

МОДЕЛЮВАННЯ ЕВОЛЮЦІЇ МЕЗОМАСШТАБНИХ ХМАРНИХ УТВОРЕНЬ НАД КАРПАТАМИ

Проведено аналіз умов формування опадів різної інтенсивності над Карпатами шляхом моделювання фронтальних мезомасштабних шаруватих та купчастих хмарних утворень, які давали сильні опади над гірськими масивами Карпат та над прилеглими територіями протягом синоптичного періоду 3-5 листопада 1998 р. під час сильних паводків. Чисельні експерименти проводилися з фронтальними смугами дощових хмар та конвективними осередками різного масштабу для визначення потенціальних можливостей утворення в них опадів різної інтенсивності, для вивчення впливу рельєфу, динамічних і мікрофізичних параметрів на розподіл та еволюцію сильних опадів.

Вступ

Предметом даного дослідження є моделювання хмарних систем синоптичного процесу, який зумовив утворення сильної повені в Карпатах у листопаді 1998 року. Умови формування паводку в цей період вивчались досить різносторонньо різними авторами [2, 3, 11]. Смуги та осередки сильних опадів, які часто супроводжували проходження атмосферних фронтів над рівнинними та гірськими територіями, є досить складним об'єктом дослідження. Вони цікавили багатьох учених і для їх вивчення використовували різноманітні теоретичні та експериментальні підходи [1, 8, 9, 11, 14, 19]. Багато польових експериментів, пов'язаних зі смугами опадів різних масштабів над територіями зі складним рельєфом, проведено в США [13, 14, 16, 18]. Предметом дослідження даної роботи були дощові смуги та осередки сильних опадів, пов'язані з фронтом із хвилями та вторинними холодними фронтами, що проходили над Українськими Карпатами та прилеглими територіями. Змодельовано еволюцію хмарності та опадів та здійснено порівняльну характеристику еволюції сум та інтенсивності опадів на різних етапах розвитку фронтальної системи, пов'язаної із хвильовим фронтом.

Проведено та проаналізовано чисельні експерименти для визначення впливу рельєфу, вертикальних рухів та інших динамічних та

мікрофізичних характеристик на часовий і просторовий розподіл хмарності та опадів.

Деякі особливості постановки задачі та схеми її розв'язку

Тривимірні прогностичні моделі із залученням орографії було використано для проведення серій чисельних експериментів із хмарними системами, які проходили над Карпатами та прилеглими територіями. Детально систему рівнянь описано в [8]. У цьому дослідженні будуть приведені тільки фрагменти даної системи, які модифікувались при проведенні чисельних експериментів.

Запишемо систему рівнянь в “Z-сигма” системі координат (ξ, η, ζ) [8, 10, 12, 17] в схематичному вигляді:

$$\frac{dS_i}{dt} = F_i + \Delta S_i \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial \xi} + \frac{\partial \rho v}{\partial \eta} + \frac{\partial \rho \tilde{w}}{\partial \zeta} = 0 \quad (2)$$

$$\rho = \frac{p}{RT}, \quad (3)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial \xi} + v \frac{\partial}{\partial \eta} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad (4)$$

$$i = 1, 2, \dots, 8,$$

де S_i - компоненти вектора $S(u, v, \tilde{w}, T, q, f_1, f_2, f_3)$; вираз (4) описує адвективний та конвективний перенос; ΔS_i - турбулентний перенос; F_i - інші фізичні процеси [8, 19]; t - час; $u, v, \tilde{w}$ - компоненти швидкості вітру вздовж осей ξ, η, ζ (осі ξ, η направлені на схід і північ відповідно, ζ - перпендикулярно до землі); ρ - густина повітря; l, g - параметр Коріоліса та прискорення вільного падіння; p, T - тиск і температура повітря; R - газова постійна сухого повітря; q - питома вологість повітря; f_k - функції розподілу хмарних частинок та часток опадів за розмірами (дрібні краплі, дощові краплі, кристали).

Система розв'язувалась методом розщеплювання на окремі підсистеми. Кожна підсистема має свій розв'язок. Ці розв'язки було розроблено й описано в роботах [4-8, 19]. У даному випадку ми зупинимося тільки на деяких аспектах, які визначали цілі чисельних

експериментів. В основному вони стосуються еволюції динаміки хмар, зокрема, вертикальної проекції швидкості.

Схематично запишемо так:

$$\frac{\partial S_i}{\partial t} = \sum_{n=1}^6 F_{in}, \quad n = 1, 2, \dots, 6; i = 1, 2, \dots, 8. \quad (5)$$

Система рівнянь (6) розбивалась на 6 підсистем типу:

$$\frac{\partial S_{in}}{\partial t} = F_{in}, \quad n = 1, 2, \dots, 6, \quad (6)$$

які описували окремі фізичні процеси, як у [5-8, 19]. На першому етапі, представленому функцією F_1 , обчислювали процеси адвективного, конвективного та турбулентного переносу; F_2 описує вплив градієнтів тиску; F_3 – сили Коріоліса; F_4 – завершальний етап обчислення вертикальних рухів, який включав комбінації кількох схем, які буде описано нижче; п'ятий етап описував конденсаційні процеси (F_5); шостий – коагуляційні (F_6).

Досить важкою проблемою в даному випадку є моделювання конвективних хмар різної потужності сумісно з широкомасштабними хмарними утвореннями. Відтворювання процесів різного масштабу як динамічних, так і мікрофізичних вимагає різного підходу для обчислення процесів різної фізичної природи. Для прикладу наведемо фрагменти розробленої комбінованої розрахункової схеми для обчислення вертикальних рухів. При їх моделюванні використовували комбінації щонайменше трьох кінцево-різницевоїх схем.

Для обчислення широкомасштабних вертикальних рухів, в яких проекції вертикальної швидкості за абсолютною величиною не досягають 1 м/с, кінцево-різницева схема включала чотири перших етапи, а система рівнянь мала вигляд:

$$\frac{du}{dt} = lv - \frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) - \rho g G_1 + \Delta u \right]. \quad (7)$$

$$\frac{dv}{dt} = -lu - \frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right) - \rho g G_2 + \Delta v \right]. \quad (8)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial \xi} + \frac{\partial \rho v}{\partial \eta} + \frac{\partial \rho \tilde{w}}{\partial \zeta} = 0. \quad (9)$$

Для надпотужних конвективних хмар, в яких швидкість вертикальних рухів досягала 10 м/с, обчислювальна схема базувалася на системі рівнянь:

$$\frac{du}{dt} = lv - \frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{\partial p}{\partial \xi} \right) - \rho g G_1 + \Delta u \right] \quad (10)$$

$$\frac{dv}{dt} = -lu - \frac{1}{\rho} \left[\left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right) - \rho g G_2 + \Delta v \right]. \quad (11)$$

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \zeta} \frac{1}{G_0} \right] + \Delta w. \quad (12)$$

Для конвективних хмар, в яких вертикальні рухи досягають декількох метрів на секунду, рівняння (12) замінювалось рівнянням:

$$\frac{dw}{dt} = \Delta w. \quad (13)$$

У цьому випадку вертикальні рухи визначалися горизонтальною та вертикальною адвекцією та турбулентними рухами, що обчислювались на першому етапі, який визначався системою рівнянь:

$$\frac{dS_i}{dt} = F_1. \quad (14)$$

Ця схема в комбінації з першою схемою дозволяла обчислювати вертикальні рухи в широкомасштабних та конвективних хмарах, виключаючи надпотужні хмари. При наявності надпотужних хмар на заданому етапі, коли вертикальні рухи досягали величини 10 м/с, права частина рівняння (12) уже не являла собою малої різниці великих величин, і це рівняння могло бути включене в кінцево-різницеvu схему без загрози, що розрахункові похибки будуть перевищувати дійсний розв'язок. Для обчислення горизонтальних градієнтів тиску було використано спеціальну процедуру, описану в [6, 19] та модифіковану орографією.

На четвертому етапі вертикальні рухи обчислювались за допомогою комбінації трьох схем, які описані рівняннями:

Схема 1:

$$\frac{\partial \rho^j u^j}{\partial \xi} + \frac{\partial \rho^j v^j}{\partial \eta} + \frac{\partial \rho^j \tilde{w}^{j+1}}{\partial \zeta} = 0. \quad (15)$$

Схема 2:

$$\frac{\partial w^{j+1}}{\partial t} = 0. \quad (16)$$

Схема 3:

$$\frac{\partial w^{j+1}}{\partial t} = -g - \frac{1}{\rho^j} \left[\frac{\partial p^j}{\partial \zeta} \frac{1}{G_0} \right] \quad (17)$$

Індекси j та $j+1$ показують значення невідомих величин, одержаних на попередньому етапі розщеплення та на заданому етапі (третьому та четвертому відповідно).

Граничні умови брали такі, як у [6, 8, 19], і видозмінювали їх відповідно до рельєфу. Початкові поля динамічних і термодинамічних метеовеличин розраховували за допомогою діагностичних моделей, основи яких розроблені в [4], враховуючи орографію. Базою для моделювання були дані радіозондування, запозичені в BADC (Британський центр атмосферних даних).

Початкові значення функцій розподілу крапель і кристалів за розмірами або брались рівними нулю, або обчислювались за допомогою напівемпіричних функцій розподілу. Щоб обчислити функції розподілу хмарних частинок, найчастіше використовували відоме співвідношення Хрігіана–Мазіна:

$$f_i = Ar^2 \exp(-Br), \quad (18)$$

$$A = 1.45q_i / r_m^6, \quad B = 3 / r_m, \quad (19)$$

де q_i – питома водність ($i = 1$) або льодність ($i = 2$); r_m – середній радіус хмарних частинок. Допускали, що хмарні частинки знаходяться тільки в областях, насичених відносно льоду. Значення водності та льодності, які входять до формул, були пропорційними значенням насичення відносно льоду. Якщо насичення відносно льоду не було, функції розподілу для хмарних частинок $f_i = 0$. Коефіцієнт пропорційності більшої частини наведених розрахунків дорівнював 1 і тільки в спеціальних експериментах міг змінюватись на декілька порядків. В окремих випадках добавляли також розподіл частинок опадів за розмірами. Використовували співвідношення Маршала-Пальмера в такому вигляді:

$$f_i = f_0 \exp(-c_0 r), \quad (20)$$

де c_0 і f_0 – параметри [5, 20]. В наведених нижче розрахунках $c_0 = 0,5/\text{см}$, $f_0 = 0,01(\text{г}\cdot\text{см}\cdot\text{с})^{-1}$.

Для зручності координати ξ, η, ζ перейменували на x, y, z відповідно. Під час моделювання використовували обчислювальну сітку з кроком по горизонталі dx, dy , які дорівнювали 10 км і кроком по вертикалі dz , що дорівнював 200 м. Вона обмежувалася величинами – $170 < x < 300$ км; $-250 < y < 220$ км; $0 < z < 10$ км. Початок координат відповідав пунктові зондування м. Ужгород.

Дослідження еволюції хмарних систем і опадів синоптичного процесу 3-5 листопада 1998 р.

У цьому дослідженні не ставили за мету досягнути повної кореляції між модельними даними та даними спостережень. Брак експериментальних даних і даних спостережень у більшій частині точок розрахункової сітки, а також недостатня точність і потужність персонального комп'ютера не дозволяють провести такі кореляції повною мірою. Але загальні картини хмарності та опадів, а також окремі конвективні осередки були промодельовані, що дозволило виявити деякі характерні особливості стану та еволюції атмосфери, які спричинили дуже сильні опади в певних ділянках досліджуваної області. Кінцевою метою створення моделей було використання їх як інструменту поглибленого аналізу мезо- та мікроструктури конвективних і неконвективних смуг та осередків фронтальних хмар та опадів, їх залежності від початкових і граничних умов, стадії їх розвитку, розподілу вертикальних рухів, джерел вологи, температури, тиску, інтенсивності механізмів утворення хмар та опадів, інших характеристик стану атмосфери.

На основі розвинутих в УкрНДГМІ [4-8, 19] тривимірних діагностичних та прогностичних моделей з урахуванням та без урахування орографії були проведені також серії чисельних експериментів, головним завданням яких було дослідження можливості регулювання кількості природних опадів під час осінньої повені в Українських Карпатах.

Початковими даними для моделі слугувала аерологічна інформація станцій радіозондування України та сусідніх країн. На жаль, кількість

аерологічних спостережень, достатня для побудови діагностичних моделей, у даний період мала місце тільки за терміни 00 GMT. Для цих строків були побудовані тривимірні поля метеорологічних характеристик над вибраною територією. Причому, в чисельних експериментах використовувалися моделі як з використанням, так і без використання рельєфу. Діагностичні поля метеорологічних елементів досліджуваних фронтальних систем брались за основу в процесі ініціалізації моделей еволюції цих систем. Найбільш достовірні результати моделювання еволюції хмарності та опадів були отримані за перші 12 год. модельного часу, які й будуть наведені в даному дослідженні. Загальний характер погодних умов, просторовий розподіл хмарності та опадів у різні моменти їх розвитку порівнювали з даними синоптичних карт, а також із даними інших авторів.

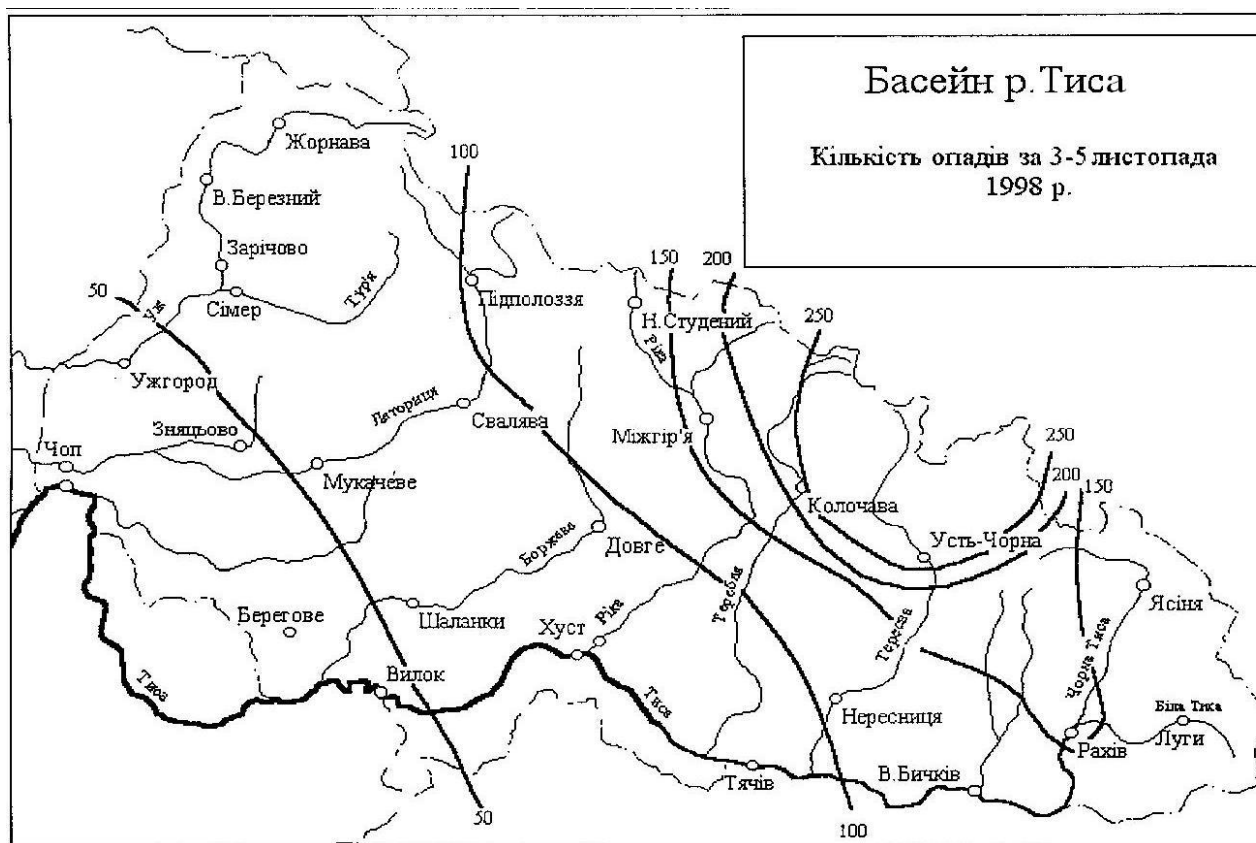


Рис. 1. Просторовий розподіл сум опадів (мм) у Закарпатській області [3]

Для верифікації результатів моделювання атмосферних опадів використовувались дані регулярної мережі низки метеостанцій України, розміщених безпосередньо в Карпатському регіоні та поблизу нього, а також проаналізовані іншими авторами (див. карту на рис.1, запозичену в

[3]). Із рис. 1 видно, що максимальні суми опадів були зафіксовані приблизно на відстані 100-150 км на схід від Ужгорода і 0-50 км на південь, тобто вздовж хребта (рис. 2).

На рис. 2 показано просторовий розподіл тиску, температури та вихору швидкості в початкові моменти змодельованих фронтальних систем для області ($30 < x < 170$; $-110 < y < 30$ км). Зона максимальних природних опадів, зображена на рис. 1, займала північно-східну частину цієї області.

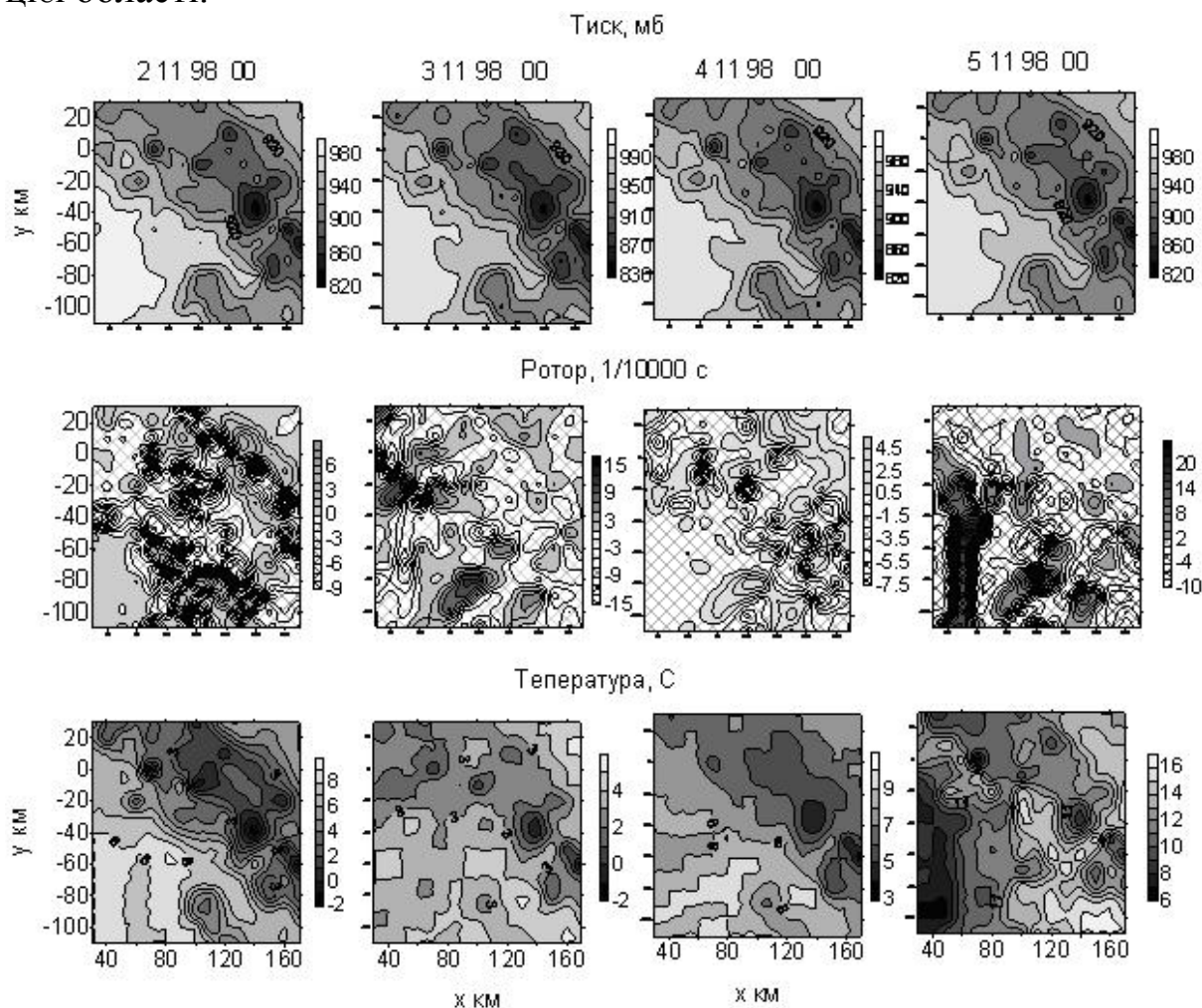


Рис. 2. Початковий стан динамічних і термодинамічних полів у районі сильних опадів 2-5 листопада 1998 р.

Початок координат $(x, y) = (0, 0)$ – м. Ужгород

Тиск у межах площі, зображеної на рис. 2, представляв фрагменти циклонів, які пройшли над досліджуваним районом за два синоптичні періоди. Винятком була ніч на 3 листопада, коли виник гребінь високого тиску, який уже вдень почав інтенсивно замінюватись циклоном. В цей

термін спостерігалися і найменші градієнти температури. Далі температура в цьому регіоні росла й збільшувались її градієнти.

4-5 листопада тут був фронт із хвилями та мікроциклонами на ньому, який рухався зі змінним напрямом то на південний схід, то на північний захід. Фронт із хвилями 4 листопада пройшов через досліджуваний район на схід, принісши хвилю сильних опадів, потім 5 листопада повернувся в цей район, знову принісши нову порцію опадів, причому, значною мірою, зливових. Ці хвилі та закриті області низького та високого тиску зумовили утворення ядер сильних опадів, які випадали на дану територію з кінця доби 3 листопада до другої половини доби 5 листопада. Після 16 00 GMT 5 листопада опади припинилися.

Температура над даною територією 3-5 листопада в основному підвищувалась і умов для інтенсивного зародження льоду не було. Обчислені вертикальні рухи не були занадто великими і не могли зумовити утворення тих катастрофічних опадів, які спостерігалися 3-5 листопада.

У показаній на рис. 2 області ($30 < x < 170$; $-110 < y < 30$ км) активна вихрова діяльність спостерігалася 2 та 5 листопада, в останній стадії синоптичних процесів, оскільки 2 листопада представляє останню стадію попереднього синоптичного процесу, який дуже схожий з досліджуваним. На початку синоптичного процесу 3 листопада в окремих вихорах значення вертикальної його складової досягали значень, близьких до дуже сильних, які характерні для смерчів або інших небезпечних явищ. Найбільш спокійна вихрова діяльність спостерігалася 4 листопада в середній стадії поточного синоптичного процесу.

Чисельне моделювання еволюції хмарності у вказаному районі показало, що механізми зародження льоду (сублімація на ядрах льодоутворення та замерзання крапель) не дали достатньої кількості хмарних частинок для реалізації всієї здатної до сублімації водяної пари за допомогою опадів, а збільшення їх активності мало вплинуло на інтенсивність природних опадів. Збільшення інтенсивності різних механізмів опадоутворення (конденсації, сублімації, коагуляції) не спричинило різкого збільшення інтенсивності опадів, а інколи, навпаки, зумовило їх зменшення. Очевидно тому, що наявність великої кількості водяної пари призводила до швидкого росту й швидкого випадіння крапель і кристалів, а процеси коагуляції прискорювали цей процес.

Проаналізувавши дані спостережень і результати моделювання, можна зробити висновок, що надмірна кількість опадів зумовлена постійним притоком вологи з північного сходу, південного заходу, заходу. Напрями надходження вологи могли змінюватись, течії різного напрямку посилювались, послаблювались, або, зливаючись, підсилювали одна одну. Найбільша хмароутворююча активність із сильними опадами спостерігалася тоді, коли декілька течій зливалися в одну, тоді утворення вихорів і конвективних хмар проходило найбільш активно і ймовірність злив і гроз різко збільшувалася.

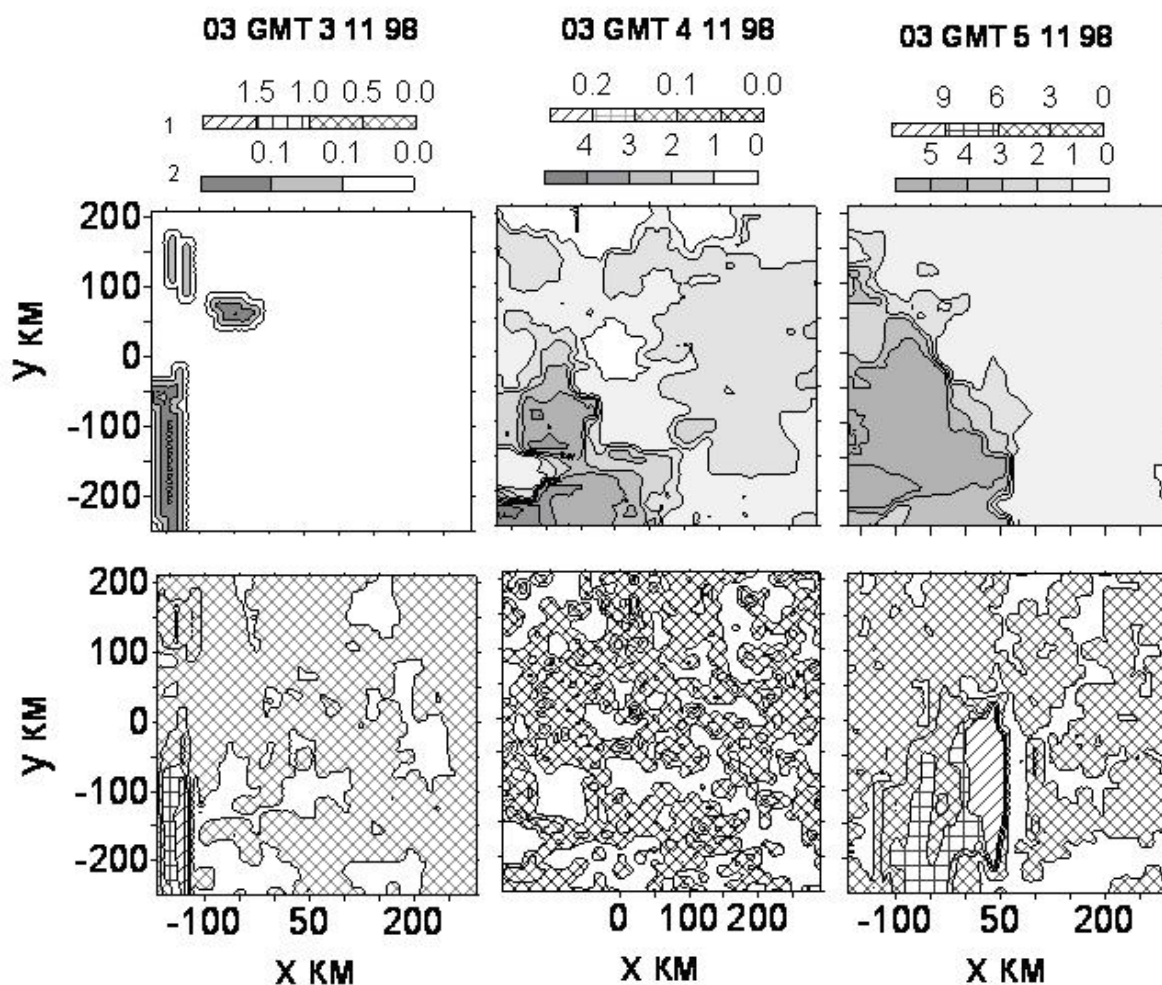


Рис. 3. Змодельований розподіл максимальних значень водності, г/кг (другий ряд, цифри біля шкал першого ряду) та концентрації кристалів 1000/г (перший ряд, цифри біля відповідної шкали) після трьох годин еволюції. Початок еволюції – 00 GMT кожної доби

На рис. 3 показано розподіл водності та концентрації кристалів у всій досліджуваній області через 3 години розрахункового часу (03 GMT).

3 листопада в межах України над цим районом були тільки водні хмари. Змішані хмари та опади спостерігалися тільки за межами України. 4 листопада змішані хмари заповнювали майже всю область, хоча водність і концентрація кристалів у них були невисокі. 5 листопада на південному заході була розміщена широка область зі змішаними хмарами та неприродно високою водністю, яка перевищувала 10 г/кг.

Звичайно, можна пояснити таку високу водність недостатньою інтенсивністю використаних механізмів опадоутворення, але це тільки підкреслює наявність у вказаному районі надпотужних джерел вологи, здатних зумовити надзвичайно сильні опади.

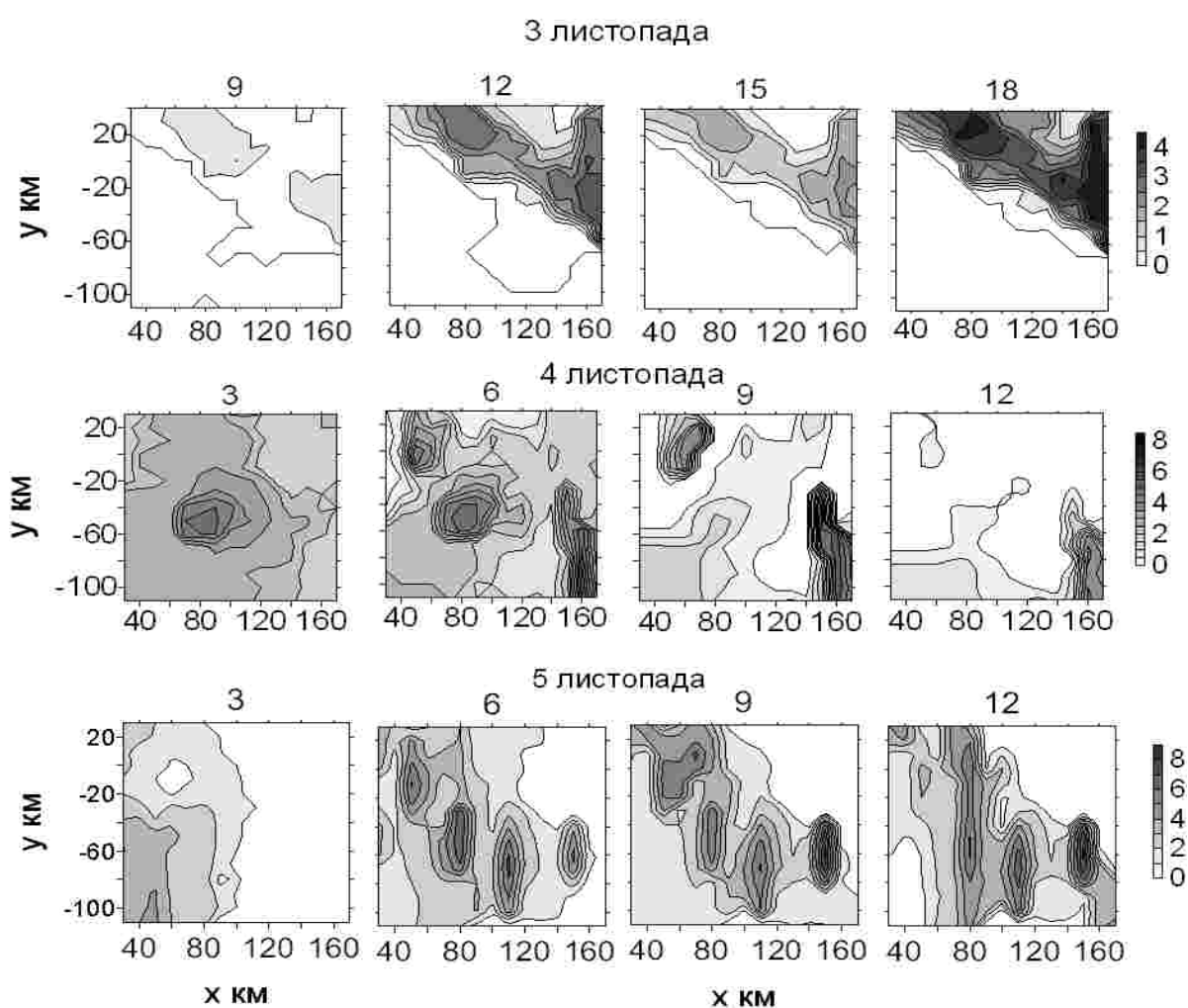


Рис. 4. Змодельовані тригодинні суми опадів синоптичного процесу 3-5 листопада 1998 р. (Цифри біля вершин рисунків означають кінцевий термін змодельованої суми. Цифри біля шкал – суми опадів, мм)

Як видно з рисунка, найбільш багаті джерела вологи містилися на південному заході розрахункової (великої) області. З часом вони

поступово наближалися до досліджуваної зони з максимальними опадами (рис. 1) і за сприятливих умов могли насичувати вологою ближні області й забезпечувати сприятливі умови для росту та випадіння опадів.

На північному сході області джерела вологи не були такими інтенсивними, але займали значні площі й за постачанням вологи в заданий район могли конкурувати з більш інтенсивними південно-західними джерелами. 4-5 листопада ці два масиви з'єдналися і, підсилюючи одне одного, забезпечили опади, здатні формувати високі паводки.

Зважаючи на розподіл змодельованих сум та інтенсивностей опадів (рис. 4, 5) у часі та просторі, опади насувалися на досліджувану територію спочатку з північного сходу (3-4 листопада), а потім із заходу та південного заходу (5 листопада). Формування хмарності в даному регіоні не спостерігалось. Вона надійшла в цей район з інших територій. Тут вона була модифікована орографією (особливо це помітно 5 листопада), тобто затримувалася й підсилювалася нею.

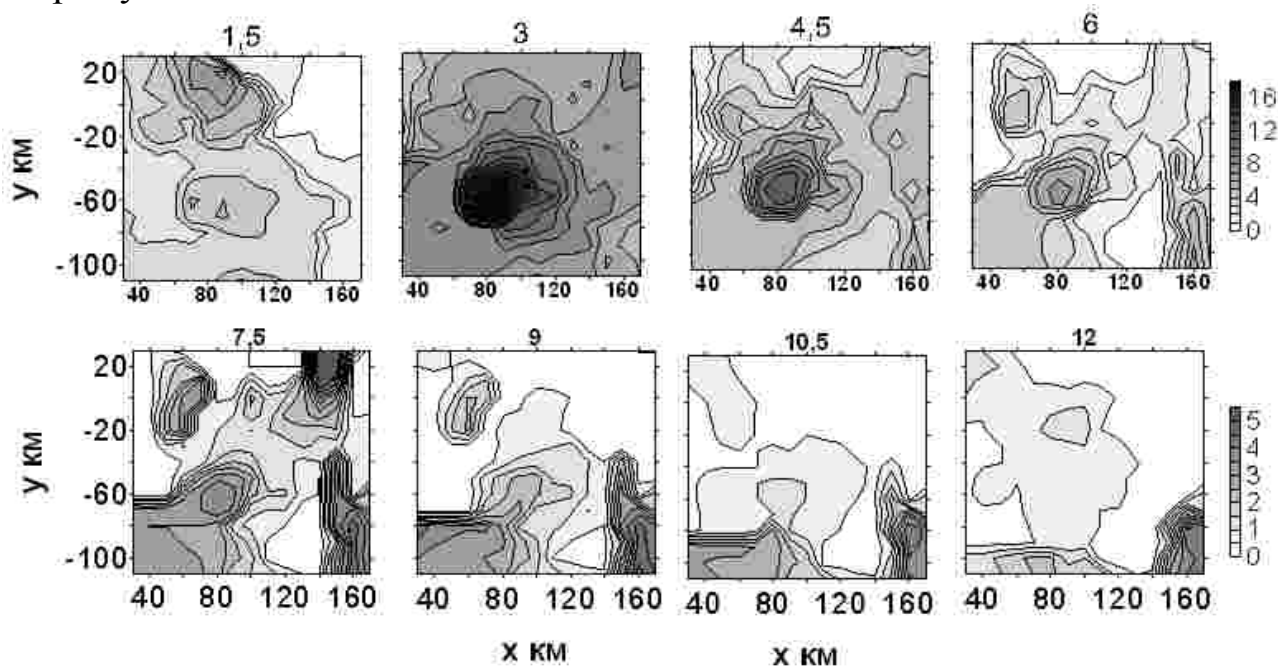


Рис. 5. Інтенсивність опадів, мм/год. (4 листопада) (Цифри біля вершин – модельний час. Цифри біля шкал – інтенсивність опадів, мм/год)

Опади витягувалися смугами як паралельно до фронту із хвилями, так і майже перпендикулярно до нього. У смугах спостерігали чітко виражені ядра опадів. Особливо це помітно 5 листопада. Тоді ядер було значно більше і вони були різної величини, що взагалі характерно для хмарності на стадії розпаду.

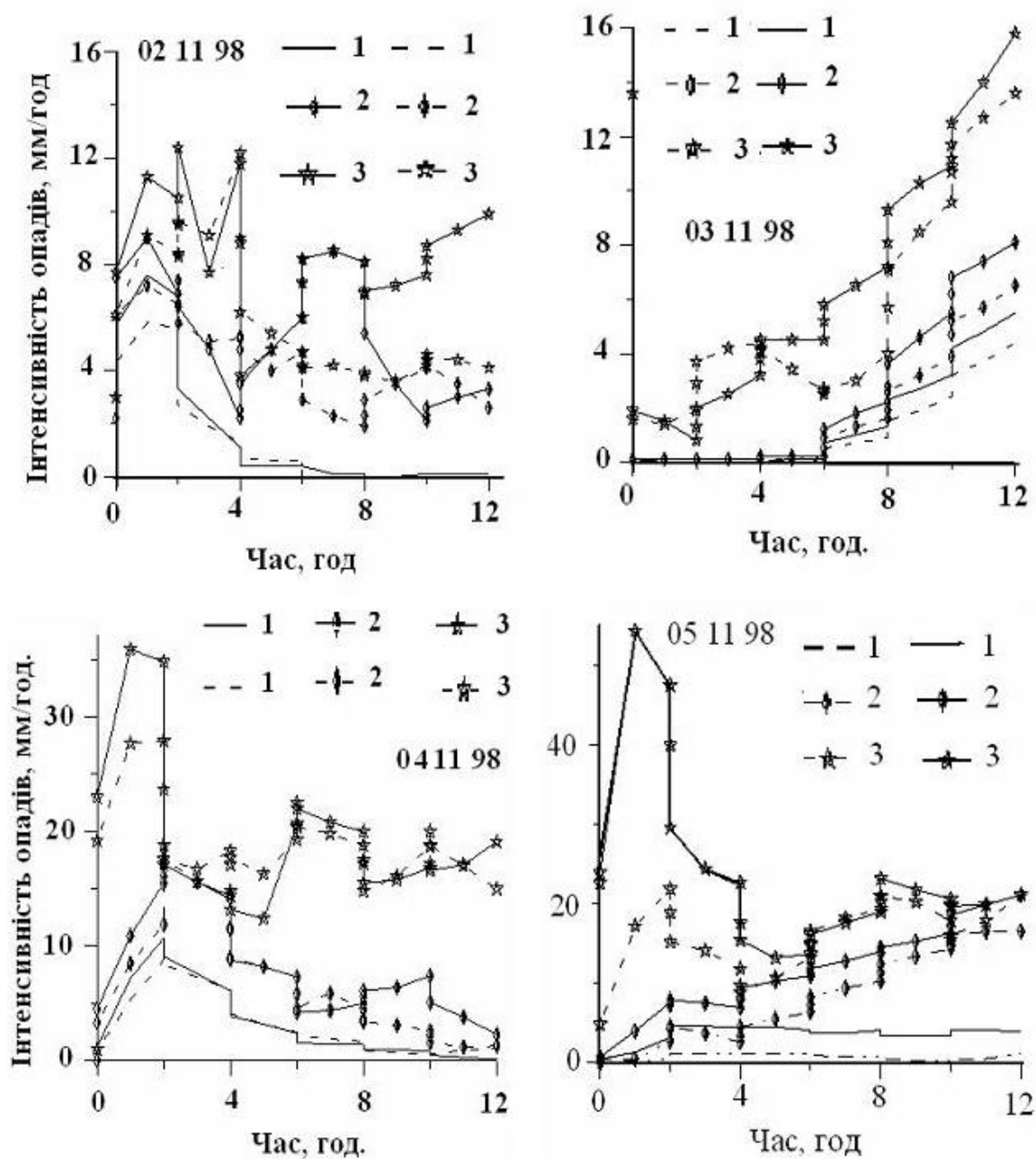


Рис. 6. Змодельована еволюція інтенсивності опадів 2-5.11.1998 р.:

1. Інтенсивність опадів у точці $(x, y) = (100, -30 \text{ км})$. 2. Макс. інтенсивність опадів на малій площі $(100 < x < 150 \text{ км}, -30 < y < 20 \text{ км})$. 3. Макс. інтенсивність опадів для всієї розрахункової площі $(-170 < x < 300 \text{ км}, -250 < y < 220 \text{ км})$. (Суцільні лінії – розрахунки без коагуляції, несуцільні – з коагуляцією)

На рис. 6 показана еволюція змодельованої інтенсивності опадів у точці $(x, y) = (100, -30 \text{ км})$, розміщеній у межах області з максимальними природними опадами, а також еволюція максимальних інтенсивностей на

вибраних площах. Менша з вибраних площ представляла зону максимальних природних сум опадів, більша – всю розрахункову площу.

Максимальна інтенсивність опадів на малій площі ($100 < x < 150$ км, $-30 < y < 20$ км) 2 листопада досягла максимуму в початковий період обчислень, потім спостерігалось її коливання з поступовим зменшенням амплітуди. Приблизно такий самий хід розвитку максимальних значень опадів було одержано і для великої площі ($-170 < x < 300$ км, $-250 < y < 220$ км). Коагуляційні процеси в цьому випадку призвели до значного зменшення сум опадів у другій половині розрахункового часу.

Інтенсивність опадів у точці 2 листопада досягала 7 мм/год. на початку доби, потім зменшилася до нуля близько 7 години. Коагуляційні процеси могли як збільшувати, так і зменшувати інтенсивність опадів, однак мало впливали на її розвиток.

3 листопада максимальна інтенсивність опадів без коагуляції для всієї розрахункової площі (великої) коливалася з амплітудою, яка поступово збільшувалась у часі. Коагуляційні процеси підсилювали ці суми в початковий період і дещо зменшували в подальшому розвитку, але взагалі хід коливань був схожий в обох випадках. На малій площі опади почалися, як видно з рис. 4, у вузькій смузі північно-східної частини малої області. У цій самій області знаходилася і зафіксована на рис. 6 точка. Опади в ній були слабкими. Максимальні суми опадів на малій площі, одержані в другій половині розрахункового часу, поступово зростали. Коагуляційні процеси зменшували інтенсивність опадів.

4 листопада максимальні суми опадів на великій і на малій площі значно зросли й досягали відповідно 26 та 17 мм/год. при врахуванні коагуляційних процесів і відповідно 37 та 19 мм/год. – без них. Спостерігалось коливання в обох випадках. На малій площі амплітуда коливань у другій половині періоду поступово зменшувалась. Інтенсивність опадів у точці 4 листопада досягала максимуму (12 мм/год.) в перші 2 год. розвитку, потім вона поступово зменшувалась. Коагуляція мало впливала на її розвиток і могла як збільшувати, так і зменшувати її.

5 листопада максимальні суми на великій площі, змодельовані без процесів коагуляції, досягли 57 мм/год.; враховуючи коагуляцію – 22 мм/год.; більш ймовірна величина для другого за величиною максимуму, приблизно однакового для обох способів розрахунку, становила приблизно 20 мм/год. Найбільші значення величин максимальних на малій площі інтенсивностей були одержані наприкінці розрахункового

періоду. У заданій точці опади йшли більш-менш рівномірно протягом 12 годин, їх інтенсивність не перевищувала 5 мм/с, а коагуляційні процеси помітно зменшили їх.

Табл. 1 показує розподіл сум опадів на різних етапах синоптичного процесу. 3-годинні суми опадів у таблиці позначені їх кінцевим терміном.

Таблиця 1

Залежність сум опадів від динамічних і мікрофізичних характеристик

Дата	с	р	Σ_{min}	Максимальна $\Sigma 1$					Максимальна $\Sigma 2$				
			0-12	3	6	9	12	0-12	3	6	9	12	0-12
2	1	0,2	0,2	3,9	7,1	4,9	1,9	16,8	4,1	8,8	6,4	5,2	24,5
3	1	0,2	0,0	0,1	0,1	1,0	2,9	4,1	4,2	7,2	4,5	8,1	24,0
4	1	0,2	2,2	4,6	4,8	5,3	1,9	16,6	8,2	9,2	9,2	9,4	36,0
5	1	0,2	0,6	3,9	7,9	8,3	8,0	29,1	13,6	9,9	10,8	13,0	47,3
Σ								66,6					131,8
2	0	0,2	0,2	2,8	6,1	11,6	8,9	29,4	4,2	6,1	11,6	14,3	36,2
3	0	0,2	0,0	0,1	0,1	1,3	3,8	5,3	2,1	5,8	11,1	17,1	27,1
4	0	0,2	2,8	5,2	5,6	7,3	6,7	24,8	9,0	7,0	12,0	20,0	48,0
5	0	0,2	3,7	4,2	7,5	16,0	28,0	54,7	18,1	8,4	17,4	28,2	70,1
Σ								114,2					181,4
2	0	0,0	0,2	2,8	5,9	8,4	3,6	20,7	4,0	6,1	13,5	14,4	39,0
3	0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,4	0,7	2,5	9,0	12,3	16,9	40,7
4	0	0,0	0,2	2,3	1,9	3,1	0,3	6,6	2,6	5,4	11,3	16,7	36,0
5	0	0,0	0,0	1,5	6,0	16,3	23,7	47,5	10,4	7,6	17,0	23,7	58,7
Σ								75,5					174,4
5	0	nor	0,7	1,5	2,7	16,5	22,9	43,6	10,1	7,4	18,4	22,9	59,1

Символ Σ_{min} – означає мінімальні суми опадів за перші 12 год. для площі, обмеженої координатами $100 < x < 150$ км; $-30 < y < 20$ км; $\Sigma 1$ – максимальні суми на цій площі; $\Sigma 2$ – максимальні суми на площі $170 < x < 300$ км, $-250 < y < 220$ км. Помітка c означає, що коагуляційні процеси враховувались ($c = 1$) або не враховувались ($c = 0$). Помітка p означає відмінність в крайових умовах на бокових границях.

Тут допускалась рівність нулю похідних для невідомих величин:

- 1) у декартовій системі координат ($p \neq 0$);
- 2) у Z-сігма системі координат ($p = 0$); $p = nor$ означає розрахунок в Декартовій системі координат без урахування орографії. Розділювальні

параметри **A** та **B** для обчислювальних схем 1, 2 відповідно дорівнювали 0,75 м/с та 10 м/с.

Максимальні суми опадів для всієї площі значно перевищували максимальні суми на малій площі, що ще раз підтвердило значний зовнішній вплив на формування хмар та опадів у районі Українських Карпат.

З таблиці зрозуміло, що для всіх варіантів розрахунку найменші суми опадів в малій області ($\Sigma 1$), яка згідно з рис. 1 охоплювала українську частину Східних Карпат із сильними природними опадами, спостерігалася в першій половині доби 3 листопада, а найбільші суми - 5 листопада. Наявність коагуляції в основному зменшувала максимальні суми, що свідчило про переважаючу роль процесів конденсації та сублімації у формуванні опадів. Без коагуляції дрібні хмарні частинки довше перебували в насиченому водяною парою середовищі й за постійної присутності здатної до сублімації водяної пари в більшій кількості реалізовували її у формі опадів. Якщо орографію не враховували (див. останній рядок таблиці), то мінімальні суми опадів значно збільшилися, а максимальні змінилися мало. Нехтування орографією в граничних умовах дещо зменшило загальні 12-годинні суми опадів, причому в основному на кінцевому етапі обчислювального періоду.

Дослідження ролі вертикальних рухів у розподілі сум опадів різної природи

Вирішальну роль у розподілі хмарності різної фізичної природи відіграють вертикальні рухи. Вони визначають поділ хмар на шаруваті та конвективні, а також поділ конвективних хмар на різні категорії. Неоднакова фізична природа цих хмар вимагає і різного підходу для обчислення вертикальних рухів у них. Велика кількість чисельних експериментів з хмарними системами холодного періоду року, коли в основному переважають шаруваті хмари, показала, що для цих систем для обчислення вертикальних рухів коректним є використання рівняння нерозривності, модифікованого, як у [4].

Чисельні експерименти з хмарними системами, в яких вертикальні рухи досягали декількох метрів за секунду, показали, що обчислюючи їх таким способом, можна одержати значно завищені їх значення, а також порушення стійкості як фізичних, так і математичних процесів. Особливо

це ймовірно для нестійкої атмосфери з великими градієнтами метеорологічних величин. Тому для сумісного моделювання конвективних і неконвективних хмар використовувались алгоритми, які включали комбінації різних схем.

Були застосовані різні комбінації трьох систем рівнянь. Проведені серії чисельних експериментів з різними співвідношеннями роздільних параметрів A та B в схемах 1-3 дозволяють оцінити граничні значення цих параметрів, які здатні забезпечити обчислення з достатньою точністю. Чисельні експерименти з вертикальними рухами, які менші 1 м/с, показали, що обчислення можна успішно провести, використовуючи рівняння нерозривності для w . У цьому випадку схема 1 представляє в основному широкомасштабну шарувату хмарність, схема 2 – конвективну хмарність малої та середньої потужності, а схема 3 – хмари з вертикальними рухами, швидкість яких перевищує 10 м/с. Звичайно, це має місце в надпотужних купчастих хмарах. Для літніх фронтальних систем, як правило, використовуються різні комбінації цих схем, оскільки в теплий період року у фронтальних системах зустрічаються комбінації різних хмар. Для досліджуваного синоптичного процесу використовувалась переважно комбінація двох перших схем. Для кожного із змодельованих синоптичних процесів були проведені серії чисельних експериментів із різними значеннями параметрів A та B .

Табл. 2, 3 наводять результати серії чисельних експериментів щодо визначення ролі вертикальних рухів у часовому та просторовому розподілі сум опадів. Якщо абсолютна величина швидкості вертикальних рухів (w_m) не перевищувала A , тоді вертикальні рухи обчислювалися з допомогою рівняння нерозривності, якщо ця величина перевищувала B , для обчислення цієї швидкості використовувалось повне рівняння для вертикальних рухів. Проміжний варіант обмежувався обчисленнями впливу на w сил просторового та турбулентного переносу.

У табл. 2 представлено розрахунки для хмарної системи, змодельованої для 3 листопада, коли інтенсивність опадів була найменша. Позначення такі самі, як у табл. 1. Чисельні експерименти показали, що найбільш наближеними до реальних були результати, одержані зі значеннями A , близькими до 1 м/с, і значеннями B , близькими до 10 м/с. Зменшення A та збільшення B призводить до посилення стабільності системи, хоча, на жаль, може призвести до втрати деяких цікавих явищ та об'єктів. Коли включається третій алгоритм, то фізична стабільність

порушується і відмінності в розрахунках стають більш помітними. Збільшення A до величин, близьких чи більших 10 м/с, може при певних умовах призвести до утворення надпотужних хмар і надприродно високих інтенсивностей і сум опадів. Особливо це ймовірно для нестійкої атмосфери. Зменшення B призводить в основному до зменшення опадів. Коагуляційні процеси зменшували максимальні суми опадів. Врахування впливу орографії на межах трюхи збільшували максимальні суми опадів.

Таблиця 2

Залежність сум опадів від інтенсивності вертикальних рухів та механізмів опадоутворення в областях $100 < x < 150$ км: $-30 < y < 20$ км (сума 1) та $-170 < x < 300$ км, $-250 < y < 220$ км (сума 2). A ; B – розділяючі параметри в рівняннях (12-14). 3 листопада

№	A м/с	B м/с	c	p	$\Sigma 1$	Максимальна $\Sigma 1$					Максимальна $\Sigma 2$				
					0:12	3	6	9	12	0:12	3	6	9	12	0:12
1	0,5	0,5	1	0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	2,7	6,3	5,9	5,4	20,3
2	0,5	0,5	0	0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	2,1	7,3	12,1	13,0	34,5
3	200	200	0	0	0,0	0,2	0,1	0,2	1,2	1,7	29,0	51,8	67,5	94,4	232
4	5,0	5,0	0	0	0,0	0,2	0,1	1,0	5,2	6,5	22,0	18,6	23,1	32,4	96,1
5	1,0	1,0	0	0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	2,1	5,1	10,9	16,7	34,8
6	10	10	0	0	0,0	0,2	0,1	0,2	1,4	1,9	25,7	18,7	31,2	52,0	127
7	10	10	1	0	0,0	0,2	0,1	0,2	0,9	1,4	24,7	20,1	28,0	48,4	117
8	0,75	10	0	1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,4	0,7	2,5	9,0	12,3	16,9	40,7
9	1,0	10	0	1	0,0	0,1	0,2	2,3	5,2	7,8	2,0	6,2	10,0	16,6	34,8
10	1,0	100	0	1	0,0	0,1	0,2	2,4	6,5	8,2	2,0	5,7	10,8	16,7	35,3
11	1,0	5,0	0	1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,3	1,9	5,8	10,7	16,5	34,9
12	10	10	0	1	0,0	0,1	0,1	0,2	1,1	1,5	29,6	55,4	42,6	62,0	189

Таблиця 3 показує залежність сум опадів від роздільних параметрів A та B для 5 листопада, коли процеси були нестійкими, а максимальні суми опадів найбільшими. Наведені розрахунки не враховували коагуляції, параметри c та p дорівнювали 0. При B , рівних і більших 10 м/с, та A , менших 1 м/с, перші 9 годин працює тільки два перших алгоритми, а одержані розв'язки подібні між собою. Якщо ж включали третій алгоритм, то розв'язки помітно різнилися. Робота третього алгоритму має сенс, коли швидкості вертикальних рухів наближаються до

величини 10 м/с. Інакше малі різниці великих величин зроблять похибки обчислень близькими до величини розв'язку, а сукупність хмар, які за вибраним розділенням часової та просторової сітки моделюються як суцільне утворення, в разі відмови від квазистатичного наближення можуть розбиватися на окремі хмари і губитися при заданому розділенні сітки. Потужні купчасті хмари з вертикальними рухами, які досягають величини 10 м/с, можна одержати з допомогою першого або третього алгоритму.

Таблиця 3

Залежність сум опадів від інтенсивності вертикальних рухів. 05. 11. 98.

№	<i>A</i> м/с	<i>B</i> м/с	Σ min	Максимальна сума 1					Максимальна сума 2				
				3	6	9	12	0:12	3	6	9	12	0:12
1	0,25	10	0,7	1,2	6,5	15,8	20,2	43,6	9,8	8,4	12,6	19,8	50,6
2	0,5	10	0,7	1,2	6,5	15,8	7,9	31,4	7,5	9,0	17,4	21,2	55,1
3	0,75	10	0,3	1,5	6,4	16,5	22,9	47,3	10,1	7,4	18,4	22,9	46,3
4	1,0	10	0,0	1,4	5,2	17,0	23,4	47,0	16,8	9,1	18,3	24,4	68,6
5	1,0	100	0,3	1,7	5,6	16,9	27,6	51,8	16,7	9,7	17,6	28,9	72,9
6	0,15	100	0,0	1,0	6,3	8,0	12,6	27,9	11,4	8,6	12,0	19,3	41,3
7	0,15	10	0,0	1,0	6,3	8,0	12,6	27,9	11,4	8,6	12,0	18,4	40,4
8	0,15	5,0	0,0	0,8	5,2	7,8	11,9	25,7	9,8	6,6	11,4	17,1	34,9
9	0,15	0,15	0,0	0,3	0,0	1,3	2,2	3,8	2,3	4,6	4,4	6,9	12,2
10	0,5	0,5	0,0	0,3	0,0	1,1	3,8	5,2	2,3	7,5	11,7	3,8	25,3
11	0,5	2,0	0,0	0,5	2,5	7,5	7,1	17,6	4,1	8,9	17,2	13,0	43,2
12	0,5	5,0	0,0	0,6	5,6	6,4	9,1	21,7	6,9	8,5	16,8	20,3	53,1
13	0,5	10	0,7	1,2	6,5	15,8	7,9	31,4	7,5	9,0	17,4	21,2	55,1
14	0,25	10	2,1	3,6	8,0	13,4	18,4	43,4	13,6	9,9	10,8	13,0	46,3
15	0,5	10	0,4	3,9	7,2	15,9	7,2	34,2	16,6	11,0	18,2	27,5	73,3

Другий алгоритм, який базується на рівнянні переносу повітряних мас, оптимальний за стійкістю процесу для малопотужних купчастих хмар, коли швидкості вертикальних рухів уже перевищують 1 м/с, але ще не досягають величин, близьких до десятків м/с. Мінімальні суми опадів були одержані, коли розділяючі параметри були найменшими, рівними 15 см/с. Зменшення *B* так, як і зменшення *A* до декількох см/с, може призвести до зменшення сум опадів, а то й до припинення опадів. У разі

зменшення B причиною зменшення опадів може бути утворення дрібномасштабних флуктуацій вертикальної швидкості, поява сильних нисхідних рухів, які можуть призвести до розпаду хмарності або поділу хмарних утворень на окремі хмари, які потребують для свого обчислення значно менших кроків за часом і простором.

Таким чином, чисельні експерименти з варіаціями вертикальних рухів показали, що результати обчислень, найбільш наближені до реальних, одержані зі значеннями A , близькими до 1 м/с, і значеннями B , близькими до 10 м/с. Збільшення A до величин, близьких чи більших 10 м/с, може при певних умовах призвести до появи надпотужних хмар та надприродно високих інтенсивностей та сум опадів. Особливо це ймовірно для нестійкої атмосфери. Зменшення B призводить в основному до зменшення опадів.

На рис. 7 наведено просторовий розподіл насичення відносно льоду за різних значень параметрів A та c . Як видно з рисунка, кількість водяної пари в атмосфері помітно збільшується, якщо зростає швидкість вертикальних рухів як за величиною, так і за площею. Коагуляційні процеси діють у протилежному напрямку.

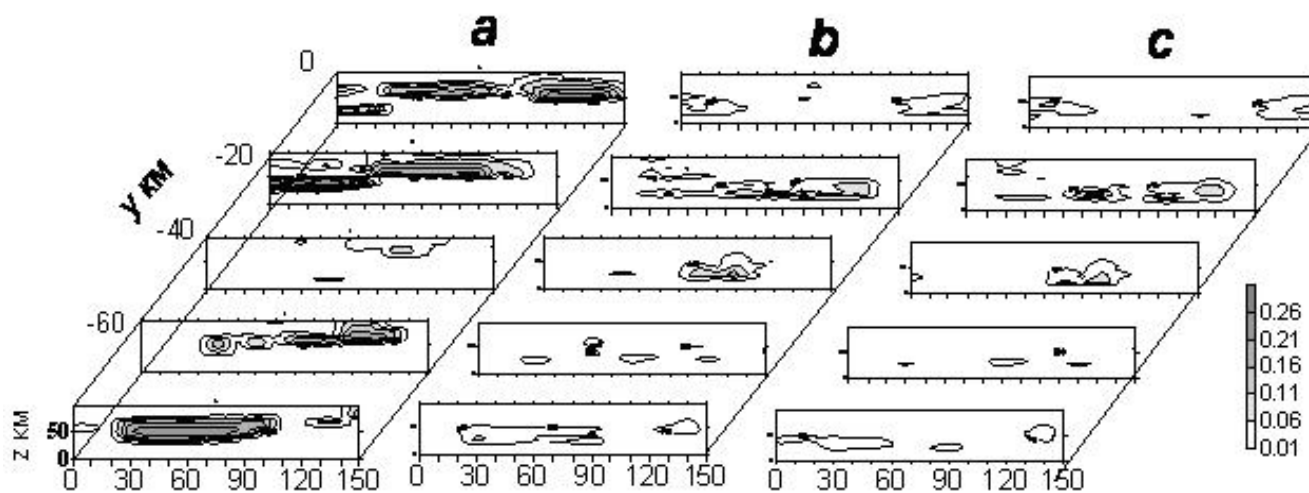


Рис. 7. Просторовий розподіл насичення відносно льоду ($t = 3$ год. 5.11.1998 р.)

$a - A = 2$ м/с, $B = 10$ м/с, $c = 0$; $b -$ як a , при $A = 0,75$ м/с; $c -$ як b , при $c = 1$

Рис. 8 демонструє розподіл водності та концентрації кристалів для тих умов, що й на попередньому рисунку. На рис. 7а показано характерне збільшення потужності шарів з водністю та льодністю. У разі малих A надпотужні змішані шари зникають. Концентрація кристалів у вершинах

хмар зменшується. Зникають засіваючі зони, а зони зі змішаними хмарами переміщуються в нижні шари атмосфери. Процеси коагуляції підсилюють цей процес.

Аналізуючи поведінку хмар та опадів протягом трьох змодельованих днів, виділимо такі особливості: 3 листопада на початку доби над досліджуваним районом значних опадів не спостерігали. В другій половині змодельованого періоду до нього з північного сходу надійшла смуга хмар та опадів, інтенсивність яких збільшувалась і, очевидно, з часом значно вплинула на суми опадів над цією частиною території.

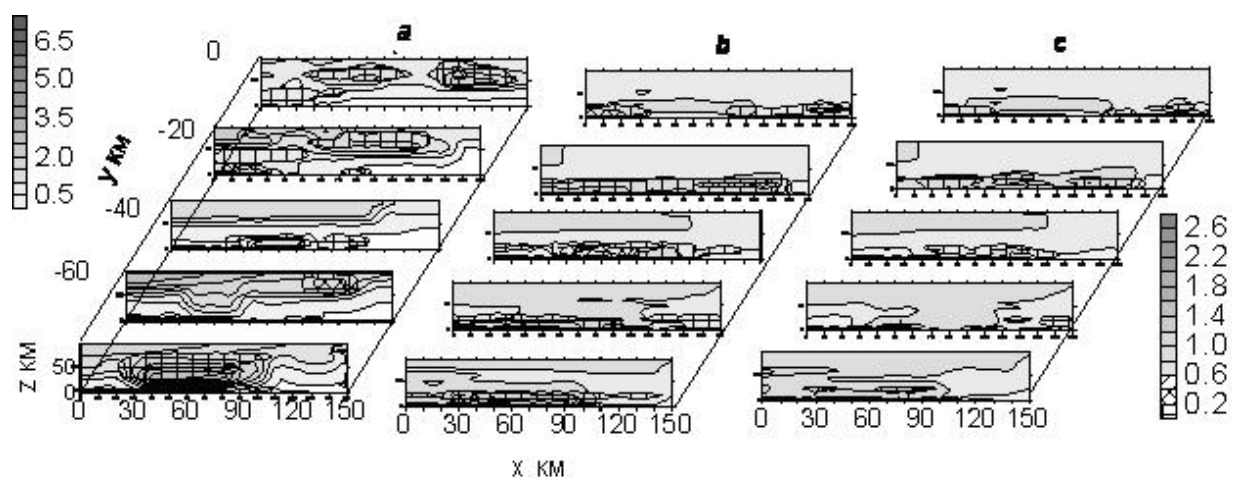


Рис. 8. Просторовий розподіл вогдості, г/кг (шкала – праворуч) та концентрації кристалів, 1000/г (шкала – ліворуч); $t = 3$ год. 5 листопада 1998 р. **a** - $A = 2$ м/с, $B = 10$ м/с, $c = 0$; **b** – як **a**, при $A = 0,75$ м/с; **c** – як **b**, при $c = 1$

Аналіз картини хмар та опадів для всієї змодельованої сітки показав, що хмари та опади насувалися на дану територію з північного сходу, з південного заходу, а потім із заходу, і тільки вздовж хребта спостерігали смугу, вільну від опадів. Поступово ця зона заповнювалась, опади на ній посилювалися. 4 листопада характер опадів зовсім змінився. Опади заповнили всю територію. Вони поширювалися над хребтом широкими плямами. У центрі малої області спостерігали велике ядро сильних опадів. Змодельовані максимальні опади були одержані близько 03 GMT. 5 листопада над горами в межах України спостерігали смугу опадів з різними ядрами в ній, кількість ядер була помітно більша, ніж 4 листопада.

На основі даних чисельного моделювання можна зробити припущення, що значно вплинули на паводки опади, уже отримані в попередньому синоптичному періоді, який закінчився другого листопада. Після короткої перерви його замінив наступний процес, який завершив утворення інтенсивного паводку.

Опади, які формувалися із власних ресурсів, у досліджуваному районі були переважно рідкими. Зміна механізмів льодоутворення не призводила до різкої зміни інтенсивності опадів. Недостатня інтенсивність природних механізмів льодоутворення над визначеною територією і сильні природні опади, які тут спостерігалися, свідчать про те, що й ядра конденсації та льодоутворення поступали сюди із зовні. Серія експериментів з різними початковими розподілами крапель та кристалів підтвердили припущення, що в даний район надходили в значній кількості не тільки потоки пари, а й хмарні субстанції.

Штучне збільшення кількості води та льоду в хмарах проводилось шляхом зміни параметрів функцій розподілу крапель і кристалів у хмарах, зокрема, змінивши розподіл водності та льодності в областях, пересичених відносно льоду в початковий момент часу. Результати моделювання показали, що штучне збільшення водності не зумовило радикальних змін в інтенсивності опадів. Збільшення льодності до величин, близьких до середньостатистичних, призводило до деякого перерозподілу опадів, не змінюючи радикально характер їх розвитку (див. рядки 1, 2, 14, 15 табл. 3, де значення початкових льодності та водності було збільшено в 5 разів). Збільшення ж льодності хмар до величин, які більші за ті, що спостерігалися в купчастих хмарах, за певних умов могло спричинити збільшення опадів до катастрофічних величин, особливо в початковий період. Радикального зменшення сильних опадів запропонованим способом одержати не вдалось.

Висновки

Побудовано прогностичні моделі фронтальних мезомасштабних хмарних утворень, які проходили над Українськими Карпатами 2-5 листопада та супроводжувалися сильними опадами. Змодельовано характер еволюції хмар й опадів різної фізичної природи на різних стадіях синоптичного періоду, який визначав погоду над даною територією.

Показано особливості розвитку інтенсивності та сум опадів на різних стадіях проходження над даною територією характерних явищ

циклональної системи та їх вклад у загальну суму опадів, які призвели до сильної поведінки. Інтенсивність опадів характеризувалася дуже неоднорідною структурою. Осередки конвективних опадів різних розмірів, різної форми та інтенсивності були вкраплені в системи облогових опадів на більшій частині досліджуваної території. Осередково – смугова структура полів хмарності та опадів указує як на хвильовий, так і на вихровий характер процесів їх формування.

Чисельні експерименти з різними варіаціями вертикальних рухів показали, що хмари різної природи вимагають різних методів їх обчислення. Шаруваті хмари можна моделювати успішно, використовуючи рівняння нерозривності. Вертикальні рухи в купчастих хмарах на початковій стадії їх розвитку теж потребують використання цього рівняння. Коли швидкості вертикальних рухів переростають певну величину, характерну для розвинутих конвективних хмар, їх розрахунок вимагає інших підходів. Для надпотужних купчастих хмар можна й потрібно використовувати повне рівняння для проекції швидкості вертикальних рухів.

Коагуляційні процеси могли як збільшувати, так і зменшувати інтенсивність опадів. Максимальні суми опадів здебільшого зменшувалися під впливом коагуляції.

Вплив орографії в розрахунковій сітці та на її межах в основному призводив до збільшення кількості епіцентрів опадів і збільшення інтенсивності та сум опадів у них.

* *

Проведен анализ условий формирования осадков различной интенсивности над Карпатами путем моделирования мезомасштабных слоистых и кучевых облачных образований, дававших сильные осадки над горными районами и прилегающими территориями на протяжении синоптического периода 3-5 ноября 1998 г. во время сильных паводков. Численные эксперименты проводились с фронтальными облачными полосами и конвективными образованиями различных масштабов с целью определения их потенциальных возможностей для образования осадков различной интенсивности, для исследования влияния орографии, динамических и микрофизических параметров на распределение и эволюцию сильных осадков.

* *

1. *Богатырь Л.Ф., Ромов А.И.* Влияние орографии на распределение осадков в Украинских Карпатах и предгорьях в теплое время года // Тр.УкрНИГМИ. – 1971. – Вып. 108. – С. 26-40.
2. *Бойко В.М., Кульбіда М.І., Донченко Л.В.* Сніго-дощовий паводок у березні 2001 р. на Закарпатті: гідрометеорологічні передумови, розвиток та проблеми прогнозування // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2001. – Вип. 249. – С. 154-160.
3. *Бойко В.М., Кульбіда М.І., Сусідко М.М.* Визначний дощовий паводок на річках Закарпаття в листопаді 1998 р. // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 1999. – Вип. 247. – С. 91-101.
4. *Паламарчук Л.В., Пирнач А.М.* Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трехмерных полуэмпирических моделей // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 107-124.
5. *Пирнач А.М.* Исследование влияния агрегации ледяных частиц на процессы осадкообразования в смешанных слоистообразных облаках (числен. эксперимент) // Тр. УкрНИГМИ. – 1979. – Вып. 170. – С. 32-43.
6. *Пирнач А.М.* Численное моделирование облачной системы атмосферного фронта с учетом ее динамики и микроструктуры (трехмерная модель) // Тр. УкрНИИ Госкомгидромета. – 1987. – Вып. 221. – С. 71-83.
7. *Пірнач Г.М., Білокобильський А.В.* Чисельне моделювання літніх фронтальних хмар // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2000. – Вип. 248. – С. 5-21.
8. *Пірнач Г.М.* Моделювання фронтальних хмар із сильними опадами для рівнинних та гірських рельєфів // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2004. – Вип. 253. – С. 37-50.
9. *Ромов А.И., Гургула Б.И.* Гидродинамическая модель регионального гидродинамического прогноза погоды в сигма-системе координат с учетом влияния орографии // Тр. УкрНИГМИ. – 1987. – Вып. 225. – С. 15-31.
10. *Сандквист Х.* Вертикальные координаты и способы дискретизации по этим координатам // Сб. Числен. методы, используемые в атмосферных моделях. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – С. 5-38.
11. *Соседко М.Н.* Особенности пространственной структуры полей осадков на территории Украинских Карпат // Тр. УкрНИГМИ. – 1980. – Вып. 180. – С. 81-85.
12. *Степаненко С.Н.* Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. – О.: Маяк, 1998. – 286 с.

13. *Barth M., Parsons D.* Microphysical processes associated with intense frontal rainbands and the effect of evaporation and melting on frontal systems // *J. Atmos. Sci.*, – 1995. – Vol. 53. – P. 1579-1586.
14. *Browning K.A., Harrold T.W.* Air motion and precipitation growth at a cold front // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 1970. – Vol. 96. – P. 369-389.
15. *Hobbs P., Houze R.A., Jr, Mateika T.A.* The dynamical and microphysical structure of the occluded front and its modification by orography // *J. Atmos. Sci.*, – 1975. – Vol. 32, № 5. – P. 1542-1562
16. *Hobbs P., Persson O.* The mesoscale and microscale structure and organization on cloud and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands // *J. Atmos. Sci.*, – 1982. – Vol. 39. – P. 280-295.
17. *Kasahara A.* Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction // *Mon. Wea. Rev.* – 1974. – Vol. 102. – P. 509-522.
18. *Locatelli J., Martin J., Hobbs P.* Development and propagation of precipitation cores on cold fronts // *J. Atmos. Res.*, – 1995. – Vol. 38. – P. 177-206.
19. *Pirnach A.* Construction and application of the various numerical models for study the cloud dynamics and structure of the frontal rainbands // *J. Atmos. Res.*, – 1998. – Vol. 45-47. – P. 356-376.
20. *Rodgers D.* The aggregation of natural ice crystal. – Report. NOAR, 1972. – 35p.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*