадку середній вітер (тобто місцезнаходження «Х») має напрямок приблизно 203° і швидкість 11 м/с. Проведена стрілка від початку координат до «Х» дає прогноз нормального руху гроз.

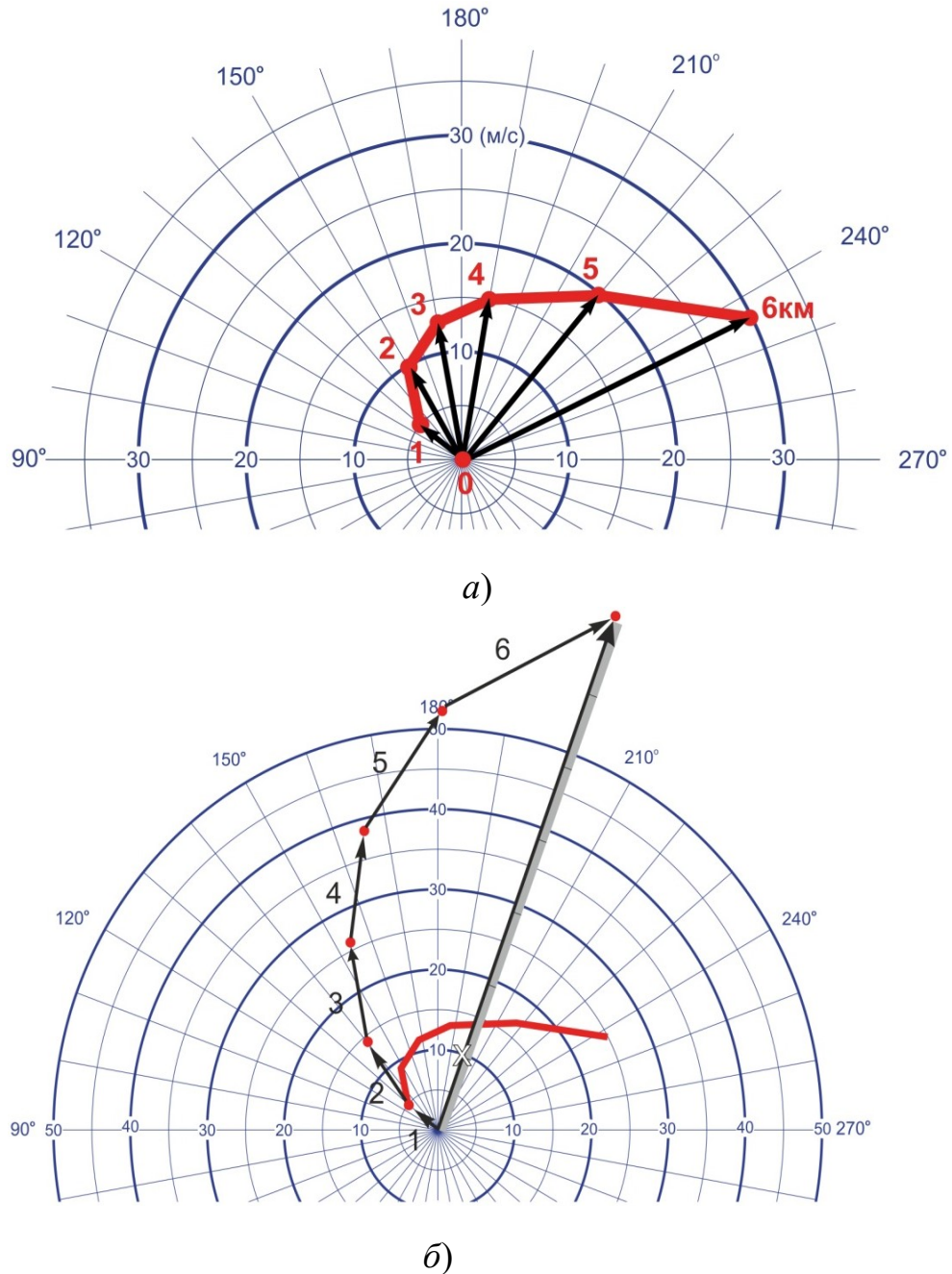


Рисунок 52 – До визначення вектору середнього вітру:

а) вектори вітру, пов'язані з точками на годографі;

б) окремі вектори вітру (тонкі чорні стрілки), складені як векторна сума (чорна з сірим стрілка) і поділена на кількість векторів вітру.

Більш простий спосіб визначити середній вектор вітру без проведення вище наведених операцій – це на око визначити центр мас області, окресленої годографом вітру, яка на рис. 53 затушована червоним кольором.

Для цього треба подумки «вирізати» окреслену область і знайти у ній ту точку, на якій би ця область балансувала, наприклад, на кінці олівця або голки. Зауважимо, що у даному випадку шукається «центр мас» початкового годографу, а не утвореного переміщеними векторами.

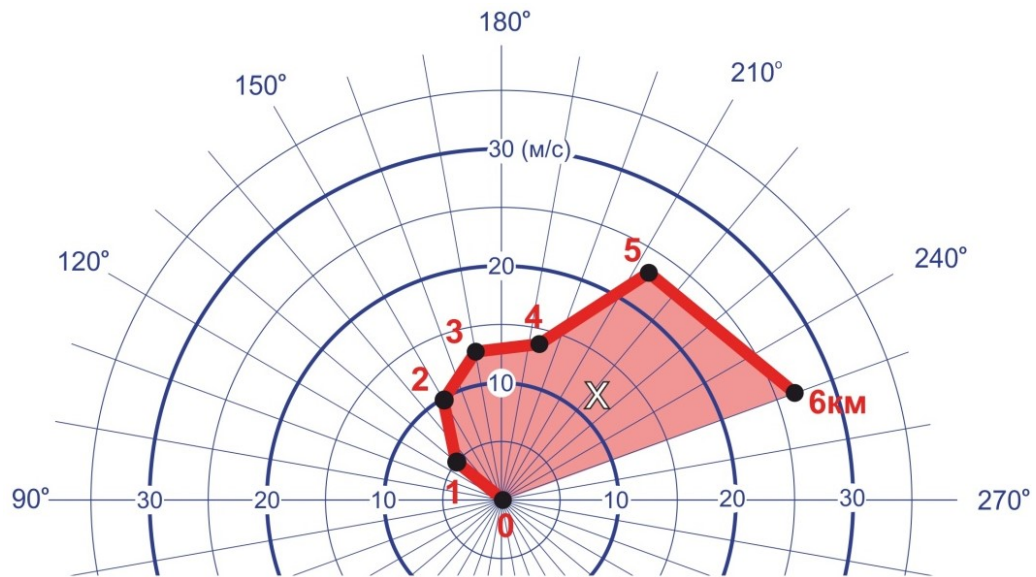


Рисунок 53 – Середній вітер у шарі 0-6 км, знайдений як центр мас області, окресленої годографом (затушованої червоним кольором). Літерою «X» позначений нормальний напрямок руху шторму

Для математичного розрахунку середнього вітру у шарі 0-6 км необхідно розглянути компоненти швидкості вітру u_i та v_i на кожному з рівнів, скласти їх і поділити ці суми на кількість висот, що дасть нам змогу одержати компоненти середнього вітру :

$$\bar{u} = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n u_i; \quad \bar{v} = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n v_i,$$

де n – кількість рівнів вітру (не кількість шарів зсуву!), i – індекс висоти. Слід не плутати поняття середнього вітру з його середнім зсувом.

Далі використовуємо вирази, які дозволять нам отримати напрям і швидкість середнього вітру

$$M = \sqrt{u^2 + v^2};$$

$$\alpha = 90^\circ - \arctg\left(\frac{v}{u}\right) + \alpha_0,$$

де u та v – компоненти швидкості вітру;

$\alpha_0 = 180^\circ$, якщо $u > 0$ і дорівнює нулю у інших випадках.

2.3.3 Методи прогнозу переміщення конвективних штормів

Рух шторму сильно залежить не лише від характеру зсуву вітру у атмосфері, але й від зсуву вітру відносно самої комірки. Тому прогнозист має враховувати це при прогнозі руху шторму. Незалежно від того, який метод використовується, у одному і тому ж середовищі може виникати багато різних штормових рухів в результаті відмінностей, які зумовлені фазою життєвого циклу шторму, внутрішньою динамікою, глибиною шторму тощо.

Методи, які ми розглянемо, мають на меті надати допомогу у виборі найбільш показового (репрезентативного) руху для подальшого використання у розрахункових алгоритмах параметрів грози.

Вектор середнього вітру у шарі 0-6 км дає апроксимацію провідного потоку у нижній і середній тропосфері. Шторми, що не являють небезпеки, як правило, будуть рухатися уздовж цього вектору. Шторми, які формуються на фоні інтенсивних штормів, врешті також прямують у напрямку провідного потоку.

Проте найбільший інтерес для синоптиків становлять інтенсивні грози. Після їх утворення вони стають тим, що називають девіантним двигуном. Як правило, у північній півкулі це правий рух, хоча спостерігається і лівий, особливо у режимі розщеплення траєкторій. Задача прогнозіста полягає у передбаченні цих відхилень у русі і розрахунку інших параметрів (наприклад, спіральності шторму, яку ми розглядали у одній з попередніх лекцій).

Рух шторму також може бути скорегований рухом у напрямку нових висхідних потоків, місцевістю, лініями поділу, внутрішньою динамікою тощо. І завдання прогнозіста полягає у тому, щоб усвідомлювати значні розбіжності між різними комірками одночасно у одній області. Через ці розбіжності мають місце зіштовхування та злиття комірок.

Метод 30R75.

Цей метод для прогнозування руху інтенсивних штормів широко використовувався в період 80-90-х років минулого сторіччя. Зараз він може бути використаним для швидкої апроксимації переміщення шторму. Він зазначає, що шторм буде рухатись 30° праворуч від напрямку середнього вітру у шарі 0-6 км зі швидкістю, що становить 75% швидкості цього середнього вітру (рис. 54).

У більшості випадків цей метод працює, проте його недолік полягає у тому, що він залежить від системи координат відносно поверхні землі. Оскільки цей метод не є інваріантом Галілея, він зумовлює похибки при яскраво вираженому правому повороті, особливо у ситуаціях екстремальної нестійкості або у слабкому потоці. Наприклад, середній вітер буде наближатися до 0 м/с за умови сильного східного потоку біля поверхні землі і сильного західного вітру на рівні середньої тропосфери (75% від таких значень швидкості вітру також наближатимуться до нуля). Відповідно, правий вектор руху у цій ситуації не працює, рух у південному напрямку зі швидкістю 5-10 м/с буде цілком виправданим.

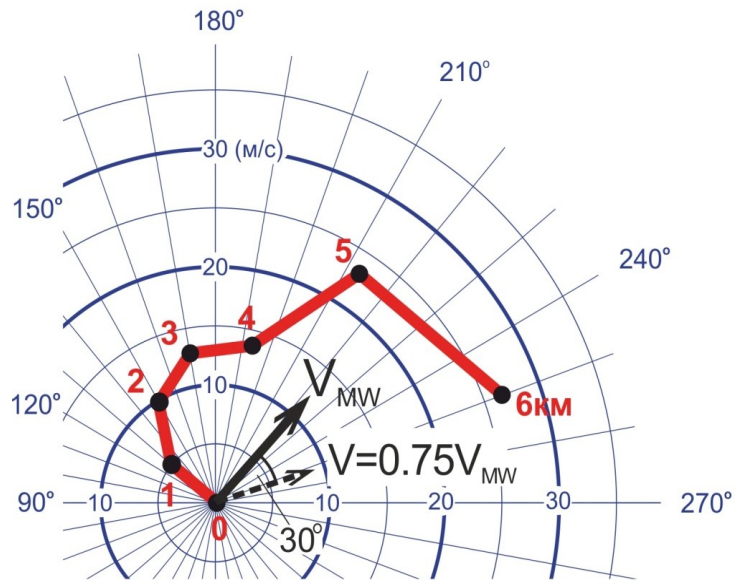
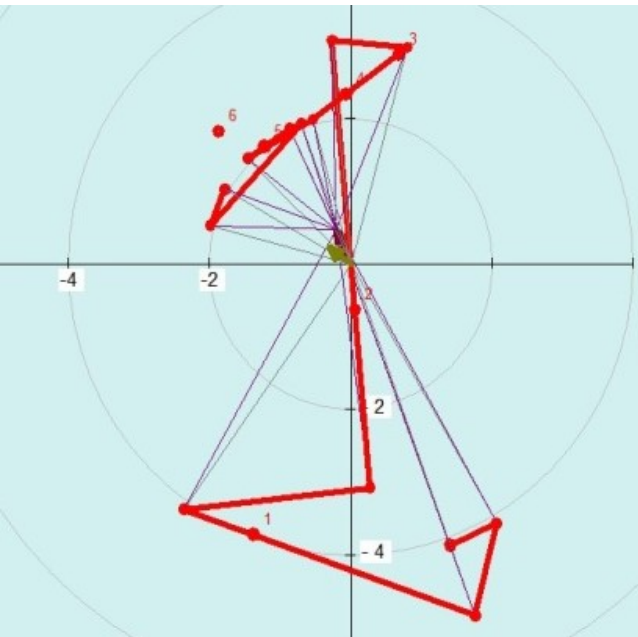


Рисунок 54 – Схема методу 30R75

Приклад прогнозу переміщення конвективного шторму за методом 30R75 в умовах яскраво вираженого повороту вітру наведений на рис. 55.

З рисунку видно, що рух шторму нехтовно малий, що зумовлюється недосконалістю методу через використання глобальної системи координат.



а)

Висота, м	Напрямок вітру, град	Швидкість вітру, м/с
0	340	4
251	333	4
697	358	5
1166	35	4
1659	334	3
2177	257	3
2728	175	3
3306	187	3
3927	177	3
4590	166	2
5309	155	2
6081	135	3

б)

Рисунок 55 – Прогноз напрямку руху конвективного шторму (ст. Шепетівка (33317) 12 СГЧ 04.05.2020) за методом 30R75 в умовах екстремального «правого» повороту вітру (а) та дані радіозондування про вітер (б)

Зеленою стрілкою показаний середній вітер шторму, коричневою – прогностичний напрямок його руху, червона ламана лінія – годограф вітру.

Метод Davies&Johns

Метод розроблений у 1993 році і застосовується, коли швидкість середнього вітру у шарі 0-6 км менше 15 м/с. Суть цього методу полягає у використанні методу 30R75 у наближенні 20R85 для зазначеного діапазону швидкостей. Наприклад, якщо швидкість середнього вітру становить 15 м/с або менше, то шторм відхилитиметься на 20° праворуч і рухатиметься зі швидкістю 13 м/с.

Цей метод покращує прогноз переміщення штормів в умовах слабкого вітру (наприклад, пізньою весною або влітку). Зазначимо, що цьому методу притаманні той же недолік, що і методу 30R75 стосовно випадків з вираженим правим поворотом вітру.

Метод Rasmussen&Blanchard

Цей метод був розроблений у 1998 р. і інколи позначається аббревіатурою RB98. Прогнозування за цим методом є досить простим і полягає у використанні вектору середнього вітру у шарі 0-4 км. На векторі середнього вітру від початку координат визначається точка X, відстань до якої становить 60% довжини вектору (вектор S_1). Далі від цієї точки на векторі проводиться перпендикуляр у протилежний від годографу бік. На цьому перпендикулярі відкладається вектор S_2 , початок якого знаходиться у точці X, а його довжина становить 8,6 м/с. Вектор, що з'єднує початок координат та кінець вектору S_2 , і буде вектором переміщення шторму (рис. 56). Цей метод є інваріантом Галілея і може використовуватися для будь-яких профілів вітру.

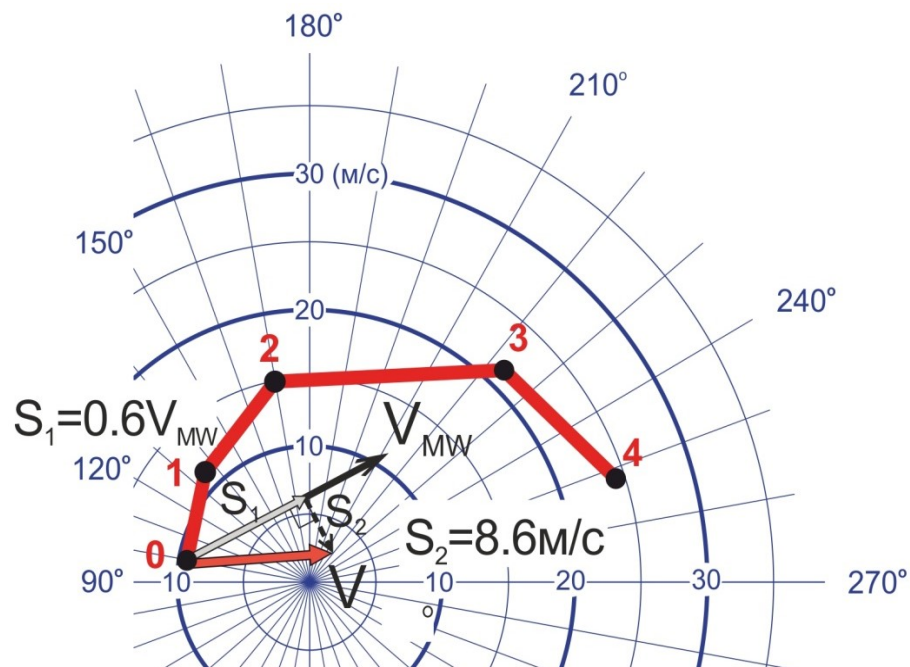


Рисунок 56 – Ілюстрація методу RB98

Метод внутрішньої динаміки Бункерса (метод ID Bunkers).

Метод прогнозування Бункерса, який прийшов на заміну методу 30R75 у 1998 році, набув поширення у наші дні у різних зразках програмного забезпечення та веб-сайтах метеорологічного призначення (наприклад,

RAOB, SHARPy). Як і метод *Rasmussen&Blanchard*, цей метод є інваріантом Галілея для штормового руху та може надавати надійні оцінки переміщення конвективного шторму навіть за умов нестандартних профілів вітру.

Метод Бункерса вирішує проблеми, які виникали у багатьох колишніх методах, що розраховували переміщення шторму відносно поверхні землі. Він схожий на гнучкий метод *Rasmussen&Blanchard*, але був розроблений за результатами аналізу більшої кількості годографів (45 проти 290) суперкомірок та використовує середній вектор вітру, що визначаються векторами зсуву, в той час коли *RB98* використовує лише вектор зсуву та величину його відхилення.

На першому етапі вектор середнього вітру розраховується для шару 0-6 км без урахування вагових коефіцієнтів (рис. 57). Це можна зробити вручну шляхом аналізу усіх даних у цьому шарі. Найкраще це зробити використовуючи рівні інтервали у 1 км. Після визначення параметрів вітру з цією дискретністю, ми, не звертаючи увагу на форму годографу і використовуючи лише ці точки, маємо знайти точку X , яка буде «центром мас» цього годографу.

Ця точка приймається за кінець вектору середнього вітру (V_{MW}).

На другому етапі визначають середній вітер для двох прошарків 0-0,5 км та 5,5-6,0 км. З'єднуючи кінці цих двох векторів отримують вектор зсуву $B-B'$, що відіграє роль базової лінії.

На третьому етапі прокреслюють перпендикуляр $P-P'$ через лінію $B-B'$, таким чином, щоб він пройшов через кінець вектору середнього вітру (V_{MW}). Вздовж цього перпендикуляру ($P-P'$) ліворуч та праворуч у масштабі бланку відкладають відрізки у 7,5 м/с, які позначатимуть потенційні лівий (V_{LM}) та правий (V_{RM}) напрямки руху шторму.

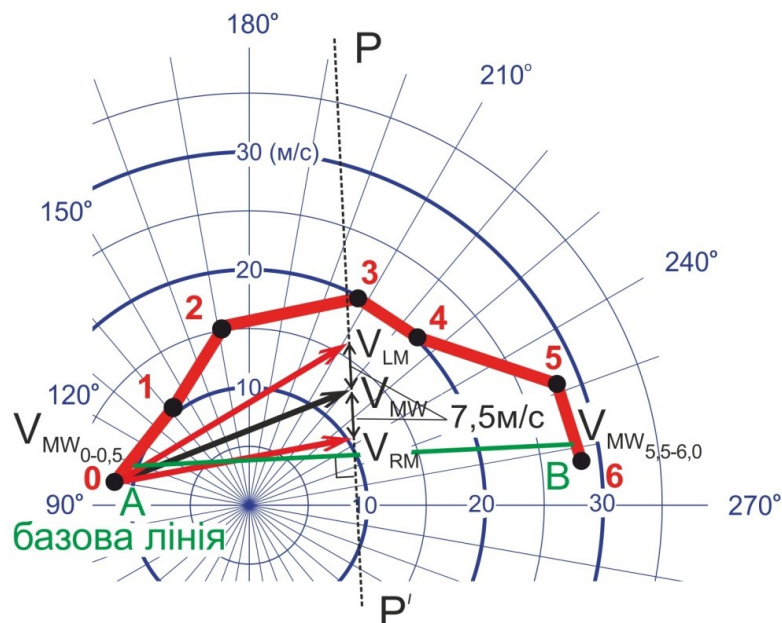


Рисунок 57 – Ілюстрація методу внутрішньої динаміки Бункерса (*ID Bunkers*) для визначення ліво- та правостороннього руху суперкомірок

Вектор середнього вітру дає базову оцінку переміщення шторму у випадках, коли у ГША формуються висхідні рухи, але динамічні ефекти та пов'язані з ними девіантні рухи відсутні всередині шторму. На початку дня, коли шторми не досягають поверхні землі, вони переміщуються у напрямку середнього вітру, але з більшою швидкістю, яка пов'язана з вітрами середніх та високих рівнів.

Вектор, який з'єднує початок координат з точкою V_{RM} і представляє собою правий вектор руху шторму (праворуч від середнього вітру), відповідає штормам, які формуються на низьких рівнях у припущенні, що на них впливають динамічні збурення тиску. Вважається, що сильні шторми мають саме такий напрямок руху, тому SRH та інші параметри розраховуються з використанням цього вектору. Варто наголосити, що шторм має формуватися у граничному шарі, у іншому випадку вектор V_{RM} не буде репрезентативним.

Вектор, який з'єднує початок координат з точкою V_{LM} і представляє собою лівий вектор руху шторму (ліворуч від середнього вітру), відповідає штормам, які дійсно виникають у певних випадках, але є слабкими та нетривалими.

Недолік методу Бункерса полягає у тому, що використовується шар 0-6 км, тому коректно прогнозується переміщення лише тих штормів, які формуються біля поверхні землі. І навпаки, цей метод погано враховує піднесені шторми.

В якості покращення оригінального методу був розроблений метод Бункерса з ефективним шаром. Відомо також, що сильні мезоциклони, які зумовлюються сильними осередками зсуву, можуть генерувати більші відхилення від середнього вітру, ніж визначені 7,5 м/с.

Слабкий потік на середньому рівні також може генерувати значний осередок холоду та скеровувати шторм у напрямку та зі швидкістю потоку на верхньому рівні.

Приклад прогнозу переміщення конвективного шторму за методом Бункерса (а) та його фактичне переміщення (б) наведені на рис. 58.

Як зазначалося вище, метод Бункерса долає недолік, притаманний методу 30R75, забезпечуючи ефективніший прогноз напрямку руху конвективного шторму в умовах екстремально «правих» поворотів вітру (рис. 59).

Якщо розглядати питання впливу вертикального профілю вітру на еволюцію грозових штормів, то можна зазначити, що для прямих годографів (рис. 60а) правий та лівий суперкомірки при їх русі буде властива приблизно однакова інтенсивність.

Годографи, які вигинаються за годинниковою стрілкою (рис. 60б) сприяють розвиткові інтенсивності суперкомірок з «правим» вектором руху.

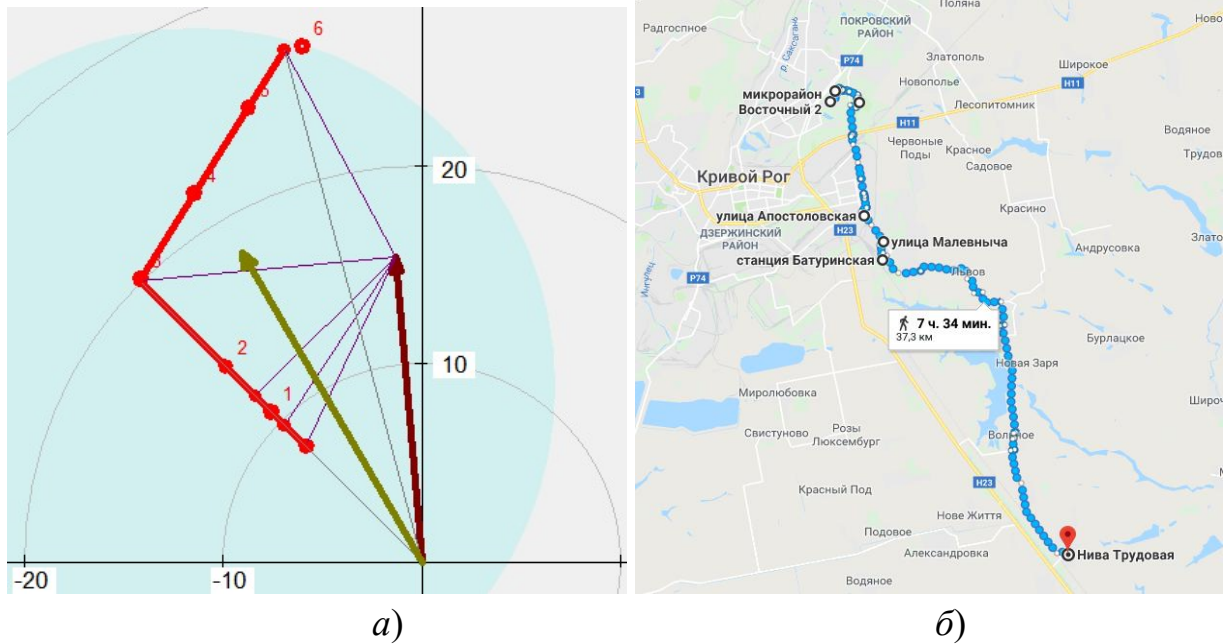


Рисунок 58 – Приклад прогнозу переміщення конвективного шторму за методом Бункерса (*ID Bunkers*) на ст. Кривий Ріг (а) та фактичне переміщення пов'язаного з ним торнадо (б) (за даними радіозондування ст. Кривий Ріг (33791)12 СГЧ 28.07.2017 р.)

Зеленою стрілкою показаний середній вектор шторму V_{MW} , коричневою – вектор прогностичного напрямку переміщення шторму.

Шторм, який при такому годографі рухається ліворуч, часто деградує.

Годографи, які вигинаються проти годинникової стрілки (рис. 60в) сприяють розвитку «лівих» суперкомірок, а правосторонні шторми будуть розсіюватися.

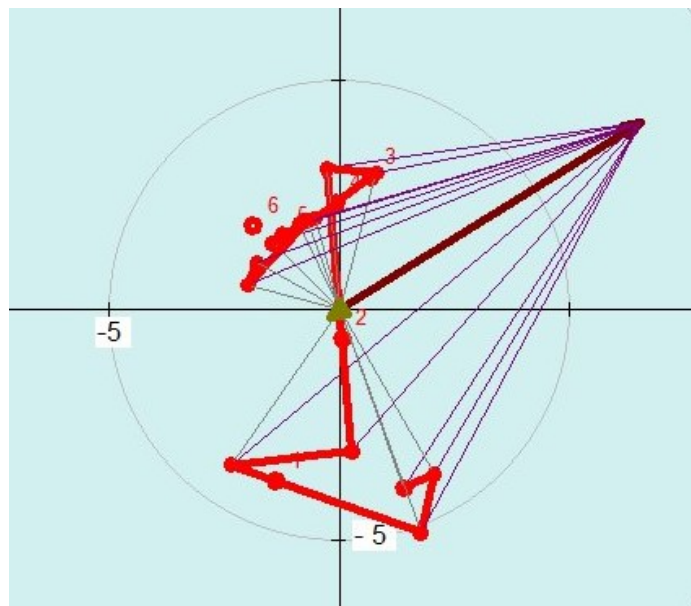


Рисунок 59 – Те ж, що й на рис. 55, але з використанням методу внутрішньої динаміки Бункерса (*ID Bunkers*)

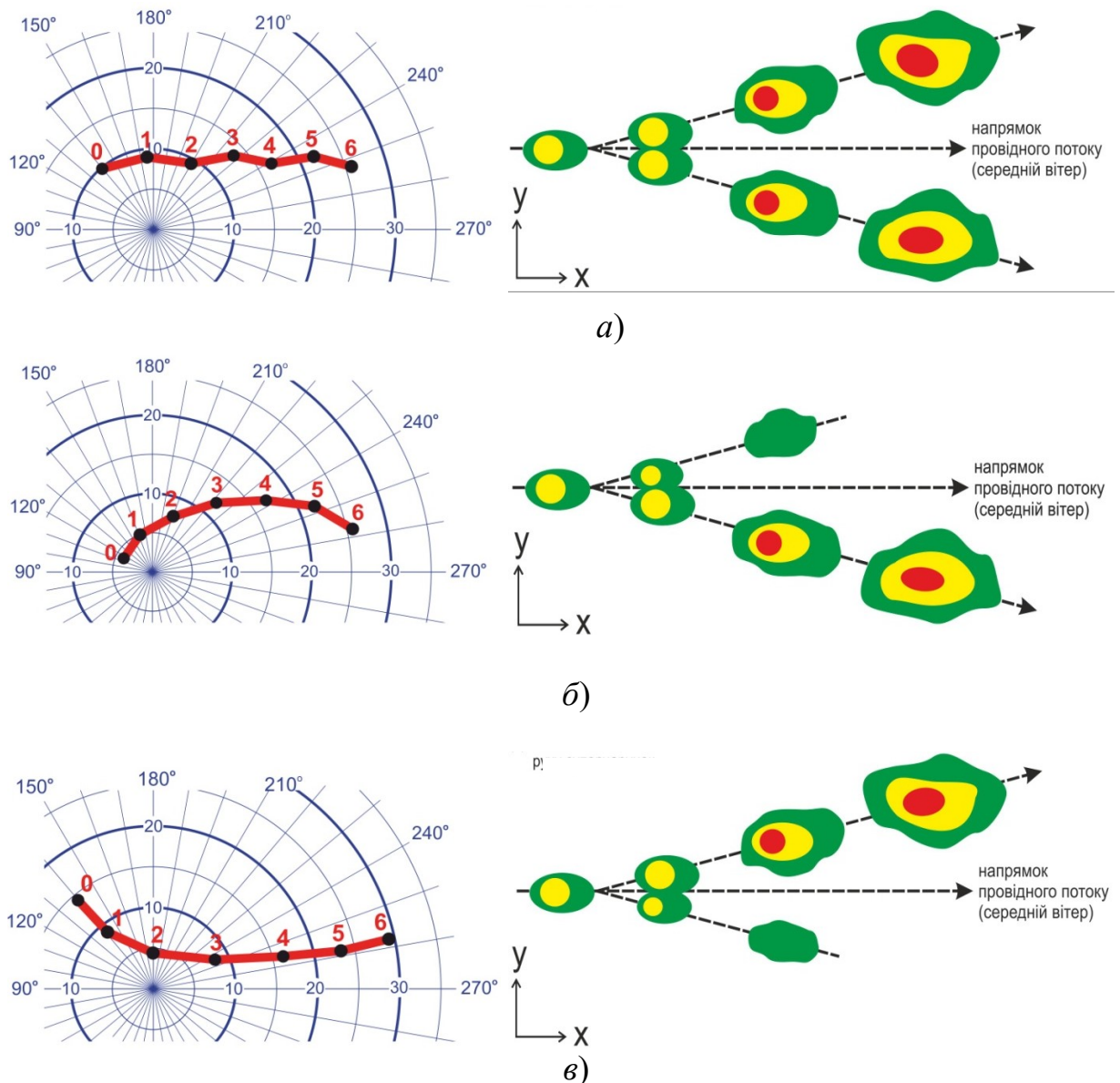


Рисунок 60 – Схема радарної луни за послідовні строки у часі (зліва направо) для [9]:

- а) комірок, що рухаються симетрично;
- б) комірок, що рухаються переважно праворуч;
- в) комірок, що рухаються переважно ліворуч.

Напрямок провідного потоку співпадає з напрямком «нормального» вітру.

Графічне зображення відносної спіральності шторму представлено на рис. 61, з якого видно, що її мірою є площа сегментів, які утворюються кінцем вектору руху шторму та точками на годографі вітру, що позначають межі шару, для якого визначається індекс *SRH*.

Як зазначалося, правий поворот вітру сприяє збільшенню відносної спіральності шторму, який рухається за «правим» вектором V_{RM} , що наочно продемонстровано на рис. 61а, де площа сегменту між кінцем вектора V_{RM} та точками, що позначають висоти 0 та 3 км більше, ніж аналогічна площа між вектором V_{LM} та цими ж висотами (рис. 61б).

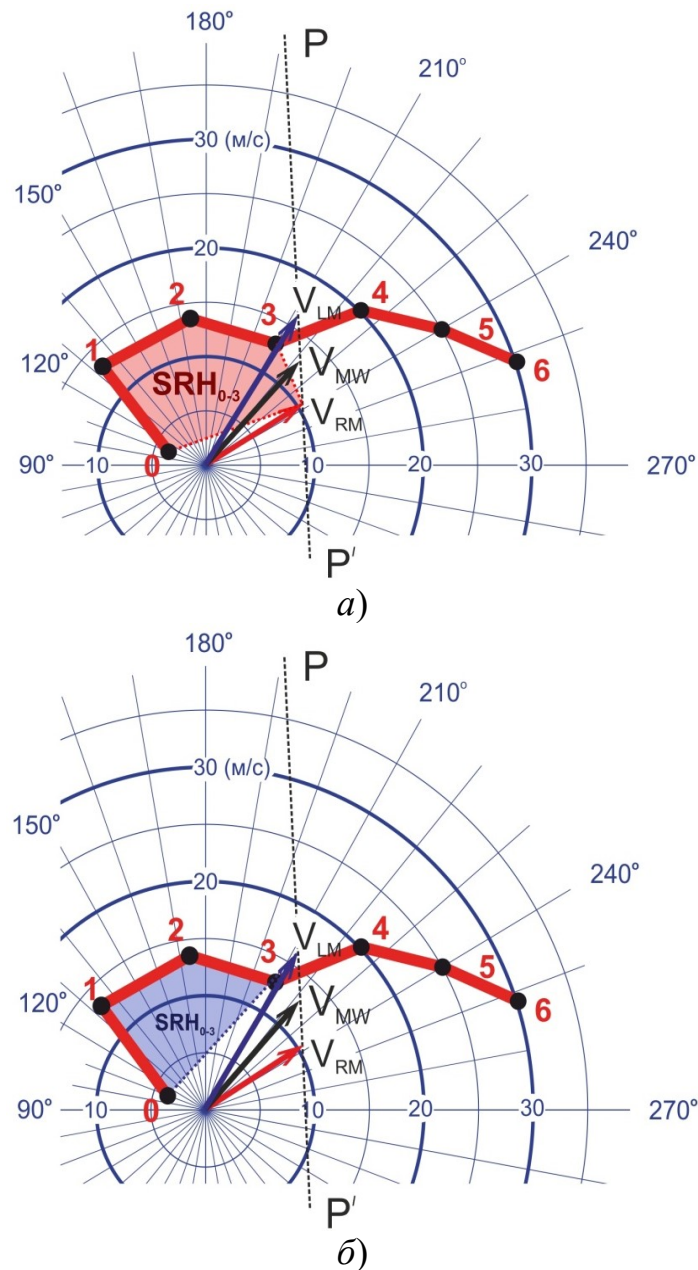


Рисунок 61 – Графічне зображення відносної спіральності шторму SRH_{0-3} для право- (а) та лівостороннього (б) руху суперкомірок

Показано, що затушована площа, яка характеризує величину спіральності шторму, для одного й того ж годографу є більшою при правосторонньому русі суперкомірки, що зумовлюватиме посилення інтенсивності шторму.

Така оцінка є репрезентативною лише для місця запуску радіозонду, оскільки поле вітру суттєво змінюється у різних частинах шторму. Інші дані (наприклад, радарні) можуть використовуватися для корегування або налаштування даних радіозондування.

Отже, суперкоміркові грози, як правило, не рухаються за напрямком середнього вітру і з його швидкістю.

Методи, які ми розглянули, доцільно застосовувати для прогнозу переміщення штормів, які ще не сформувалися. Щойно вони сформуються,

доцільніше для прогнозу їх переміщення використовувати радарні та супутникові дані.

Питання для самоперевірки:

1. Що називається годографом вітру?
2. Яка система координат нанесена на векторній діаграмі, що застосовується для побудови годографу вітру?
3. З якою метою будується годограф вітру?
4. Дайте визначення локального, середнього та загального зсувів вітру у шарі.
5. Як проводиться інтерполяція параметрів вітру у шарі 0-6 км по рівновіддаленим шарам?
6. Яким чином розраховується середній вітер шторму (аналітично і графічно)?
7. За якими формулами визначається середній вектор зсуву у шарі?
8. Чому однонаправлений зсув вітру є несприятливим для утворення суперкоміркового шторму? Доведіть графічно.
9. Чому однонаправлений зсув вітру є сприятливим для утворення мультикоміркового шторму?
10. У чому полягає сутність методу 30R75? Який його різновид застосовується для конвективних штормів, що рухаються з малою швидкістю?
11. Які недоліки притаманні методу 30R75? Чим вони зумовлені?
12. У чому полягає сутність методу RB98? За рахунок чого він долає недоліки, притаманні методу 30R75?
13. У чому полягає сутність методу Бункерса?
14. У яких випадках метод Бункерса є малоефективним? Чому?
15. Охарактеризуйте вплив напрямку руху шторму та кривизни годографу на величину індексу *SRH*.
16. Яка форма годографа є сприятливою для утворення суперкоміркового шторму? У яких випадках ця умова порушується? Чому?

2.4 Прогноз граду

2.4.1 Формування граду

Явище випадіння на землю кристалів льоду під час інтенсивної грози, що мають неправильну кулькподібну форму діаметром більше 5 мм, називається *градом*.

Більшість градин має діаметр від 0,5 до 1,5 см, причому близько 25% з них більше 1,5 см. Досить рідко град називають гігантським (великим), якщо діаметр градин становить від 1,9 до 5 см. Градини діаметром ≥ 5 см називаються величезним градом.

У процесі утворення граду можна виділити 2 послідовних стадії: стадію зародження та росту.

Стадія зародження

В області середнього рівня грозової хмари, у діапазоні температур від 0 до -40°C , існують умови для підтримання багатьох форм води: льодяних кристалів, переохолодженої води, агрегатів льодяних кристалів, гранул, крапель дощу, льодяної крупи тощо. Усі ці частинки є «кандидатами» на перетворення у ембріон градини, головними ж «кандидатами» є кристали і гранули льоду (діаметром <5 мм).

Наявність потужного висхідного потоку генерує великі маси переохолодженої води у зоні, розташованій між 0° та -40°C ізотермами. Коли крапля води зіштовхується з будь-якою з вищезазначених форм льоду, вона негайно замерзає. Це зумовлює появу несферичної частинки – граупелю (graupel).

На етапі утворення ембріон настільки малий, що може легко переноситися всередину ковадла і за межі грозової хмари, оскільки типові швидкості висхідних потоків знаходяться у межах від 10 до 50 м/с.

Переважає більшість з цих потенціальних ембріонів покидають межі грозової хмари саме так і, відповідно, не можуть вирости до розміру градини. Менша частина ембріонів, які ініціюють зростання граду, формуються у місцях, звідки вони вже не викидаються штормом. Це такі місця як:

- 1) поза межами головного висхідного потоку збоку потужно-купчастої хмари чи в інших менш інтенсивних висхідних потоках, які називаються комірками, що підживлюють конвекцію;
- 2) у вихорі збоку головного висхідного потоку;
- 3) в частині основного висхідного потоку, який нахиляється у верхній частині;
- 4) на ранніх етапах еволюції грози, коли головний висхідний потік ще слабкий.

Незалежно від того, як формуються ембріони, вважається, що вони потім змістяться або потраплять у головний висхідний потік ще раз.

Стадія росту

Зародок граду є великою замороженою частинкою дощової краплі або граупелем, які досить важкі і падають з іншою швидкістю, ніж краплі у оточуючому їх хмарному просторі. Вони служать ядром градини. Як ми можемо змусити його зростати?

Разом з усіма звичними (неградовими) опадами, такий ембріон піднімається висхідним потоком як зростаюча хмарна крапля чи льодяний кристал і зрештою стає досить великим через процеси коагуляції з великими переохолодженими краплями, які тепліші, ніж -25°C , що спричиняє його падіння вниз.

За допомогою експериментальних даних встановлено, що в купчасто-дощовій хмарі спостерігається наростання вертикальної складової швидкості повітряного потоку з висотою і ця швидкість сягає свого максимуму приблизно в середній частині хмари.

Такий розподіл швидкості висхідного потоку в конвективній хмарі створює умови для утворення зони, в якій спостерігається накопичення великих (твердих і рідких) крапельних часток. Ця зона називається зоною акумуляції. Розташовується вона над рівнем, де швидкість конвективного потоку сягає максимального значення.

Градини ростуть в зоні акумуляції лише у тому випадку, коли ця зона розташовується вище висоти розташування ізотерми 0°C . Ріст градин залежить від температури навколишнього повітря і вогдості хмари в зоні акумуляції.

Під час цього другого потрапляння у висхідний потік градина зростає. Навіть якщо спочатку зародок піднімається у висхідному потоці, оточуючі його менші переохолоджені краплі зростають швидше (через те, що швидкість їх падіння є меншою) і зіштовхуються з ембріоном. При максимальній швидкості висхідного потоку $w_{max} > 10$ м/с, він може підтримувати градини радіусом $R = 0,5$ см. Через це рясні переохолоджені краплі хмари формують градини на висотах, де температура повітря знаходиться у межах діапазону від -10° до -30°C . Найбільше зростання відбувається доти, доки градини «плавають» у висхідному потоці, і дрейфують відносно нього по горизонталі, де температура знаходиться у межах діапазону від -15 до -20°C .

Градини, які утворюються у області склепіння висхідного потоку суперкомірки, стають настільки важкими, що більшість з них падає безпосередньо поруч з ним (рис. 62).

Найбільший град зазвичай спостерігається на північ від мезоциклону суперкомірки. Низхідний потік у тилової частині також може бути областю випадіння граду.

У зоні висхідного потоку може спостерігатися відносно низький вміст води, переохолоджені краплі хмари можуть замерзати майже миттєво, коли вони зіштовхуються з градинами, захопленими повітрям у простір між замороженими краплями. Це призводить до появи пористого, крихкого, білого шару навколо градини.

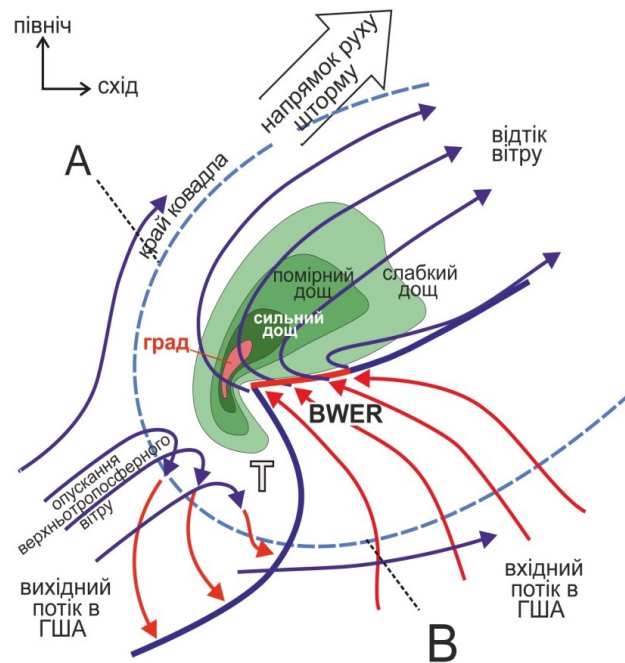


Рисунок 62 – Схема класичної суперкомірки. Вітри нижніх рівнів показані червоними стрілками, верхніх рівнів – синіми, а зони підняття (опускання) повітря – пунктирними. Літерою «Т» позначене місце можливого утворення торнадо. Затушовані області ідентифікують зони опадів різної інтенсивності та граду [9]

В інших частинах висхідного потоку, де спостерігається більший вміст води, вона обтікає градини і замерзає повільніше, в результаті чого утворюється твердіший і прозоріший шар льоду. Результатом є утворення градин з 2-4 видимими шарами навколо ембріону (якщо градину розрізати навпіл, як показано на рис. 63), хоча більшість градин малі і мають лише один шар.

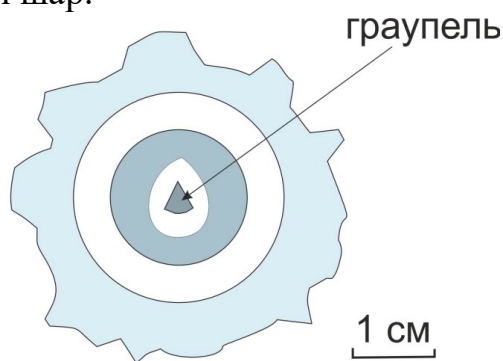


Рисунок 63 – Розріз через градину, що демонструє граупель ембріону, оточений чотирма шарами прозорого льоду (сіра заливка) і пористого (білого) льоду, які перемежаються

Гігантський град може мати більше чотирьох шарів. Коли град виростає і стає важчим, його швидкість збільшується і врешті перевершує швидкість висхідного потоку у грозовій хмарі. В цій точці він починає падати, все ще зростаючи на шляху вниз через зіткнення з переохладженими хмарними краплями. Після того, як він потрапляє у тепліше повітря на нижніх рівнях, він починає танути. Майже все сильні грози мають невеликі градини, але більшість з них розтають у великі дощові краплі, перш ніж досягти поверхні землі.

Загалом, режим росту градин залежно від водності хмари в зоні акумуляції може бути вологим або сухим. Найнебезпечніше зростання градин відбувається у вологому режимі, коли певна кількість води не встигає повністю замерзати на градині, яка, внаслідок цього, набуває губчастої будови. У сухому режимі замерзання утворюються переважно снігова крупа і сніг.

Лише більші градини (з більшою замороженою масою і більшими швидкостями падіння через тепле повітря) досягають землі у вигляді граду з діаметром більше 5 мм.

Отже, підсумовуючи вище викладене, ми можемо сформулювати чотири головні умови для утворення граду:

- 1) наявність інтенсивного висхідного потоку;
- 2) великі зони переохолодженої води у висхідному потоці;
- 3) тривале перебування ембріонів граду у висхідному потоці;
- 4) повільне танення граду при його падінні.

2.4.2 Способи і методи прогнозу граду

Прогноз граду, як і решти конвективних явищ, має велике значення для забезпечення безпеки польотів авіації. Особливо небезпечним є крупний град на етапі польоту літального апарату. Потраплення літака у зону граду найімовірніше зумовить пошкодження обшивки передньої кромки крила та стабілізатора.

Прогноз граду розробляється разом з прогнозом інших конвективних явищ (злив, гроз тощо), його випадіння переважно спостерігається при проходженні холодних фронтів з хвилями, на фоні значних контрастів температури, вторинних холодних фронтів та добре виражених холодних фронтів оклюзії.

Прогноз граду є порівняно маловивченою темою. Головна проблема міститься у нездатності безпосередньо спостерігати частинки граду у конвективній хмарі, а також слабе розуміння процесів взаємодії чотирьох головних компонентів необхідних для формування граду. Крім того, на точність прогнозу граду накладає відбиток слабка кореляція діагностичних параметрів з фактичними розмірами градин. Певні сподівання покладаються на поляриметричні методи спостережень, які дозволяють розділяти області штормів за типами частинок.

Прогнозування потенціалу великого граду напряду пов'язано з прогнозуванням максимальної швидкості висхідного потоку під час грози, тому що лише потужні висхідні потоки можуть компенсувати швидкості падіння більш важких градин, утримуючи їх на висоті (рис. 64).

CAPE є важливим параметром для прогнозування швидкості висхідного потоку, як це показано у рівняннях

$$w_{\max} = \sqrt{2 \cdot CAPE};$$

$$w_{\max \text{ likely}} = \frac{w_{\max}}{2}.$$

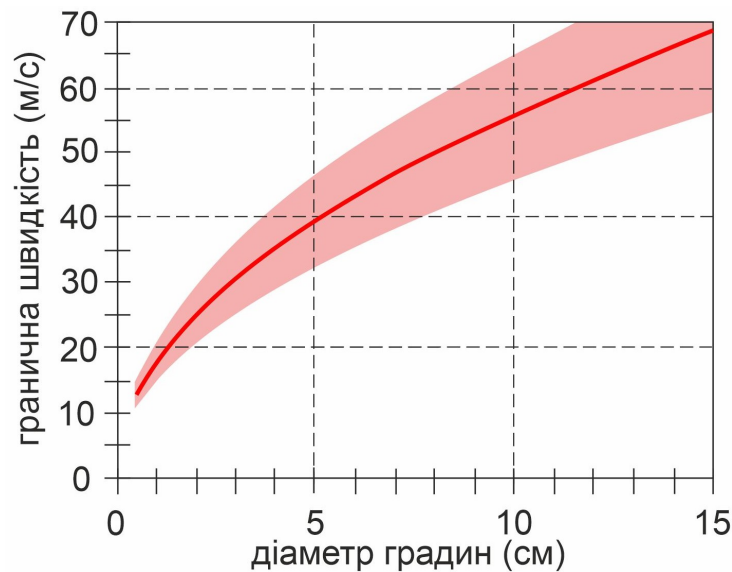


Рисунок 64 – Гранична швидкість падіння градин у повітрі з тиском 500 гПа і густиною повітря $\rho = 0,69 \text{ кг/м}^3$

Крім того, оскільки для утворення граду необхідно 40-60 хвилин (включаючи утворення як ембріонів, так і граду), то великий град буде можливим лише з довготривалих гроз, прикладом яких є суперкомірки з відносно стійкими організованими висхідними потоками, що можуть існувати тільки в умовах наявності відповідного зсуву вітру.

Проте, навіть якщо усі умови дотримані, град не гарантовано. Національний прогностичний центр у Північній Америці, наприклад, не видає конкретний час випадіння граду, але включає у прогноз град як можливе явище під час грози і попереджує про нього. У якості додаткового матеріалу, синоптики інколи користуються прогностичними картами частин *CAPE* між висотами, де температура повітря знаходиться у межах $-30 \leq T \leq -10^\circ\text{C}$, так, як показано на рис. 65.

Великі значення *CAPE* у цій частині (400 Дж/кг і вище) пов'язані з швидким зростанням граду. За допомогою комп'ютера легко вираховується ця частина *CAPE* за даними радіозондування і наноситься на карту. Град може утворитися лише у тих областях високих значень *CAPE*, де грози фактично спостерігаються.

Кarti висоти рівня замерзання і зсуву вітру у шарі 0-6 км також використовуються для прогнозу граду. Кількість граду, яка досягне землі, буде збільшуватись, якщо рівень замерзання розташований на меншій висоті. Зсув вітру забезпечує більш тривале існування висхідних потоків у суперкомірках, які зумовлюють зростання градин.

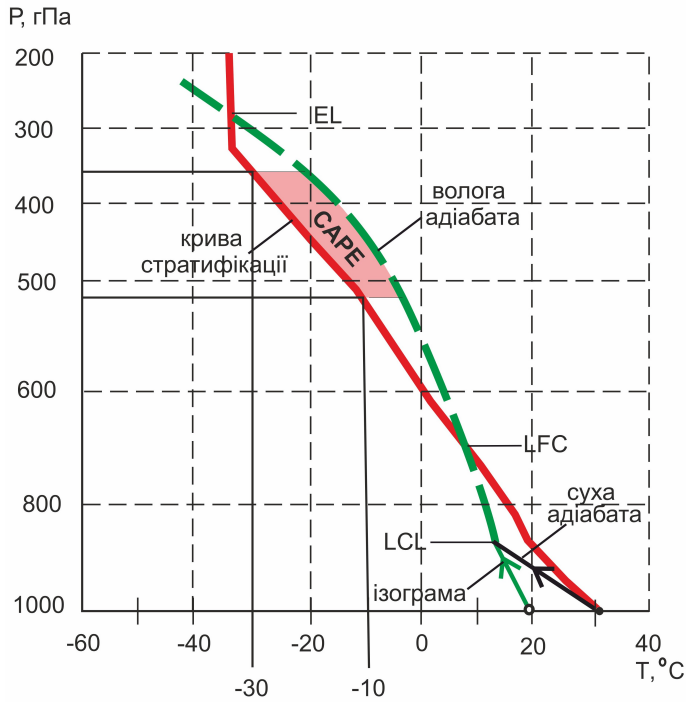


Рисунок 65 – Червоною заливкою показана частина *CAPE* між висотами з температурою у межах $-30 \leq T \leq -10^\circ\text{C}$. Збільшення цієї області вказує на збільшення імовірності граду

На рис. 66 наведені дані радіозондування (а) та розрахунку індексу *CAPE* (б) під час утворення граду, з яких видно, що величина енергії нестійкості між ізотермами -30°C та -10°C перевищує критеріальне значення.

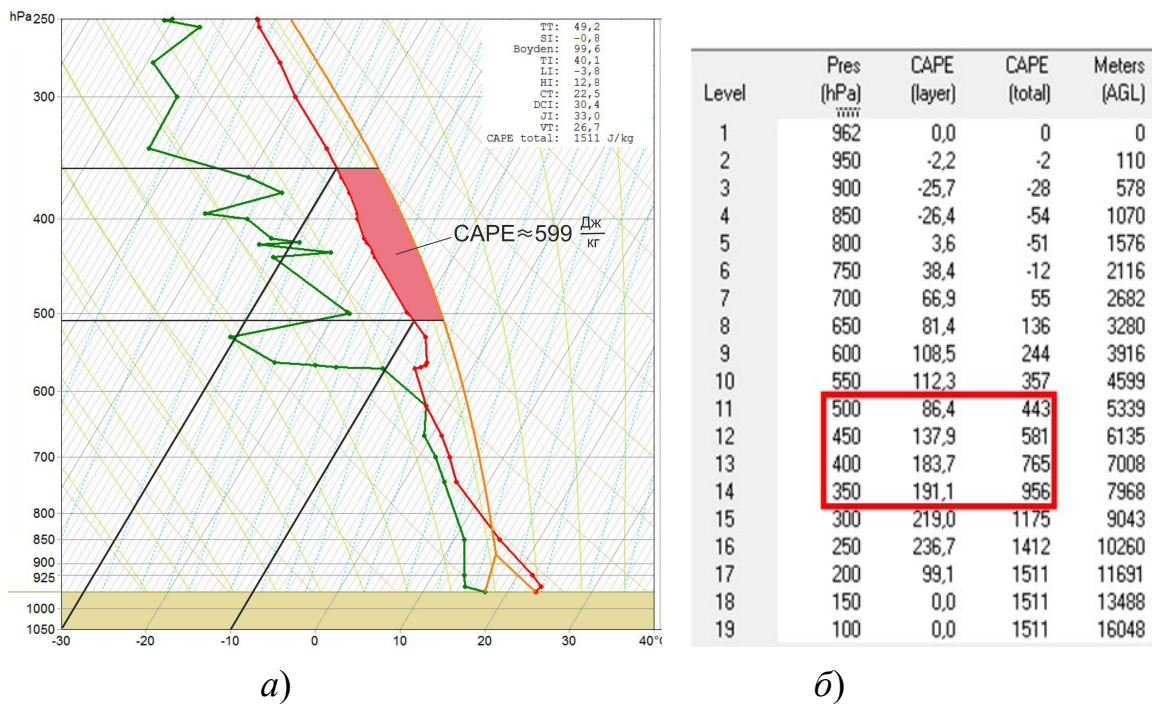


Рисунок 66 – Дані радіозондування (а) та розрахунку індексу *CAPE* у шарі між ізотермами -30°C та -10°C на ст. Кюммерсбрюк (10771) 15 СГЧ 10.06.2018 р. при утворенні граду

Тривають дослідження, спрямовані на створення єдиного методу прогнозу граду, що поєднував би багато предикторів, що сприяють його утворенню. Одним з прикладів є параметр *SHIP*

$$SHIP = \frac{MUCAPE \cdot r_{MUP} \cdot \gamma_{700-500} \cdot (-T_{500}) \cdot \beta_{TSM 0-6 \text{ км}}}{a},$$

де r_{MUP} – коефіцієнт змішування водяної пари (г/кг) найбільш нестійкої повітряної частинки;

$\gamma_{700-500}$ – вертикальний градієнт температури у шарі 700-500 гПа;

T_{500} – температура на рівні 500 гПа;

$\beta_{TSM 0-6 \text{ км}}$ – величина загального зсуву вітру у шарі 0-6 км;

$a = 44 \cdot 10^6$ – емпіричний коефіцієнт з розмірністю аналогічній розмірності чисельника, щоб залишити параметр *SHIP* безрозмірним.

Типові межі змінюваності цього параметру від 0 до 4. Якщо $SHIP > 1$, то передштормове середовище сприяє розвитку граду з розмірами ≥ 5 см. Значення параметру можуть наноситися на карти з подальшим проведенням ізоліній і виявленням найбільш імовірних осередків утворення граду.

Наукастинг (прогнозування від 1 до 30 хвилин) великого граду забезпечують метеорологічні радары, за допомогою яких одержані такі висновки:

- великі градини мають велику відбивну здатність (від 60 до 70 дБ) порівняно з відбивною здатністю дощу (до 50 дБ). Деякі радарні алгоритми діагностують град на висотах, де температура нижче нуля (≥ 40 дБ) та на висотах вище -20°C (≥ 50 дБ);

- доплерівські швидкості можуть показати факт організації конвективного шторму як суперкомірки, яка з більшою імовірністю буде зумовлювати утворення граду;

- поляриметричні методи дозволяють відрізнити радарне відлуння граду від луни дощу або дрібніших льодяних частинок;

- у деяких випадках висхідні потоки у суперкомірках є настільки сильними, що хмарні краплі, які в них містяться, дуже малі і формують слабку (< 25 дБ) радарну відбиваність. Це призводить до появи області слабкої луни (Weak Echo Region (WER)) на дисплеї радару. Іноді область WER оточена зверху і з боків високими значеннями радарної луни, що окреслює її і називається областю слабкої луни. Це свідчить про можливість утворення дуже великого граду, тому що ембріони, які падають з області над зсувом вітру, яка обмежує зону опадів, можуть знову потрапити у висхідний потік, що сприяє ефективному утворенню граду (рис. 67).

Розглянемо спосіб прогнозу граду на поточний день Н.М. Глушкової, який дозволяє прогнозувати не лише випадання граду, але й розмір градин біля поверхні землі.

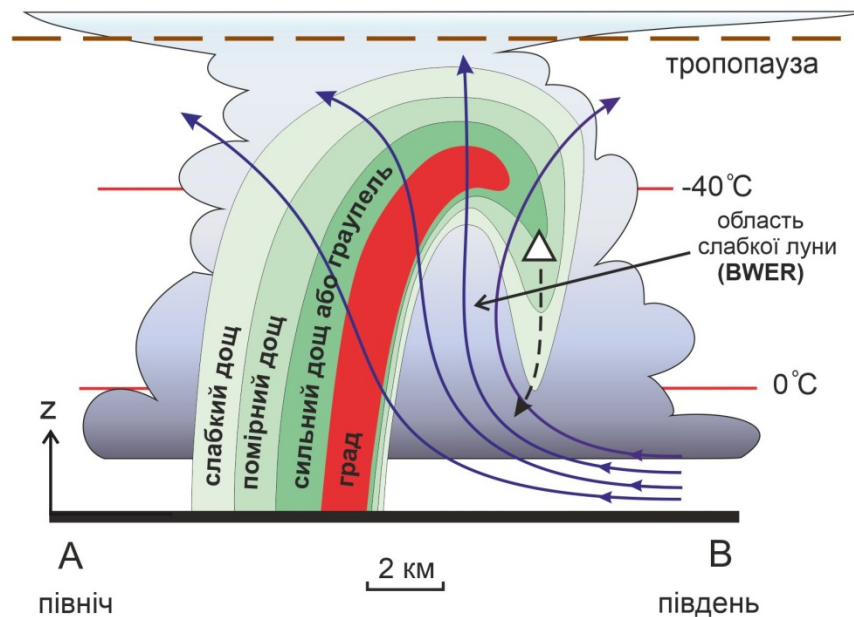


Рисунок 67 – Вертикальний розріз через класичний суперкомірковий шторм [9]

Тонкі пунктирні лінії показують видиму частину хмари. Затушовані області ідентифікують інтенсивність опадів, як показує радар. BWER (Boundary Weak Echo Region) – межі області слабкої луни з переохолодженими хмарними краплями. Білим трикутником показані гранули в області над зсувом вітру у штормі, які можуть падати (пунктирна лінія зі стрілкою) і знову потрапляти у висхідний потік як ембріони граду. Товстою пунктирною лінією показана нижня межа тропопаузи, товстими суцільними лініями показані ізотерми. Вигнуті суцільні чорні лінії позначають потоки повітря.

У цьому способі прогнозу крива стану будується уздовж вологої адіабати догори, починаючи з точки, що відповідає висоті рівня конденсації, але узятій на самій кривій стратифікації.

За даними радіозондування атмосфери визначаються наступні параметри:

p_1 – тиск на рівні конденсації;

p_2 – тиск на верхній межі вологонестійкого шару, в якому $\gamma \geq \gamma_{ва}$ (якщо шари з $\gamma \geq \gamma_{ва}$ чергуються з шарами $\gamma < \gamma_{ва}$, то береться верхній шар, в якому $\gamma \geq \gamma_{ва}$, а за їх відсутності – нижній шар, в якому $\gamma \geq \gamma_{ва}$);

$\Delta T_{w_{max}}$ – відхилення кривої стану від кривої стратифікації на тому ж рівні;

$T_{w_{max}}$ – температура на верхній межі вологонестійкого шару на кривій стану; H_0 – висота рівня ізотерми 0°C .

За значеннями p_1 и p_2 визначається величина $\lg p_1/p_2$, а потім, за значеннями $\Delta T_{w_{max}}$ та $\lg p_1/p_2$, за графіком (рис. 68) визначається максимальна швидкість конвективного потоку у хмарі w_{max} .

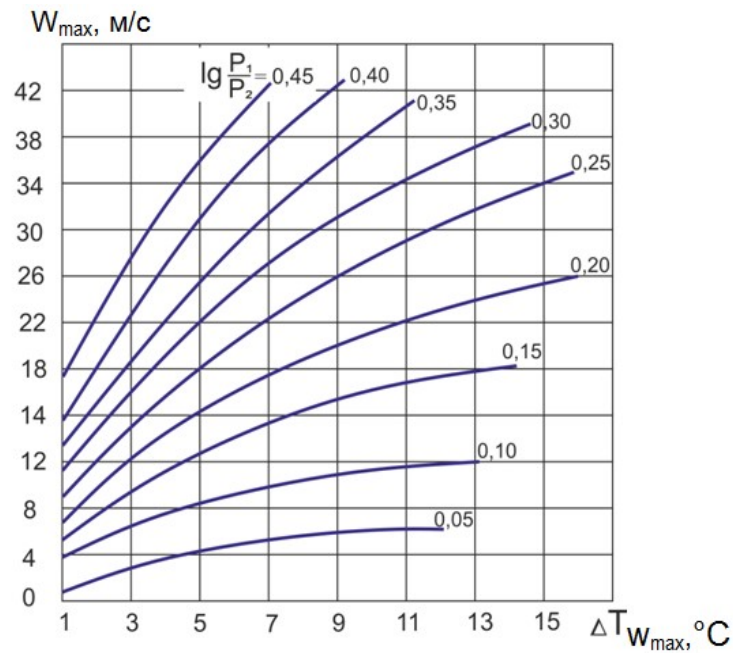


Рисунок 68 – До визначення максимальної швидкості конвективного потоку w_{max} у хмарі

Потім за значеннями w_{max} та $T_{w_{max}}$ за графіком (рис. 69) визначається можливість утворення граду у хмарі.

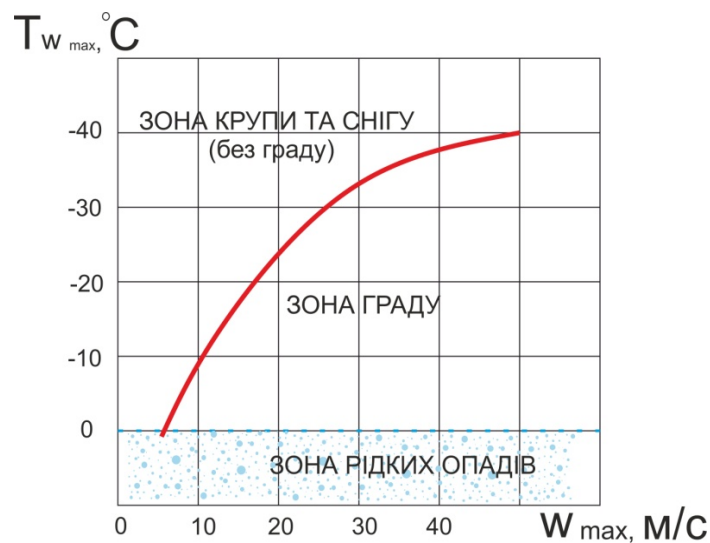


Рисунок 69 – До визначення можливості утворення граду залежно від максимальної швидкості висхідного потоку w_{max} та температури повітря $T_{w_{max}}$ на цьому ж рівні

Розмір градин, що випадають, визначається за значеннями w_{max} та H_0 за графіком (рис. 70).

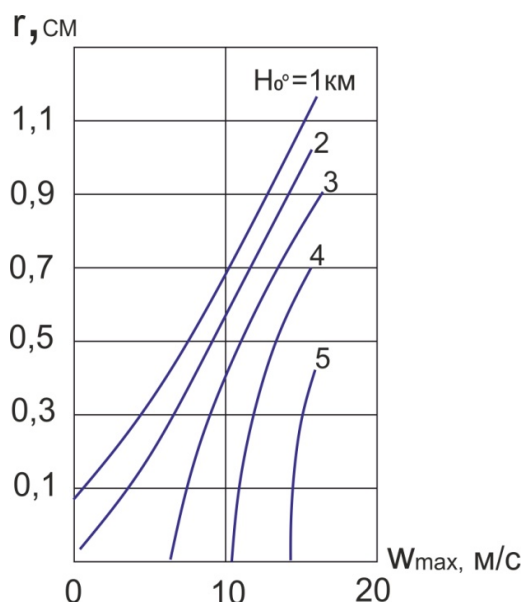


Рисунок 70 – Графік для визначення розміру градин з урахуванням їх танення

Випадіння граду варто прогнозувати також і у тих випадках, коли $H_0 < 2,5$ км, а точка, що визначається координатами w_{max} і $T_{w_{max}}$, на графіку (рис. 69) потрапляє у зону крупи і снігу.

Питання для самоперевірки:

1. Як класифікується град?
2. Охарактеризуйте стадії формування граду.
3. Перелічіть головні умови утворення граду.
4. Що таке зона акумуляції і де вона розташовується? Від яких факторів залежить зростання градин в зоні акумуляції?
5. Яка форма організації конвективного шторму є найбільш сприятливою для утворення граду? Чому?
6. Які індекси використовуються для прогнозу граду?
7. Чим характеризується область слабкої луни (WER) і ознакою чого вона є?
8. Яким чином для прогнозу граду застосовується індекс *CAPE*?
9. У чому полягає метод Н.М. Глушкової для прогнозу граду?
10. Як швидкість висхідних конвективних рухів впливає на ймовірність утворення граду?

2.5 Прогноз шквалів

2.5.1 Класифікація шквалів і механізми їх утворення

Шквал — це короткочасне посилення (на 8 м/с і більше) швидкості вітру до значень, які набагато перевищують швидкість градієнтного вітру з тривалістю не менше 1 хвилини.

Шквали є одним з проявів інтенсивної конвективної діяльності і представляють собою особливо небезпечне для авіації явище погоди. Зазвичай шквали супроводжуються сильними зливами і градом. Швидкість вітру при цьому сягає руйнівної сили, що виключає можливість зльоту і посадки літальних апаратів, а також становить загрозу цілісності авіаційної техніки і аеродромного обладнання на землі.

Швидкість вітру при шквалах змінюється у широких межах, проте аналіз їх максимальної швидкості біля поверхні землі дозволяє запропонувати таку класифікацію:

- *слабкі* шквали – швидкість вітру до 20 м/с;
- *помірні* шквали – швидкість вітру від 20 до 25 м/с;
- *сильні* шквали – швидкість вітру від 25 до 30 м/с;
- *особливо сильні* шквали – швидкість вітру понад 30 м/с.

Залежно від синоптичних умов, при яких виникають і розвиваються шквали, виділяють *внутрішньомасові* (близько 25% випадків) і *фронтальні* (близько 75% випадків) шквали.

Варто зауважити, що шквали є явищем локальним і тому наявна мережа станцій реєструє лише від 5 до 10% шквалів від загальної їх кількості.

Одним з типів мезомасштабних конвективних систем є лінія шквалів, де має місце такий тригерний механізм, як лінія холодного фронту (суха лінія або фронт поривчастості). Він зумовлює багато сусідніх гроз, які зливаються у довгу вузьку лінію (рис. 71), тобто шквальну лінію можна представити як будь-яку лінію конвективних комірок.

Лінія шквалів може мати довжину у сотні і навіть тисячу кілометрів, її ширина становить від 15 до 400 км. Таким чином, їх чітко визначених розмірів немає. Тривалість існування ліній шквалів становить від кількох годин до кількох діб, якщо має місце безперервний тригерінг за рахунок руху фронту. При цьому варто зауважити, що мали місце випадки, коли лінія шквалів складалася з серії суперкомірок.

Шторми шквальних ліній можуть зумовлювати грозу, град, руйнівні вітри і смерчі (хоча смерчі будуть слабшими тих, що зумовлені суперкомірками).

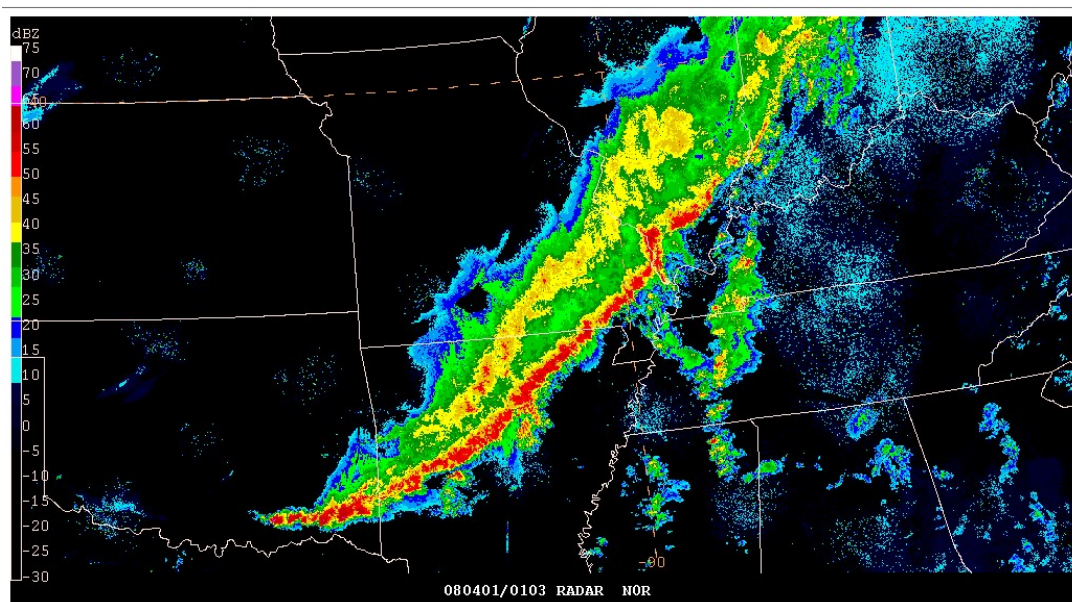


Рисунок 71 – Знімок радарної відбиваності лінії шквалів над територією США 31.03.2008 р. Червоні осередки позначають області зі значеннями радіолокаційної відбиваності $> 50\text{dBZ}$

На рис. 72 показані характеристики потоку на вертикальному розрізі атмосфери, який орієнтований перпендикулярно до вісі лінії шквалів.

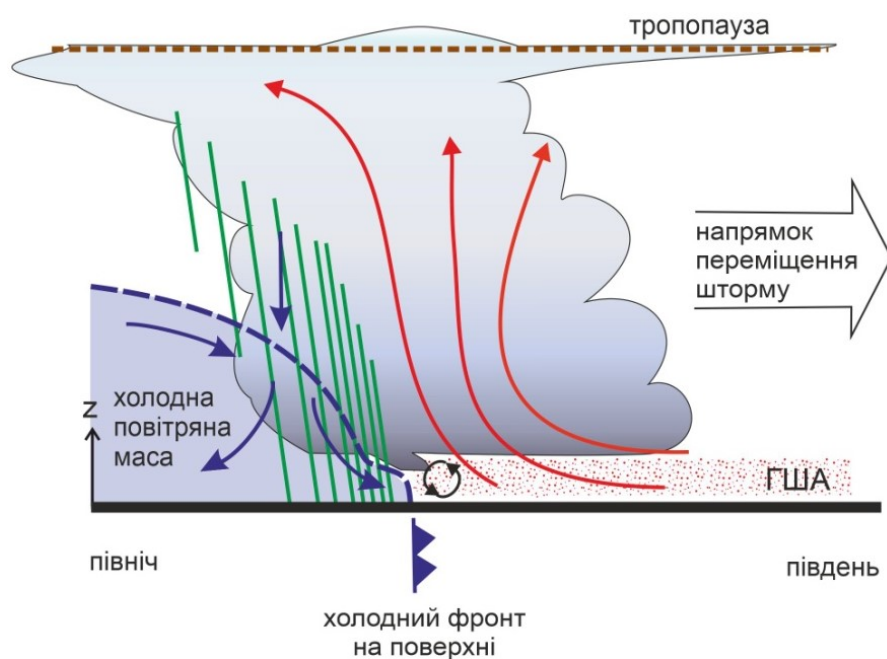


Рисунок 72 – Вертикальний розріз через лінію шквалів грози, де тригером виступає холодний фронт. Повітря ГША перед фронтом є теплим і вологим, повітря за фронтом – холодне і сухе

Зсув вітру вздовж фронту дозволяє грозовим хмарам залишатися у розвинутій стадії впродовж життєвого циклу лінії шквалів.

На початковій стадії їх розвитку формуються переважно висхідні потоки повітря, плавучість яких в процесі розвитку купчасто-дощових хмар посилюється за рахунок додаткового тепла, яке виділяється у хмарному просторі у процесі конденсації і кристалізації водяної пари.

Тепле, вологе повітря ГША, яке знаходиться на сході перед фронтом, піднімаючись, «підрізає» холодне повітря, яке має більшу густину. Таким чином, це постійно живить головний висхідний потік, який рухається разом з фронтом.

Коли у хмарах накопичується достатня кількість вологи і відбувається збільшення розмірів хмарних елементів, деякі об'єми хмарного повітря починають опускатися вниз під дією маси накопиченої у хмарах крапельно-рідкої вологи, кристалів та граду. Накопичення вологи найбільш інтенсивно відбувається на висотах, де температура повітря становить -10°C і нижче, а висхідні потоки повітря сягають максимальних швидкостей.

Холодне, сухе повітря опускається на заході у холодній повітряній масі за лінією шквалів. Це «холодне» опускання посилюється холодними низхідними поривами повітря у зоні випадіння опадів. Обидва чинники сприяють просуванню краю холодного повітря біля поверхні землі. У процесі опускання об'ємів хмарного повітря вниз волога в них випаровується, що, у свою чергу, зумовлює ще більше їх прискорення вниз.

При цьому відбувається гальмування низхідних потоків у шарі від рівня, де температура повітря -10°C , до нижньої межі хмари, проте найбільш інтенсивні потоки сягають поверхні землі і, перетворюючись у горизонтальний потік, створюють різке посилення вітру.

Широко відома шельфова хмара, яка спостерігається уздовж переднього краю холодного фронту, пов'язана з лінією сильних вітрів. Якщо фронт поривчастості від низхідних поривів просувається у східному напрямку швидше ніж холодний фронт, то друга лінія грозових хмар може працювати як тригер уздовж фронту поривчастості при просуванні холодного фронту. У деяких випадках шквальні лінії можуть відділятися від фронту.

Важливою умовою для утворення шквалів є виникнення дрібномасштабних осередків падіння і росту тиску, що зумовлює великі баричні градієнти. Причиною цього є висхідні потоки у передній частині хмари і низхідні у її центральній і тилівій частинах. Висхідні потоки створюють дефіцит маси повітря, що супроводжується різким падінням тиску, а низхідні потоки зумовлюють збільшення тиску біля поверхні землі. Наявність висхідних і низхідних потоків утворює так званий шкваловий воріт з горизонтальною віссю обертання на висоті 500-600 м і нижче попереду купчасто-дощової хмари (рис. 73) за 1-2 км від суцільної завіси дощу.

Шквали, зазвичай, супроводжуються опадами у вигляді злив і граду. Спостереження свідчать, що час початку зливи й шквалу майже співпадають.

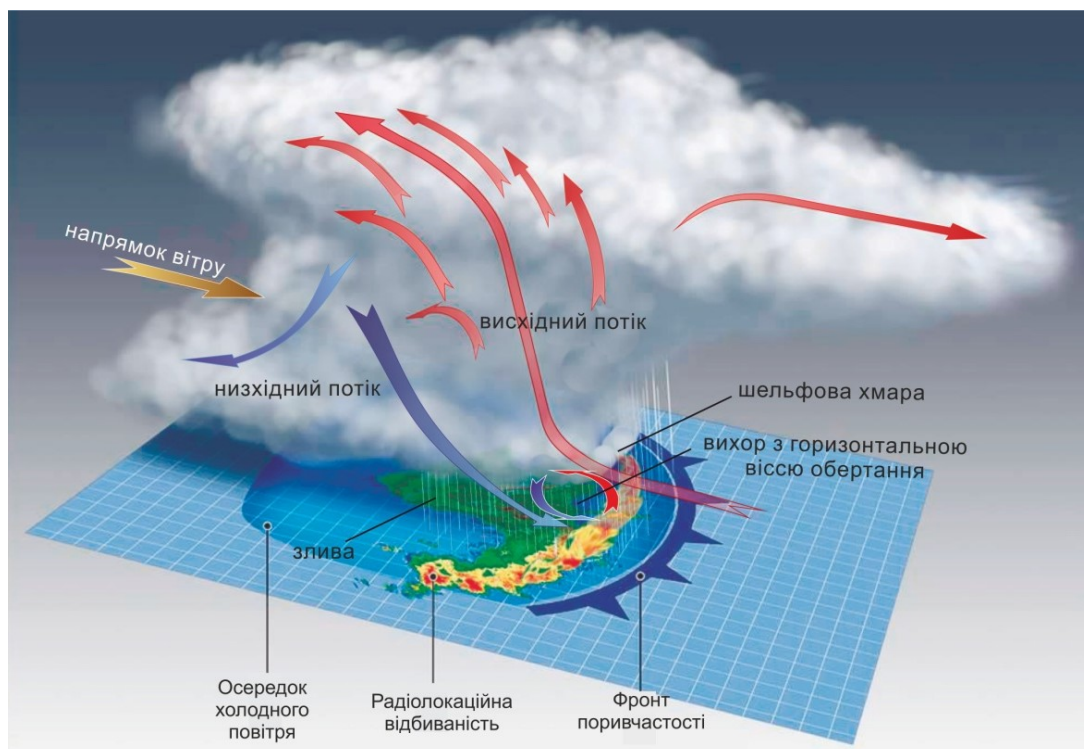


Рисунок 73 – Схема повітряних потоків у купчасто-дощовій хмарі при утворенні шквалу

Особливо сильні шквали спостерігаються у зоні зливи через 5-10 хвилин після її початку, якщо ж шквал починається до початку зливи, то він має помірну інтенсивність. Це пояснюється тим, що низхідний потік обганяє зливу і втрачає свою енергію.

2.5.2 Синоптичні і метеорологічні умови виникнення шквалів

Внутрішньомасові шквали зазвичай мають помірну або слабку інтенсивність і спостерігаються з травня по серпень у другу половину дня. Вони пов'язані з купчасто-дощовою хмарністю у теплій, нестійкій повітряній масі. Сприятливими синоптичними умовами для виникнення внутрішньомасового шквалу є:

- малоградієнтні баричні поля;
- передня частина циклону;
- теплий сектор циклону (рідше).

Інколи шквалисті посилення вітру можуть спостерігатися у тилівій частині циклону, проте таке явище виявляється у виді додаткового посилення вітру при проходженні конвективних хмар і випадінні злив.

Такі шквали зміщуються разом з конвективною хмарою і охоплюють площу, як мінімум, співставну з нею за розмірами. Іноді цей вид шквалів виникає уздовж ліній нестійкості, які спостерігаються у денні години і не простежуються на картах баричної топографії.

Сприятливими метеорологічними умовами для виникнення внутрішньомасових шквалів є:

- слабкі баричні і термічні градієнти біля поверхні землі і на висотах;
- наявність на КБТ баричних і термічних депресій;
- виражений добовий хід температури з максимумом не нижче 25°C у 14-15 годин місцевого часу;
- нестійка стратифікація атмосфери, значення вертикального градієнту температури $-0,5 \div -0,7^\circ\text{C}/100 \text{ м}$;
- високий вологовміст повітря біля землі і на висотах (масова доля водяної пари біля поверхні землі становить 10 г/кг, на рівні 700 гПа – 4-6 г/кг).

Фронтальні шквали є найбільш небезпечними і за синоптичними умовами утворення поділяються на 4 типи.

I тип шквалів зумовлюється малорухомим холодним фронтом з хвилями, вираженим у полі температури (контраст температур біля поверхні землі 10°C і вище, на картах ОТ-500/1000 12 дам/500 км, на АТ₈₅₀ – 7°C/500 км, на АТ₇₀₀, АТ₅₀₀ – 5°C/500 км) і має розташування уздовж потоків у середній тропосфері (рис. 74).

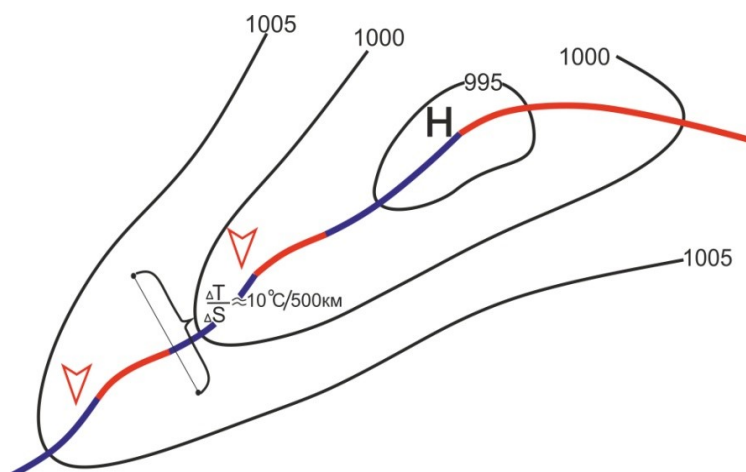


Рисунок 74 – Типова синоптична обстановка, характерна для фронтальних шквалів I типу

Шквали цього типу виникають поблизу вершин хвильових збурень переважно у теплому повітрі у денні години (82% випадків). Швидкість вітру біля поверхні землі становить 20-30 м/с (68% випадків) і більше (32% випадків).

До сприятливих метеорологічних умов виникнення шквалів I типу відносяться:

- нестійка стратифікація атмосфери;
- наявність зливи, грози, граду.

II тип фронтального шквалу спостерігається на холодному фронті, який швидко переміщується і має контрасти температур біля поверхні землі понад 10°C і 7-10°C на поверхні АТ-850 (рис. 75). Шквали цього типу

спостерігаються досить часто, проте сильними бувають рідко (лише близько 7,5% випадків).

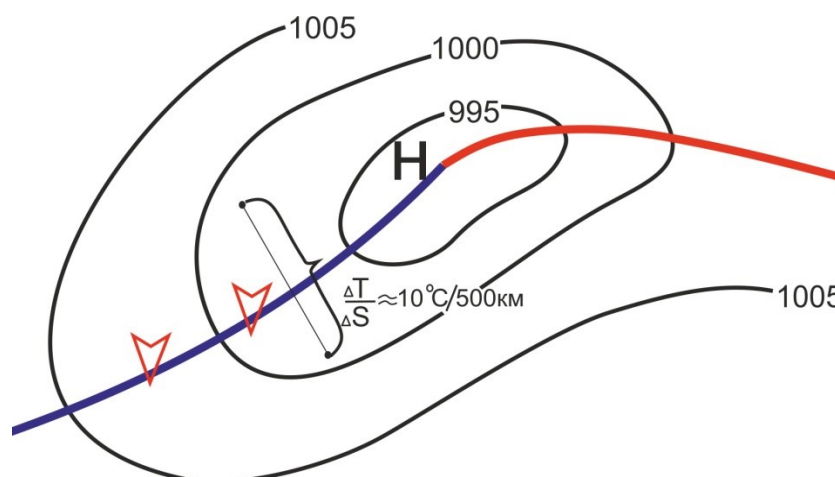


Рисунок 75 – Типова синоптична обстановка, характерна для фронтальних шквалів II типу

До сприятливих метеорологічних умов виникнення шквалів II типу відносяться:

- нестійка стратифікація атмосфери;
- контрасти температур біля поверхні землі $\geq 10^\circ\text{C}$ у зоні атмосферного фронту;
- швидкість переміщення атмосферного фронту ≥ 30 км/год;
- наявність інтенсивних впорядкованих вертикальних рухів повітря в зоні атмосферного фронту при циклонічній кривизні ізобар;
- високий вологовміст повітря.

Другий і третій фактори створюють сприятливі умови для тривалого тригерінгу, що зумовлює виникнення і тривале існування потужної системи конвективних хмар.

Шквали цього типу утворюються у теплу половину року (з квітня по вересень), головним чином у другій половині дня, а за умови високого вологовмісту у теплому повітрі можуть спостерігатися і у вечірні години.

III тип фронтальних шквалів спостерігається поблизу точки оклюзії (рис. 76). Цей тип шквалів може спостерігатися як при наявності циклона біля точки оклюзії, так і при його відсутності.

Як свідчать статистичні дані, ці шквали є більш рідким явищем, ніж шквали I типу (лише 12,5% випадків). Швидкість вітру біля поверхні землі сягає 20-30 м/с (75% випадків), а в 25% випадків перевищує 30 м/с.

До сприятливих метеорологічних умов утворення шквалів III типу відносяться:

- контрасти температур біля поверхні землі $\geq 10^\circ\text{C}$ у зоні атмосферного фронту, які дещо зменшуються з висотою;
- від'ємні значення баричних тенденцій поблизу точки оклюзії ($< 2,5$ гПа/3 год).

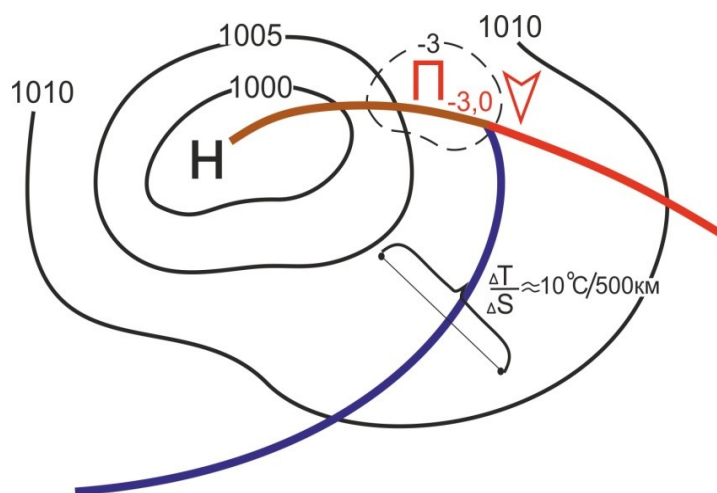


Рисунок 76 – Типова синоптична обстановка, характерна для фронтальних шквалів III типу

IV тип фронтальних шквалів спостерігається у тилкових частинах циклонів у нестійко стратифікованій повітряній масі при проходженні вторинних атмосферних фронтів (рис. 77).

В утворенні шквалів даного типу крім конвекції велику роль відіграють баричні градієнти, які у випадках утворення шквалу сягають значень 2-4 гПа/100 км.

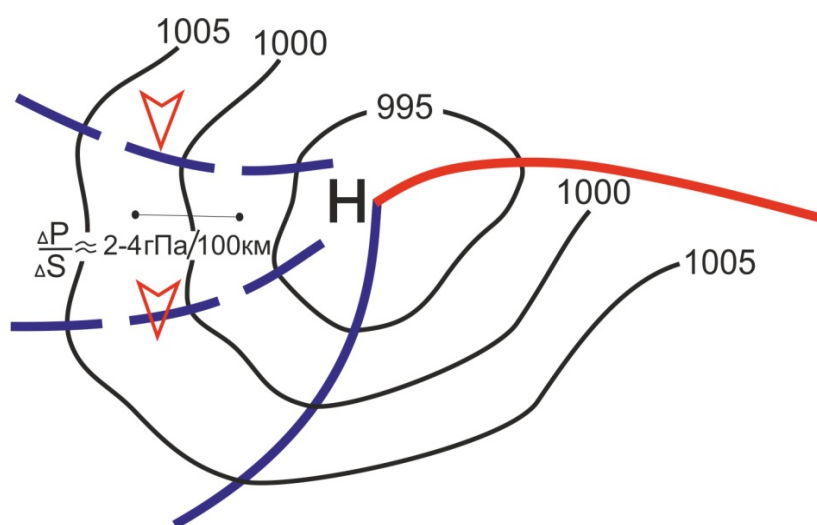


Рисунок 77 – Типова синоптична обстановка, характерна для фронтальних шквалів IV типу

Шквали даного типу становлять 12% від загальної кількості шквалів. Швидкість вітру біля поверхні землі при цьому типі шквалів є невеликою і складає 20-25 м/с, лише в окремих випадках сягає 30 м/с. Шквали даного типу спостерігаються в будь-яку пору року, як правило у другій половині дня на момент максимального розвитку конвекції.

2.5.3 Способи прогнозу шквалів. Вектор Корфіді

Враховуючи те, що утворення шквалів пов'язане з розвитком купчасто-дощової хмарності, прогноз шквалів розробляється у тих випадках, коли у відповідності з прогнозом синоптичного положення очікуються умови, які сприяють розвитку інтенсивної конвекції.

Особливістю розробки прогнозу шквалів є те, що крім факту виникнення шквалу необхідно спрогнозувати значення максимальної швидкості вітру біля поверхні землі при шквалі.

Спосіб Фоубуша-Міллера розроблений для прогнозу внутрішньомасових шквалів.

В якості предиктора використовується параметр ΔT_z^0 – зниження температури повітря біля поверхні землі, яке супроводжується проходженням шквалу і пов'язане з низхідним потоком повітря у зоні опадів. Даний параметр розраховується за формулою

$$\Delta T_z^0 = T_z - \theta_{0\omega},$$

де T_z – температура повітря біля поверхні землі до випадіння опадів;

$\theta_{0\omega}$ – температура вологого повітря, яке опустилося від рівня з нульовою температурою змоченого термометра ($T_\omega = 0^\circ\text{C}$) до поверхні землі.

Для знаходження $\theta_{0\omega}$ на аерологічній діаграмі знаходиться середина відрізка, який з'єднує точки з нульовою температурою повітря і нульовою температурою точки роси. Від неї уздовж вологої адіабати спускаємося до рівня землі, де і проводимо відлік за шкалою температури.

Максимальна швидкість вітру при шквалі визначається за графіком (рис. 78).

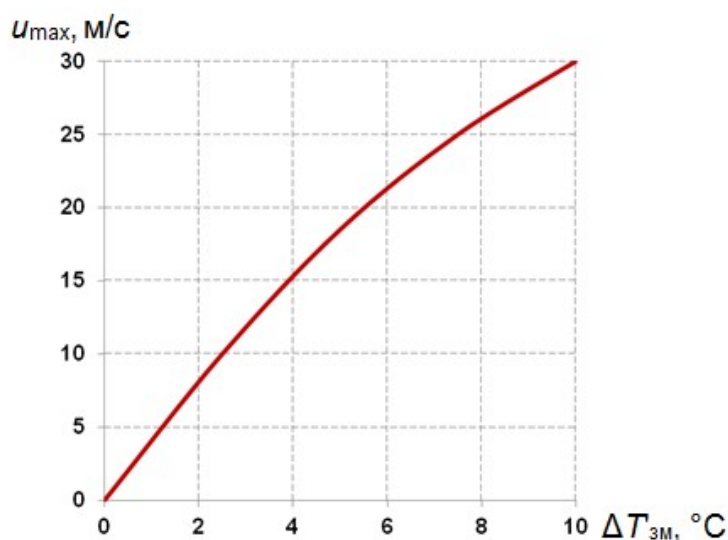


Рисунок 78 – Графік для прогнозу шквалу за способом Фоубуша-Міллера

Також для розрахунку u_{max} можна скористатися формулою

$$u_{max} = 5 + 2,5 \cdot \Delta T_z^0.$$

Спосіб Г.Д. Решетова призначений для прогнозу шквалу із завчасністю від 9 до 12 годин.

Вихідними аеросиноптичними матеріалами є:

- кільцеві карти погоди;
- карти баричної топографії;
- дані радіозондування атмосфери за 00 СГЧ у передштормовому повітрі.

Прогноз розробляється в 2 етапи. На першому етапі розробляється прогноз синоптичного положення. Якщо воно сприяє утворенню шквалу, проводиться розрахунок параметрів, які визначають умови виникнення шквалу. Такими параметрами є:

$\sum_{850}^{500} (T' - T)$ – сума відхилень кривої стану від кривої стратифікації на поверхнях 850, 700, 600 та 500 гПа;

T_{max} – прогноз максимальної температури повітря біля поверхні землі на 14-16 год., а у випадку фронту – перед його проходженням;

$T_{max} - T_{500}$ – різниця між T_{max} і температурою повітря на поверхні 500 гПа;

$\bar{V} = \frac{1}{4} (V_z + V_{850} + V_{700} + V_{500})$ – середня швидкість вітру у шарі земля – 500 гПа;

$T_{см}$ – температура повітря біля поверхні землі у низхідному потоці з-під купчасто-дощової хмари, яка дорівнює нульовій температурі змоченого термометру, приведений вологоадіабатично до тиску p_0 ;

$T_{max} - T_{зм}$ – різниця температур, яка характеризує можливе зниження температури повітря при випадінні зливи.

Для розрахунку величини $T_{зм}$ необхідно визначити точки перетину нульової ізотерми з фактичними або прогностичними кривими стратифікації і точки роси (точки *A* і *B* на рис. 79). На середині відрізка *A-B* позначається точка *B*, від якої уздовж вологої адіабати необхідно опуститися до рівня ізобари приземного тиску p_0 після чого зняти значення температури $T_{зм}$.

Прогноз шквалу здійснюється у такому порядку. Після розробки прогнозу синоптичного положення необхідно визначити контраст температур у зоні фронту ($\Delta T^{\circ}\text{C}/500 \text{ км}$). У випадках виникнення шквалу він повинен становити не менше $10^{\circ}\text{C}/500 \text{ км}$ (рідше $8^{\circ}\text{C}/500 \text{ км}$). Далі прогноз здійснюється за допомогою графіка на рис. 80. Якщо точка перетину потрапляє у область «Шквали», то варто очікувати його утворення. Розрахунок швидкості вітру проводиться за допомогою графіка (рис. 81).

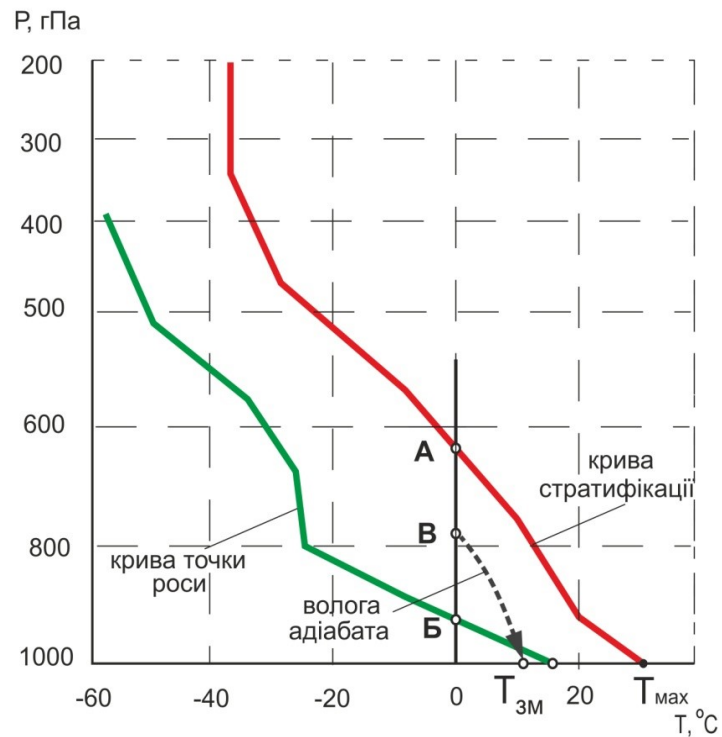


Рисунок 79 – До питання визначення T_{3M}

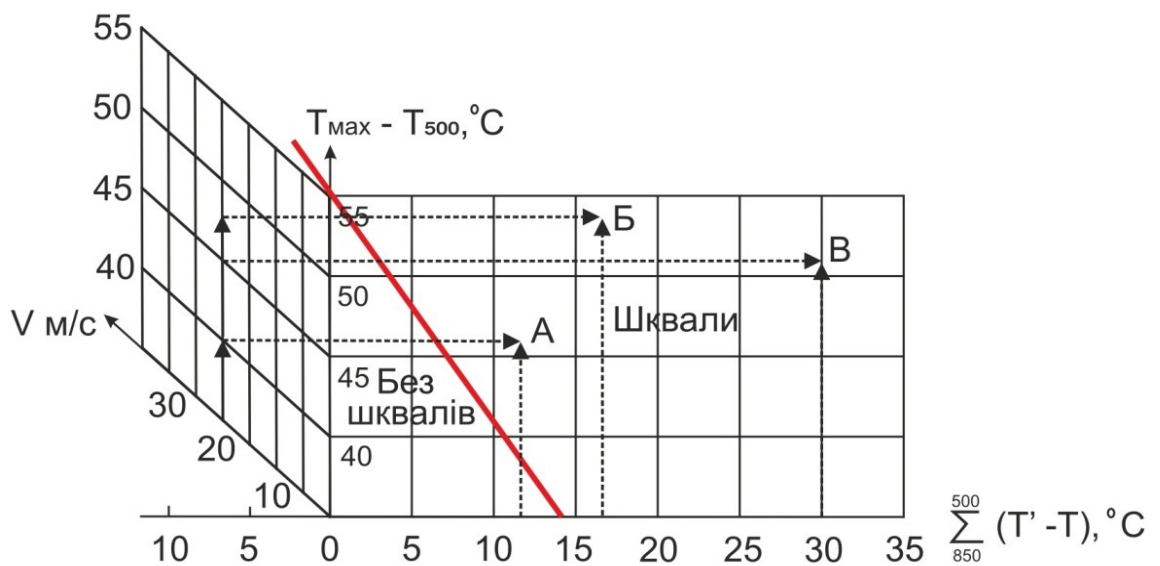


Рисунок 80 – Графік для прогнозу шквалу за способом Г.Д.Решетова

Спосіб Б.Е.Пєскова і А.І.Снітковського розроблений для території Східної Європи і дозволяє спрогнозувати шквал і максимальну швидкість вітру при фронтальних шквалах.

У способі реалізована залежність умов виникнення шквалу від вертикальної потужності купчасто-дощової хмари ΔH , суми швидкостей вітру в шарі від поверхні землі до рівня 500 гПа і товщина шару Δh , між рівнем LCL і висотою ізотерми - 10°C .

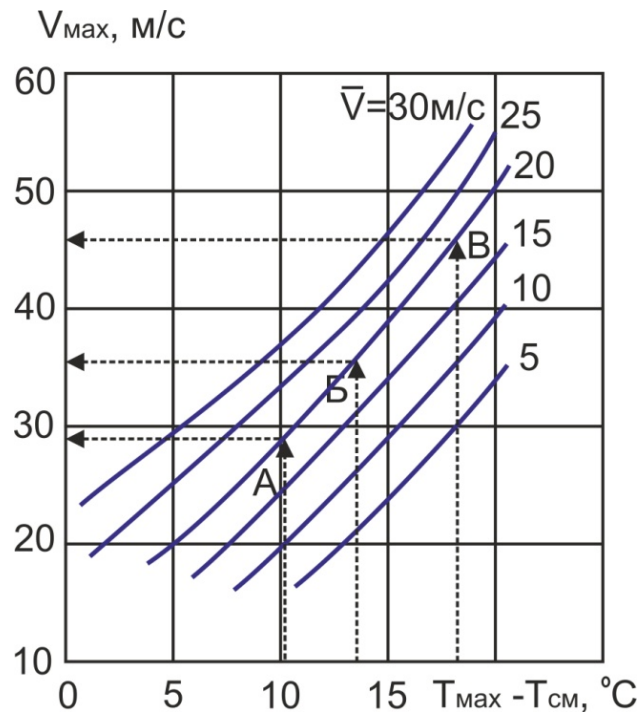


Рисунок 81 – До визначення швидкості вітру при шквалі

Вертикальна потужність купчасто-дощових хмар дозволяє оцінити потужність шару, в якому спостерігається нестійка стратифікація. Чим більше потужність хмари, тим більше ймовірність виникнення шквалу.

Сума швидкостей вітру і вертикальна потужність конвективної хмари є характеристиками перенесення кількості руху і кінетичної енергії.

Прогноз розробляється у такій послідовності:

- 1) будуються прогностичні криві стратифікації, точки роси і стану на момент максимального розвитку конвекції;
- 2) розраховується (у гПа) потужність шару конвекції як різниця між тиском на рівнях LCL та EL за формулою

$$\Delta H = p_{LCL} - p_{EL}.$$

Сума швидкостей вітру біля поверхні землі і на основних ізобаричних поверхнях обчислюється за формулою

$$\sum_0^{500} V = V_0 + V_{850} + V_{700} + V_{500}.$$

Потужність хмарного шару від рівня конденсації до ізотерми - 10°C розраховується за формулою

$$\Delta h = p_{LCL} - p_{-10^\circ}.$$

На рис. 82 представлені графіки, за якими розробляється прогноз шквалу у такій послідовності:

- за графіком на рис. 82а визначається можливість утворення шквалу (якщо шквал не очікується, подальші розрахунки припиняються);
- за графіком (рис. 82б) визначається максимальна швидкість вітру.

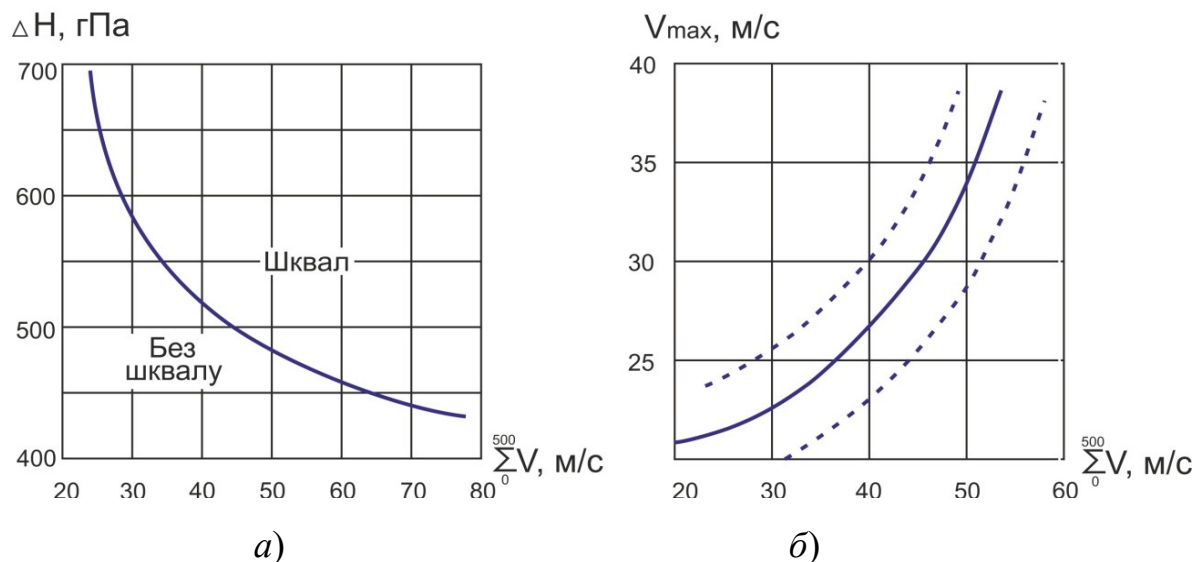


Рисунок 82 – Графіки для прогнозу наявності і відсутності шквалу (а) і максимальної швидкості вітру при шквалі (б) за способом Б.Б.Пєскова і А.І.Снітковського

Уточнення максимальної прогностичної швидкості при шквалі можна зробити за таблицею 11.

Таблиця 11 – Максимальні швидкості вітру при шквалі залежно від потужності хмарного шару Δh

Δh , гПа	440	420	380	340	300
V_{max} , м/с	20	25	30	35	40

Якщо швидкості V_{max} , визначені за графіком і таблицею, не узгоджуються між собою, то рекомендується прогнозувати менше значення.

Вектор Корфіді (Corfidi vector).

З попереднього матеріалу ми вже знаємо, що напрямок переміщення конвективних осередків залежить від таких чинників як просторовий розподіл доступної потенціальної енергії, гравітаційні хвилі, орографічні ефекти тощо.

Загалом було встановлено, що для визначення напрямку і швидкості переміщення мезомасштабних конвективних систем не існує єдиного визначеного провідного потоку, хоча у більшості випадків такий рух

відбувається за параметрами середнього вітру у шарі 1000-500 гПа. Проте у деяких випадках мезомасштабні конвективні системи відхиляються від «стандартного» напрямку.

У 1996 році Корфіді з іншими авторами на підставі вивчення 103 випадків мезомасштабних конвективних систем довів, що переміщення конвективних систем α -мезомасштабу, до яких також відносяться й лінії шквалів, у багатьох випадках на термін від 6 до 12 годин можна оцінити, враховуючи напрямок і швидкість вітру у струминній течії нижнього рівня (Low Level Jet (LLJ)) та середній «хмарний» вітер (Mean Cloud Wind (MCLW)), який розраховується як середній вітер для рівнів 850, 700, 500 та 300 гПа. Проте це правило, що визначає напрямок і швидкість руху конвективного осередку як векторну суму $\vec{V}_{MCLW}$ та $\vec{V}_{LLJ}$ (рис. 83), виявилось справедливим лише для випадків, коли напрямки «хмарного» вітру і течії нижнього рівня не співпадають, зумовлюючи штормове обертання. Найчастіше такий рух спостерігається у вологому середовищі зі слабкими низхідними потоками, що зумовлює розвиток малорухомих або квазістаціонарних штормів з подальшими раптовими підтопленнями, інтенсивними зливами тощо.

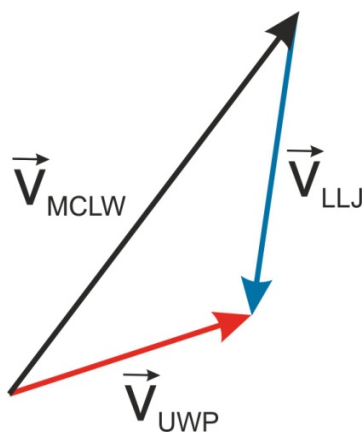


Рисунок 83 – Визначення вектору Корфіді

$\vec{V}_{UWP}$ як векторної суми середнього хмарного вітру $\vec{V}_{MCLW}$ і швидкості вітру у СТНР $\vec{V}_{LLJ}$ для конвективних систем, які рухаються проти вітру (навітряний рух)

Проте припущення, що розвиток нових комірок (а, відповідно, і переміщення системи) обов'язково відбувається у напрямку СТНР не виявилось універсальним, що зумовило повторний перегляд 48 випадків конвективних систем з сильним приземним вітром. Він засвідчив, що у першому випадку (який притаманний більшості мезомасштабних конвективних систем) зона конвергенції на нижніх рівнях співпадала з розташуванням СТНР.

Проте далі з'ясувалося, що існує клас конвективних систем, для яких зона максимальної конвергенції не обов'язково співпадає з розташуванням СТНР, що зумовлює зміни у напрямку їх переміщення.

За розробленою вдосконаленою методикою напрямок і швидкість руху конвективних систем визначаються згідно зі схемою, наведеною на рис. 84. Вона базується на тому, що переважний напрямок для розвитку нових комірок відносно вже наявних відбувається не обов'язково у напрямку СТНР, а радше у напрямку зони найбільшої конвергенції (як правило, у передній частині конвективної системи). У цьому випадку з адитивності складових вектору переміщення конвективної системи $\vec{V}_{DWP}$ випливає те, що вона може рухатись зі швидкістю, яка перевищує швидкість середнього «хмарного» вітру.

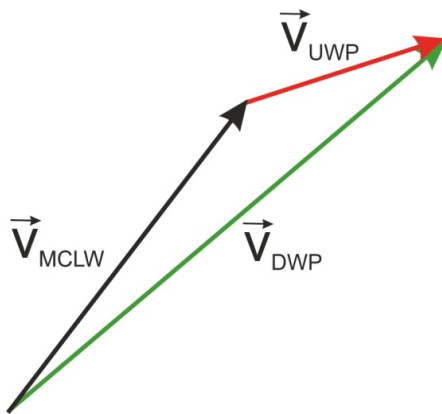


Рисунок 84 – Визначення вектору Корфіді $\vec{V}_{DWP}$ для конвективних систем зі значними швидкостями руху (підвітряний рух)

Таким чином, стає необхідним врахування локалізації зон найбільшої конвергенції системи при застосуванні векторного методу на рис. 73. Його сліпе використання зумовить помилкові результати у випадках, коли відтік штормового повітря генерує області максимальної конвергенції в інших місцях, які можуть співпадати або не співпадати з напрямком СТНР.

Але як можна передбачити ситуації, коли поширення шторму буде відбуватися у напрямку, відмінному від напрямку СТНР? Або, іншими словами, коли прогнозіст має віддати перевагу квазістаціонарним системам, а коли тим, що швидко рухаються (наприклад, лініям шквалів або лукоподібної луни)? Очевидно, що відповідь на це питання залежить від здатності конвективної системи генерувати інтенсивні низхідні потоки, оскільки певні середовища кінематично підтримують як ті, так і інші системи. Зокрема, обидва режими пов'язані з сильним середнім «хмарним» вітром і відносно слабким односпрямованим зсувом вітру. Це наштовхує на думку, що головним чинником у прогнозуванні домінуючого режиму конвективного розвитку виступають особливості температурно-вологісної стратифікації атмосфери. Дійсно, аналіз 30 випадків мезомасштабних конвективних систем засвідчив, що характерною рисою середовищ з односпрямованим зсувом вітру, які генерували конвективні системи зі значними швидкостями руху, є наявність на середніх рівнях або попереду конвективної системи у підхмарному шарі сухого ненасиченого повітря.

Натомість, квазістаціонарні конвективні системи пов'язані з вологим, насиченим повітрям у нижніх шарах атмосфери.

Отже, наявність сухого повітря на середніх рівнях атмосфери означає, що існують сприятливі умови для розвитку нових конвективних осередків униз по потоку («вперед»), де фронти поривчастості збурять і піднімуть повітря ГША до рівня вільної конвекції *LFC*. І навпаки, наявність вологого, насиченого повітря у нижній частині тропосфери мінімізуватиме інтенсивність низхідного фронту поривчастості, а конвергенція фокусуватиметься у висхідній (тиловій) частині конвективної системи, що характерно для квазістаціонарних і малорухомих конвективних систем.

Питання для самоперевірки:

1. Що називається шквалом? Як вони класифікуються?
2. Охарактеризуйте просторово-часові характеристики життєвого циклу шквальних ліній.
3. Охарактеризуйте механізм утворення шквалу. Якому типу конвективних штормів він найбільш притаманний? Чому?
4. Де і за рахунок яких чинників утворюється шкваловий воріт?
5. Які синоптичні та метеорологічні умови є сприятливими для утворення внутрішньомасових шквалів?
6. Які типи фронтальних шквалів ви знаєте? Охарактеризуйте сприятливі метеорологічні умови для утворення кожного з цих типів.
7. Які способи прогнозу шквалів Ви знаєте?
8. Сформулюйте алгоритм розрахунку вектора Корфіді.
9. У чому полягають відмінності розрахунку вектору Корфіді для різних типів конвективних систем?

Предметний покажчик

А

- аккумуляції зона 92
- адіабата:
 - волога 27, 98
 - суха 18

Е

- ембріон 91, 93-95, 98
- енергія:
 - нестійкості 14, 15, 18, 26, 96
 - плавучості...18, 26
 - прихована 36

К

- ковадлю 50
- конвекція:
 - атмосферна 6
 - вибухова 51
 - вільна (піднесена) 23, 24
 - глибока 18, 19, 36
- крива:
 - стану 23, 98, 109
 - стратифікації 27, 98, 109

купол 51

В

- відбивна здатність 97
- вихровий струмінь 51
- вектор:
 - Корфіді 108, 112
 - середнього вітру 72, 79, 81, 85, 86
 - вертикальна рівновага 6

З

- завіса дощу 56
- зсув вітру 65, 75, 95:
 - локальний 72, 75, 77
 - середній 72, 75, 76
 - загальний 72, 76-78, 97

І

- індекси:
 - температурно-вологісні 58:
 - LI 61
 - VT 62
 - CT 62
 - TT 62
 - Вайтинга 63
 - Рекліфа 63

Л

- лінія:
 - базова 85
 - флангова 56
 - шквалів 77, 101, 102
 - лукоподібне відлуння 44, 77

Г

- град 91, 99
- градієнт:
 - сухоадіабатичний 6, 9
 - вологадіабатичний 6
 - граупель 91, 92
 - годограф 70, 72-77, 80, 81, 86, 87
- грози:
 - однокоміркові 50
 - мультикоміркові 47, 49, 50
 - суперкоміркові 51, 89

Ж

- життєвий цикл 44, 46, 102

М

- мезоциклон 52-54, 56, 66, 86, 92
- метод:
 - Бункерса 84-87
 - частинки 6, 8, 20
 - шару 11
 - 30R75 32, 83, 86
 - Davies&Johns (20R85) 84
 - Rasmussen&Blanchard 84, 85
 - монокомірка 46, 51, 53
 - мультикомірка 53

Н

- наукастинг 97
- нестійкість:
 - атмосфери 6
 - нелокальна умовна 36

О

- область слабкої луни 97

П

- підйом:
 - мезомасштабний 34
 - синоптичний 34
- плавучість 6
- потік:
 - висхідний 65, 88, 90, 95, 99
 - горизонтальний 103
 - конвективний 99
 - низхідний 13, 32, 33, 52, 109
 - FFD 53, 55
 - RFD 53, 55

Р

- радарна:
 - відбиваність 97, 102
 - луна 88, 94
- рівень:
 - конденсації 98
 - LCL 17
 - LFC 18, 26, 27, 34, 115
 - CCL 18, 19
 - EL 20, 21, 26, 27
 - вільного осідання 32
- рух:
 - правосторонній 85-87
 - лівосторонній 85, 87

С

- сила:
 - Архімеда 8
 - плавучості 8
 - тяжіння 8
- смерч 52, 53, 101
- спосіб:
 - Глушкової 97
 - Пескова-Снітковського 110, 112
 - Решетова 109-110
 - Фоубуша-Міллера 108
- стадія:
 - дисипації 45
 - зародження 91
 - зрілості 44
 - зростання 44
 - росту 91
- стратифікація:
 - атмосфери 6
 - нестійка 63, 111
 - сухонестійка 9
 - сухостійка 10
 - сухобайдужа 10
- струминна течія нижнього рівня 51, 113, 114
- суперкомірки:
 - класичні 44, 52, 54, 55, 101
 - слабких опадів 44
 - сильних опадів 44
- суха лінія 43

Т

- температура:
 - конвективна 19, 39, 41
 - віртуальна 26, 35
 - віртуальна потенціальна 31, 32
 - псевдопотенціальна 64
 - точки роси 17, 18, 108
- тип підйому:
 - Surface Based 21
 - Mixed (Mean) Layer 22
 - More Unstable 23
- торнадо 18, 28, 30, 50, 53, 59-61, 66 - 70, 87, 93
- тригер 26, 33, 36-37, 56, 101

У

- умова:
 - адіабатичності 20
 - квазістатичності 20

Ф

- фронт поривчастості 46-
 48, 101, 103
 Фуджити шкала 59

Х

- хвилі плавучості 42
 хмара-стіна 51, 53-55
 хмара-хвіст 55
 хмара шельфова 53, 55,
 103
 хмарний вітер 113

Ш

- швидкість
 - вертикальна 16
 - конвективного потоку 92,
 98
 - конвекції 16
 шквал 101, 103, 109
 - внутрішньомасовий 104
 - фронтальний 105

шар

- вологонестійкий 98
 - граничний 37, 62, 115
 - конвекції 111
 - перемішування 22, 34

шторм 44

- гібридний 49
 - градовий 58
 - дощовий 58
 - конвективний 42, 55, 58
 - монокомірковий 44, 46
 - мультикомірковий 44,
 48
 - сніжний 58
 - суперкомірковий 50, 55,
 70
 - суровий 58, 59
 - орографічний 44, 50

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Атмосфера. Справочник. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 505 с.
2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 604 с.
3. Івус Г.П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: Конспект лекцій. – Одеса, 2007. – 162 с.
4. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Издание 2-е, переработанное и дополненное. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 752 с.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 1 – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 696 с.
6. Школьный Є.П. Фізика атмосфери. – К.: КНТ, 2007. – 655 с.
7. Bunkers M.J., Klimowski B.A., Zeitler J.W., Thompson R.L., Weisman M.L. Predicting Supercell Motion Using a New Hodograph Technique // Weather and Forecasting. – 2000. – P. 61-79.
8. Griser Ju. Convection Parameters. – 2012. – 21 p.
9. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. – Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. – 2016. – 924 p.
10. Vasquez T. Instability, Skew-T & Hodograph. Handbook. – 2017. – 235 p.
11. Vasquez T. Severe Storm Forecasting. First edition (Blue Book). – Printed in the USA. – 2010. – P. 101-108.
12. Vasquez T. Storm Chasing. – Handbook, 2-nd edition. – 2009. – 240 p.

Навчальне електронне видання

ГРУШЕВСЬКИЙ Олег Миколайович
МІЩЕНКО Наталя Михайлівна

ДІАГНОЗ І ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

Навчальний посібник

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

E-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016

Навчальне електронне видання

ГРУШЕВСЬКИЙ О.М., МІЩЕНКО Н.М.

ДІАГНОЗ І ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

Навчальний посібник

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

E-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016