

УДК 551.576

Г.М. Пірнач

МОДЕЛЮВАННЯ ФРОНТАЛЬНИХ ХМАР ІЗ СИЛЬНИМИ ОПАДАМИ ДЛЯ РІВНИННИХ ТА ГІРСЬКИХ РЕЛЬЄФІВ

Тривимірні діагностичні та прогностичні моделі, які були розроблені в УкрНДГМІ для моделювання фронтальних хмарних систем теплового півріччя, було модифіковано шляхом залучення орографії і використано для моделювання шаруватих та купчастих хмар над рівнинними та гірськими територіями. Чисельні моделі зі згущеними та розрідженими сітками застосовувалися для моделювання різного масштабу фронтальних смуг дощових хмар із метою визначення їх потенціальних можливостей для регулювання опадів та з метою вивчення впливу рельєфу на розподіл та еволюцію сильних опадів.

Вступ

Смуги та осередки сильних опадів, які часто супроводжували проходження атмосферних фронтів у середніх широтах, є досить складним об'єктом для дослідження. Вони цікавили багатьох учених і для їх вивчення використовувалися різноманітні теоретичні та експериментальні підходи [1-5, 9-12, 14, 15]. Багато польових експериментів, пов'язаних зі смугами опадів різних масштабів проведено в США [11-12, 14]. Предметом дослідження даної роботи були дощові смуги та осередки сильних опадів, зв'язані з фронтом оклюзії та вторинними холодними фронтами, що проходили над Україною. Розроблена методика дослідження та здійснені чисельні експерименти з метою визначення впливу механізмів опадоутворення різної інтенсивності та рельєфу на часовий та просторовий розподіл хмарності та опадів.

Залучення орографії в сучасних моделях здійснюється шляхом переходу до нової системи координат (ξ, ζ, ζ) , де поверхня землі з відповідним рельєфом вважається координатною площиною.

Формули переходу від Декартової до орографічної системи координат наведено в роботах [6-8, 13 та ін.]. Тривимірні діагностичні та прогностичні моделі, які були розроблені в УкрНДГМІ для моделювання

фронтальних хмарних систем теплового та холодного півріччя [1-5, 15], були модифіковані шляхом залучення орографії і використані для моделювання шаруватих та купчастих хмар над рівнинними та гірськими територіями України. Використана система координат, так звана „сигма Z” [8, 13], яка дозволяла враховувати форму рельєфу і зберігати постійною висоту площини, яка обмежувала зверху область інтегрування.

Постановка задачі

Моделювання утворення та розвитку в часі та просторі атмосферного фронту та його хмарної системи проводилося шляхом інтегрування системи примітивних рівнянь динаміки та термодинаміки та системи кінетичних рівнянь для функції розподілу хмарних часток за розмірами, яка була модифікована шляхом заміни змінних (x, y, z) на (ξ, ζ, ζ) .

Система рівнянь записувалась у вигляді:

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

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

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

де

$$S_i = (u, v, \omega, T, q, f_k), \quad i = 1, 2, \dots, 8; \quad k = 1, 2, 3,$$

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

$$\Delta S_i = k_\xi (S_{\xi\xi} + S_{\eta\eta}) + k_\zeta S_{\zeta\zeta}, \quad (5)$$

$$F_1 = lv - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \xi} - \rho g G_1 \right] + \Delta u, \quad (6)$$

$$F_2 = -lu - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} - \rho g G_2 \right] + \Delta v, \quad (7)$$

$$F_3 = -g - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \xi} \frac{1}{G_0} \right] + \Delta \omega, \quad (8)$$

$$F_4 = \sum_{k=1}^3 \alpha_k \varepsilon_k + \alpha_p \frac{dp}{dt} + \Delta T, \quad (9)$$

$$F_5 = -\sum_{k=1}^3 \varepsilon_k + \Delta q, \quad (10)$$

$$F_6 = -\frac{\partial}{\partial r} \left(\dot{r}_1 f_1 \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \frac{v_1}{G_0} + I_a - I_f - (c_{21} + c_{31}) f_1 + \Delta f_1, \quad (11)$$

$$F_7 = -\frac{\partial}{\partial r} \left(\dot{r}_2 f_2 \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \frac{v_2}{G_0} - I_{f2} - \frac{\partial}{\partial r} \left(r_{c21} \dot{f}_2 \right) + \Delta f_2, \quad (12)$$

$$F_8 = -\frac{\partial}{\partial r} \left(\dot{r}_3 f_3 \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \frac{v_3}{G_0} - \frac{\partial}{\partial r} \left(r_{c31} \dot{f}_3 \right) + I_s + I_{f1} + I_{f2} + \Delta f_3. \quad (13)$$

У системі (1-13)

$$\omega = \frac{G_1 u + G_2 v + w}{G_0}, \quad G_0 = 1 - \frac{\Gamma}{H}, \quad G_1 = \Gamma_x \left(\frac{\xi}{H} - 1 \right), \quad G_2 = \Gamma_y \left(\frac{\xi}{H} - 1 \right) \quad (14)$$

t – час; u, v, w – компоненти швидкості вітру вздовж осей x, y, z . Осі x, y направлені по нормалі до фронту та вздовж фронту, або направлені на схід та північ відповідно, z – висота над рівнем моря.

Нові координати записуються у такому вигляді:

$$\xi = x, \quad \eta = y, \quad \varsigma = \frac{z - \Gamma}{H - \Gamma} H, \quad (15)$$

де x, y, z – Декартові координати; ξ, η, ς – z -сигма орографічні координати; $\Gamma(x, y)$ – функція рельєфу; H – максимум z ; Γ_x, Γ_y – перші похідні від Γ по x та y ; k_ξ, k_ς – коефіцієнти горизонтальної та вертикальної дифузії; $S_{\xi\xi}, S_{\eta\eta}, S_{\xi\varsigma}$ – другі похідні від невідомих функцій відносно ξ, η, ς відповідно; γ – сухоадіабатичний градієнт; ρ – густина повітря; l, g – параметр Коріоліса та прискорення вільного падіння; p, T – тиск та 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); r – радіуси часток. Функції $I_a, I_s, I_f, I_{f1}, I_{f2}$ описують процеси утворення крапель та кристалів на ядрах та процеси замерзання крапель, як [1, 14].

r_{cik}, c_{ic} – процеси коагуляції; r_k, ξ_k – процеси конденсації [1].

При побудові схеми розв'язку даної системи були використані кінцево-різницеві схеми та алгоритми, розроблені в [3-5, 15].

Порівняльні характеристики еволюції сильних опадів для різних рельєфів та різних механізмів утворення хмар та опадів

У цьому розділі наведено результати чисельних експериментів із купчастими та шаруватими хмарами, які спостерігалися над різними частинами України 5 серпня 1995 р. Погода в Україні 4-5 серпня 1995 р. визначалася системою оклюдованого циклону, що включав у себе фронт оклюзії та вторинні холодні фронти. Уся ця система повільно пересувалася на північний захід і супроводжувалася зливами та грозами, що спостерігалися час від часу в різних місцях над Україною. Найчастіше грози та зливи були пов'язані з холодними ділянками фронту оклюзії (ФО). Опади мали вигляд окремих плям або смуг, частіше зорієнтованих уздовж холодної гілки фронту оклюзії. 5 серпня в 00 GMT над північною частиною України, включаючи Київ, йшли облогові дощі, зумовлені теплою хвилюю ФО (рис. 1). Найактивніша грозова діяльність спостерігалася 5 серпня близько 9 години. Зливові опади та грози були обумовлені вторинними холодними фронтами та холодною гілкою ФО.

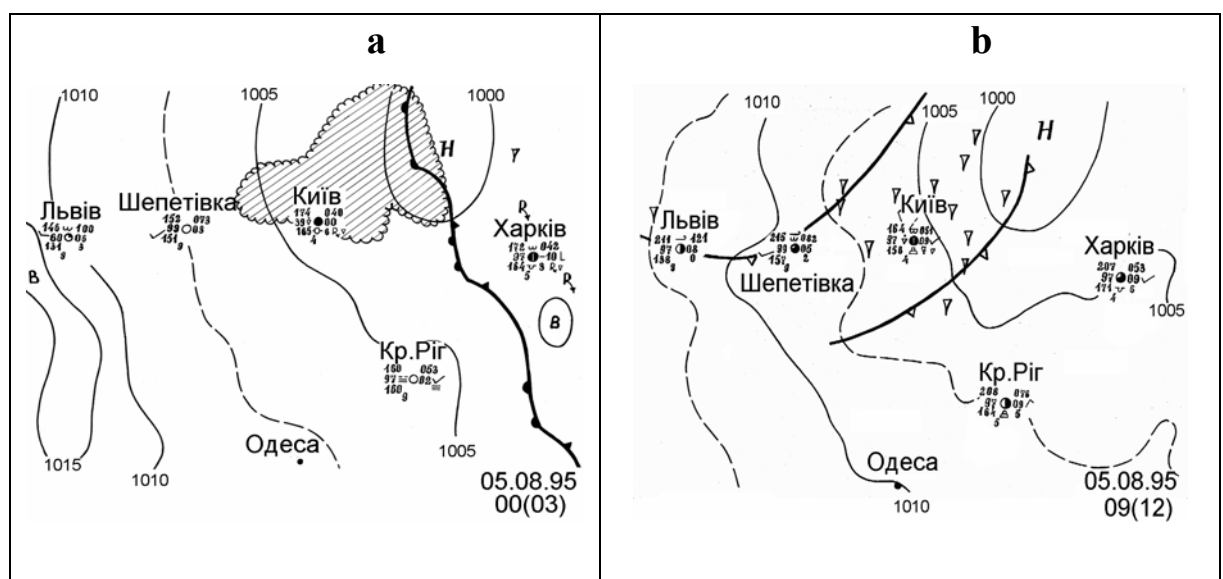


Рис.1. Синоптичні карти за 5 серпня 1995 р.: а – 00 год., б – 09 год.

Найскладніші погодні умови протягом досліджуваного періоду були поблизу Києва. У 09 GMT в Київському регіоні погоду визначали два холодні фронти. Система другого холодного фронту з його хмарною системою поширювалася до району м. Львів. Над західною Україною були зафіксовані окремі грози. Стан атмосфери за 00 GMT 5 серпня був вибраний як початковий для дослідження особливостей розвитку системи хмар та опадів. Початок координат – пункт зондування м. Львів.

Нижче описано декілька чисельних експериментів, які демонструють вплив механізмів утворення опадів на еволюцію сильних опадів над рівнинними та гірськими місцевостями. Далі в тексті координати ξ, η, ζ буде замінено на x, y, z .

На рис.2 відображено еволюцію змодельованої інтенсивності опадів при однакових координатах із залученням і без залучення в розрахунки орографії. Як видно з рисунка, площа, покрита опадами, в обох випадках складається з окремих плям з ядрами опадів у них. Проте розподіли цих плям значно відрізняються між собою.

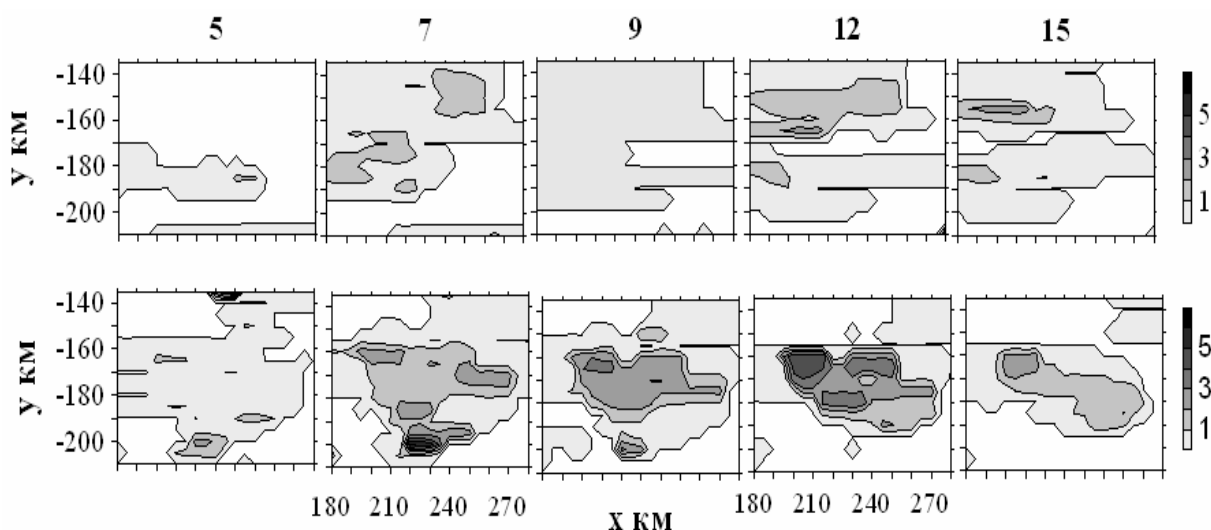


Рис. 2. Залежність від часу та простору інтенсивності опадів, мм/год. Перший рядок – плоский рельєф, другий – справжній рельєф. Цифри над рисунками позначають час в годинах. ξ, η перейменовано на x, y

При залученні орографії в полі опадів у процесі їх еволюції з'являються додаткові ядра з більш сильними максимумами (рис. 2, 3). Наприклад, у процесі еволюції перше ядро опадів спостерігалось біля точки $(x, y) = (220, -200 \text{ км})$. У першому випадку (без орографії) воно

існувало 2 год. У другому – близько 6 год., і в ньому було зафіксовано найбільшу за площею інтенсивність опадів (див. рис.3).

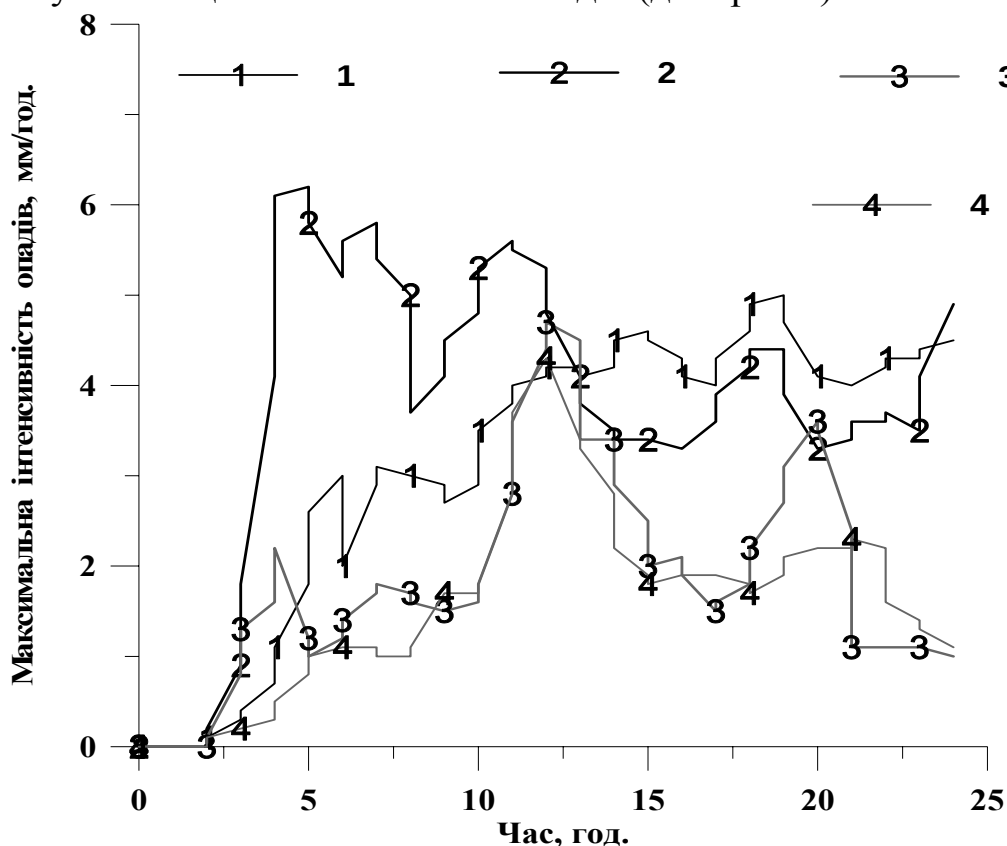


Рис. 3. Розподіл у часі максимальної по площі інтенсивності опадів, мм/год.: 1) залучено орографію, коагуляційні процеси відсутні; 2) як 1, коагуляція розраховується; 3) як 2, без орографії; 4) як 1, без орографії

З рис. 3 видно, що в початковий період максимуми інтенсивності опадів поволі збільшуються з часом при відсутності процесів коагуляції. Це збільшення зумовлене наявністю вільної для сублімації водяної пари та хмарної вологи, необхідних для утворення опадів. Залучення коагуляційних процесів привело до більш різкого збільшення максимумів інтенсивності опадів у перші 6 год. розвитку в першому вищеназваному ядрі опадів. Коливання характерні в просторовому та часовому розподілі опадів для всіх розрахованих випадків за умови, що інтенсивність залучених механізмів достатня для реалізації наявної для сублімації водяної пари.

Аналізуючи просторовий розподіл температури та тиску (рис. 4) при $t = 5$ год., можна відмітити наявність смуг теплого та холодного повітря, які перетинаються смугами високого тиску під великим кутом, тобто ізобари та ізотерми не є паралельними, що підкреслює бароклінність

досліджуваних повітряних мас і є сприятливим для подальшого утворення та розвитку смуг хмар з ядрами опадів у дощових смугах. Поблизу першого ядра опадів відмічається тепле повітря та відносно високий тиск, що в результаті спричинює значні висхідні рухи, хмари та опади.

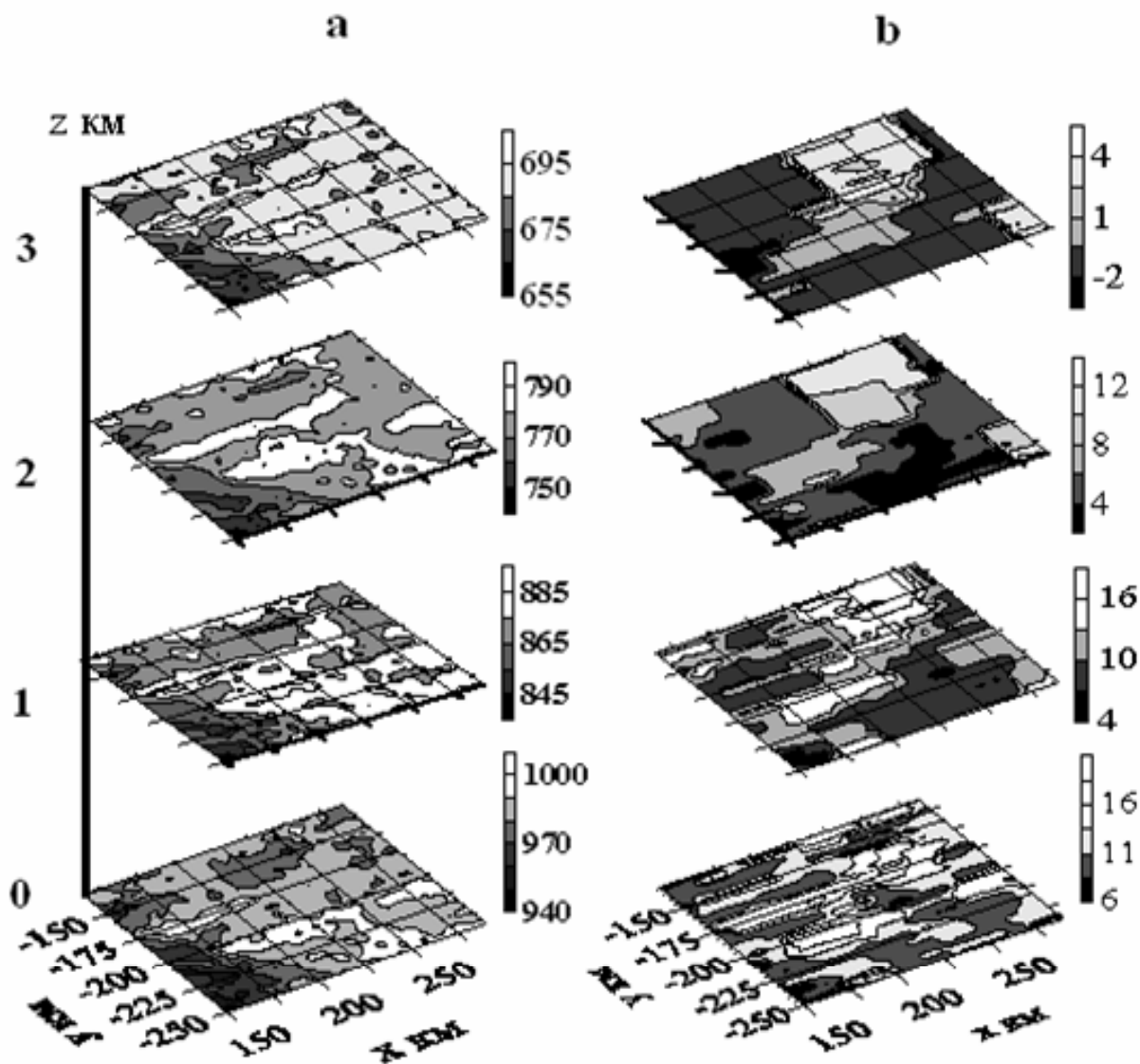


Рис. 4. Просторовий розподіл тиску, мб (а) та температури, °С (b) при $t = 5$ год. Залучено орографію та коагуляційні процеси (крива 2, рис. 3)

У результаті чисельних експериментів, представлених на вертикальних розрізах рис. 5, виявлено, що при $y = -200$ км високі градієнти температури та нестійкі повітряні маси розміщувалися поблизу точки $(x, y) = (220, -200)$ км. Одержано типове сполучення двох шарів, з яких верхній служив постачальником кристалів для нижнього змішаного,

багатого вологою шару, де ці кристали інтенсивно поглинали наявну тут вологу, швидко росли і служили джерелом сильних опадів.

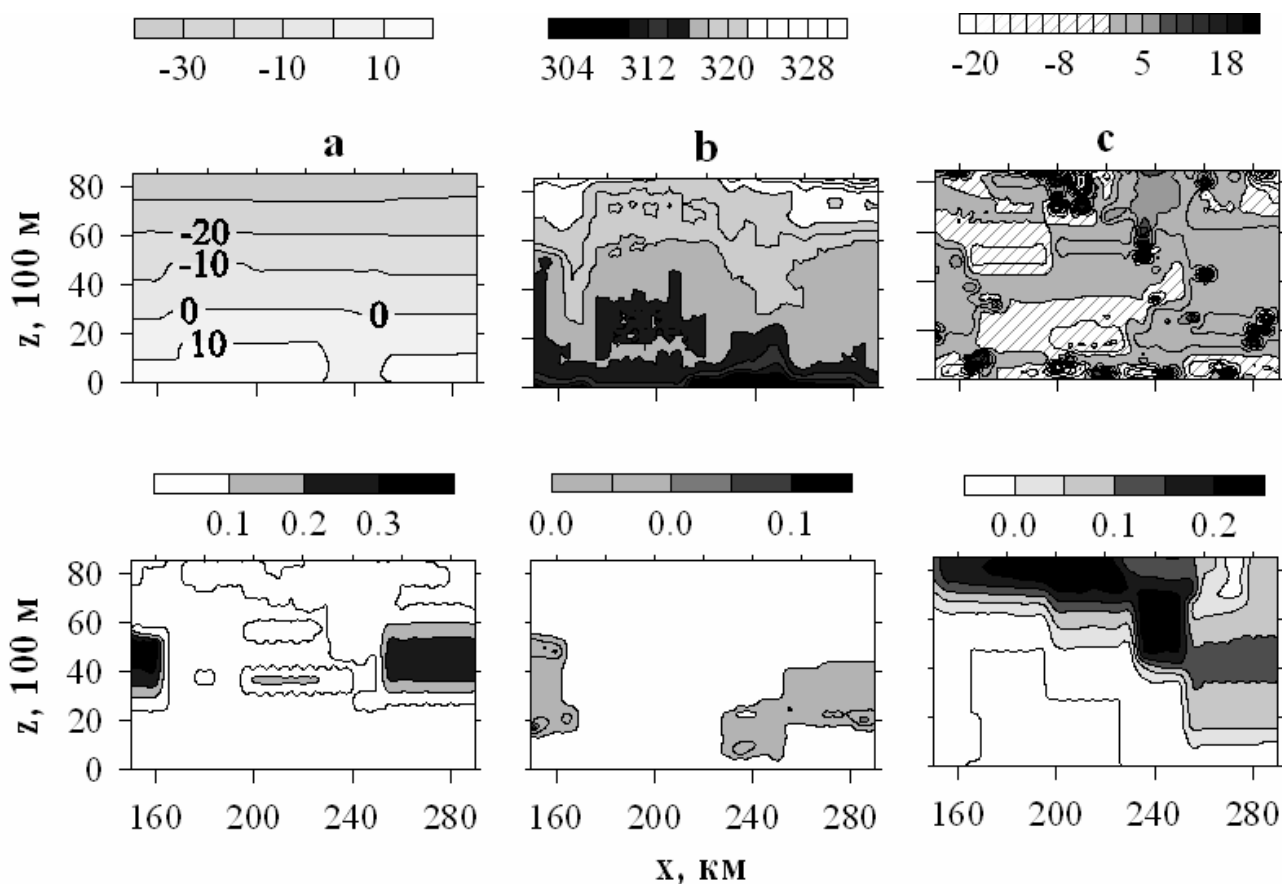


Рис.5. Вертикальний розріз атмосфери при $t = 6$ год., $y = -200$ км. Перший ряд: *a*) температура, $^{\circ}\text{C}$; *b*) псевдопотенціальна температура, K ; *c*) w cm/s . Другий ряд: *a*) пересичення відносно льоду, г/кг ; *b*) водність, г/кг ; *c*) льодність, г/кг . η перейменовано на z

Цей нижній шар характеризувався наявністю потужних шарів із пересиченням відносно льоду та висхідними рухами. У центрі області (поблизу $x = 200$ км) мала місце шарувата структура пересичення відносно льоду з порівняно малими абсолютними величинами та відсутність змішаних хмар, що було, очевидно, спричинене інтенсивним поглинанням водяної пари опадами, що зумовило існування їх ядра, розміщеного поблизу вказаної точки.

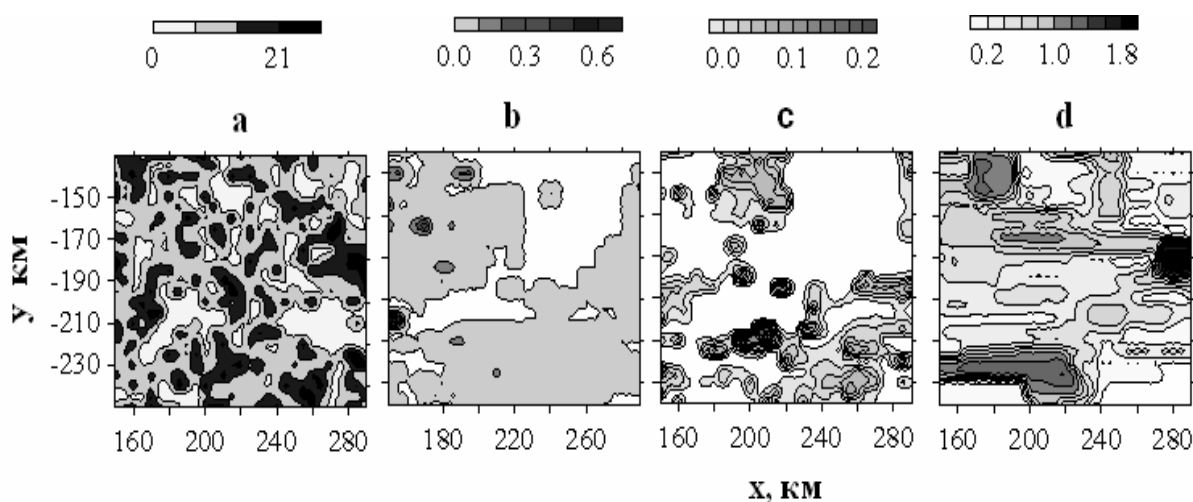


Рис.6. Характеристики хмарності, що спостерігалася поблизу м. Київ при $t = 6$ год.: *a)* максимальні по z швидкості висхідних рухів, см/с; *b)* максимальні значення пересичення відносно льоду, г/кг; *c)* максимальні значення вологості, г/кг; *d)* максимальні значення льодистості, г/кг

На рис. 6 показано просторові розподіли максимальних значень висхідних рухів та характеристик водозапасу хмарності для випадку, представленого кривою 2 на рис. 3 при $t = 6$ год. Як видно з рисунка, вертикальні рухи та максимальні значення вологості мали строкату осередкову структуру, а пересичення відносно льоду та льодистість займали значні території. Вологистість, льодистість та вільна для сублімації водяна пара не зникали навіть у випадках, коли були включені найбільш інтенсивні механізми хмаро- та опадоутворення. Ці багаті на вологу осередки зумовили існування ядер опадів, які періодично з'являлись і зникали в різних ділянках розрахункової області. Як видно з рисунка, на відміну від вищерозглянутого випадку (див. рис. 3) коагуляційні процеси в цьому випадку не мали вирішального впливу на інтенсивність опадів.

Особливості еволюції хмар та опадів у центральному регіоні України поблизу Києва представлено на рис.7-9. Як видно з рис.7, де показано часовий та просторовий розподіл інтенсивності опадів, протягом перших 6 год. еволюції було чітко зафіксовано два ядра опадів як у випадку із залученням орографії, так і без неї. Вони розміщувались у північній та південній частині заданої території. Північна пляма опадів була більш широкою, а південна існувала довше. У випадку з включенням орографії опади були більш інтенсивними. Абсолютні максимуми інтенсивності опадів були зафіксовані при $t = 3$ год. для обох ядер.

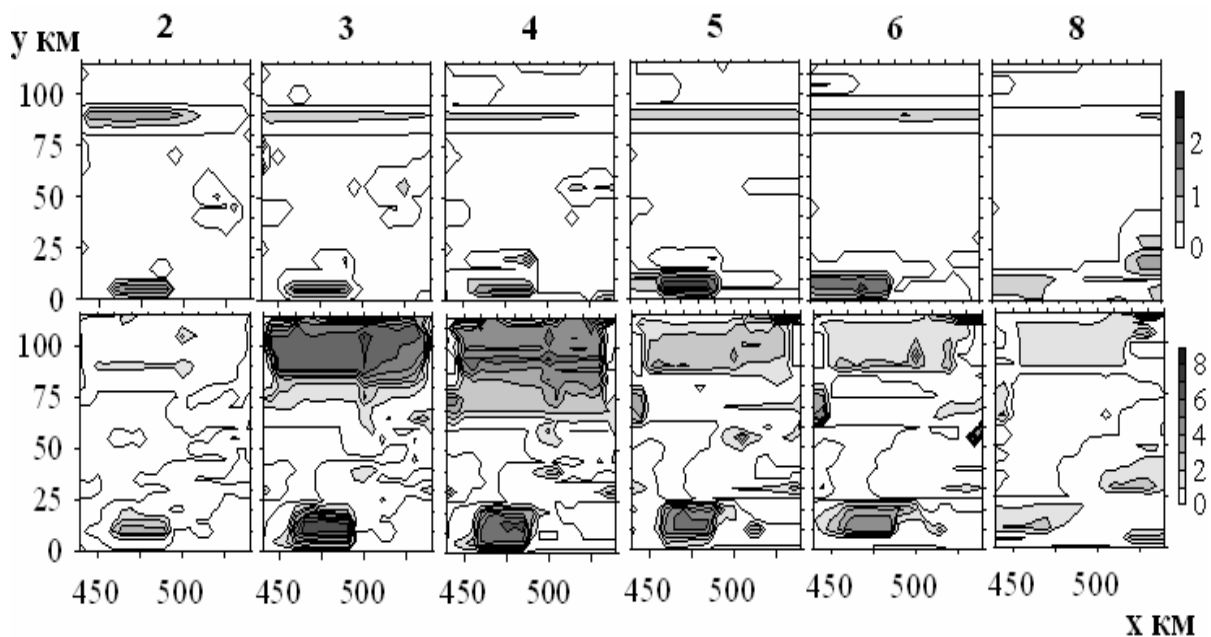


Рис.7. Просторовий розподіл інтенсивності опадів в різні моменти розвитку (цифри над рисунками – час у годинах) поблизу м. Київ. Цифри біля шкали означають інтенсивність опадів, мм/ год.

Максимальні опади з часом набували коливального характеру (рис.8). Як видно з рисунку, вплив орографії, як і в попередньому випадку (див. рис. 3), досить помітний, особливо в початковий період, коли максимальну інтенсивність опадів визначали вищезгадані ядра. Коагуляційні процеси в цей період, на відміну від випадку, що зображений на рис. 3, не мали такого вирішального впливу на інтенсивність опадів (в початковий період криві 1 і 2 та 3 і 4 більш близькі між собою, ніж у випадку рис.3). З часом, після зникнення ядер, вплив орографії помітно зменшився, а вплив коагуляції збільшився. Ймовірно, що в початковий період, процеси сублімації та замерзання успішно реалізували всю хмарну воду та вільну для сублімації водяну пару у вигляді опадів.

Просторовий розподіл пересичення відносно льоду при $t = 3$ год. для другого випадку (рис.7, другий ряд) показаний на рис.9. Плямиста структура пересичення відносно льоду з невеликими плямами його позитивних значень свідчила про недостатню кількість вологи для одержання додаткових опадів у першому ядрі опадів і в сусідніх із ним ділянках. У місцях утворення ядер опадів спостерігалися потужні висхідні потоки та великі значення льодності. Водність і вільна для сублімації водяна пара були або відсутні або зустрічались у вигляді поодиноких плям з відносно малими значеннями цих величин.

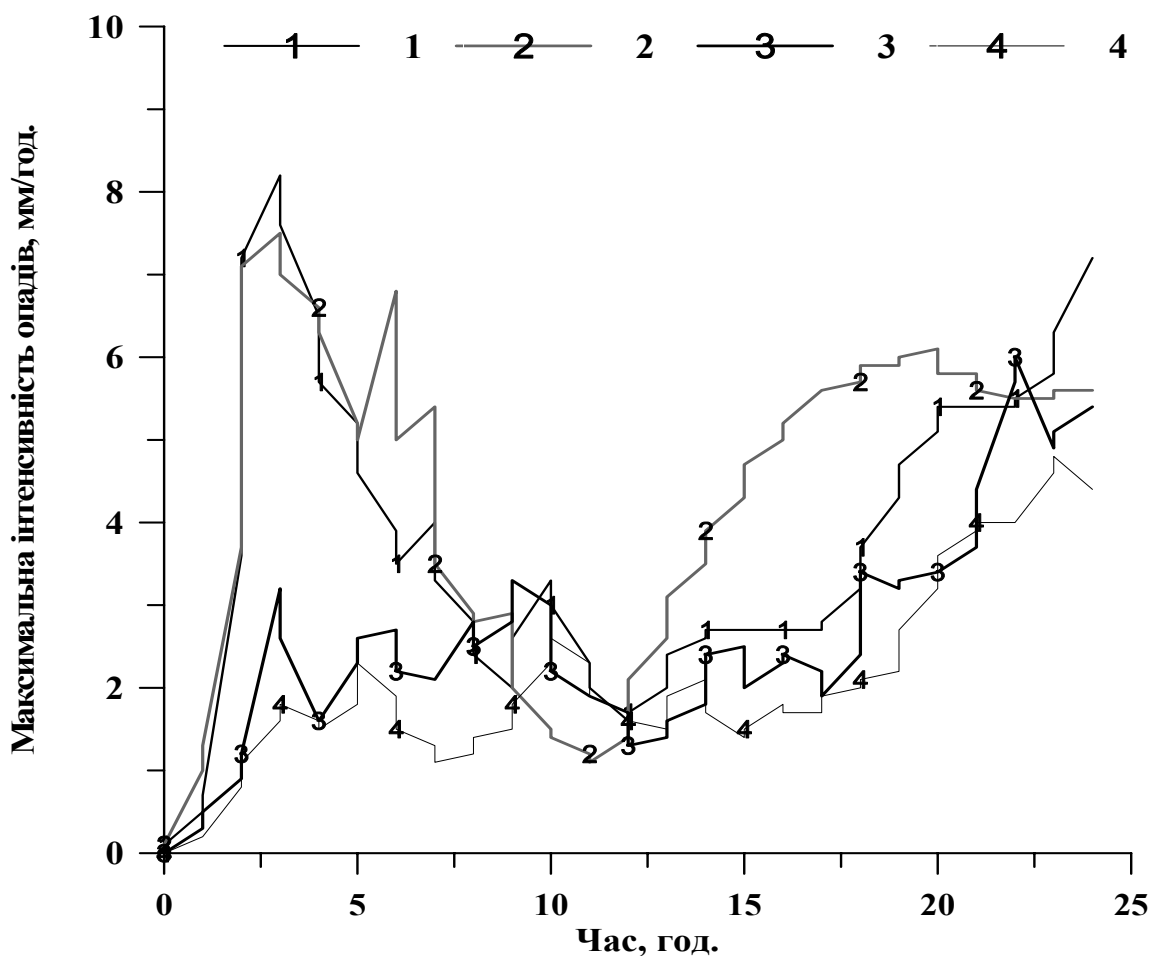


Рис. 8. Зміна в часі максимальних по площі значень інтенсивності опадів поблизу Києва. Позначення біля кривих відповідають рис. 3

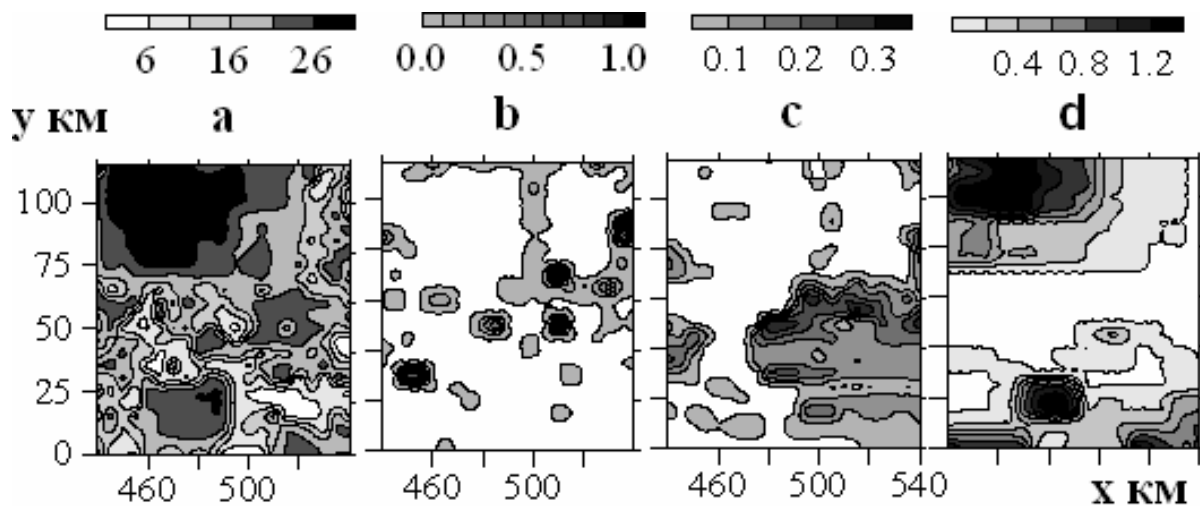


Рис. 9. Характеристики хмарності поблизу міста Київ при $t = 3$ год.: *a*) максимальні по висоті швидкості висхідних рухів, см/с; *b*) максимальні по висоті перенасичення відносно льоду, г/кг; *c*) максимальні значення вологості, г/кг; *d*) максимальні значення льодості, г/кг

Велика кількість кристалів і мала водність свідчили про високу активність сублімаційних процесів при опадоутворенні в цей період, що не дозволило одержати додаткових опадів з допомогою коагуляції (рис.8). Тому можна зробити висновок, що коагуляційні процеси необхідні для інтенсифікації опадоутворення тоді, коли наявні механізми недостатні для реалізації всієї здатної для сублімації та опадоутворення вологи в хмарах у вигляді опадів. Чисельні експерименти для конкретних хмарних систем показали, що при заданих динамічних умовах інтенсивність сублімаційних процесів значною мірою визначається концентрацією ядер льодоутворення. Оптимальна для одержання максимальної інтенсивності опадів концентрація кристалів, як правило, має місце при концентрації ядер льодоутворення, що перевищує її середньостатистичні значення, одержані в натурних експериментах [11].

Висновки

Підсумовуючи результати моделювання, можна зазначити наступне.

Чисельні моделі, модифіковані орографією, вказують на суттєвий вплив рельєфу на хмари та опади на всій території України. Звичайно, найбільш сильно цей вплив помітний в гірських районах та поблизу них. Чисельні експерименти показали, що включення рельєфу зумовлює наявність більш широких хмарних масивів та більш сильних опадів а також появу додаткових плям та ядер опадів. Включення орографії призводить до посилення процесів сублімації та коагуляції при наявності в хмарах достатньої рідкої вологи та вільної для сублімації водяної пари для різних механізмів утворення хмар та опадів.

Було помічено, що збільшення активності коагуляційних процесів може привести як до збільшення, так і до зменшення максимальної по площі інтенсивності опадів. При достатній кількості вологи у хмарах коагуляційні процеси прискорюють виникнення максимумів. У випадках, коли навіть найбільш сильні сублімаційні механізми не можуть реалізувати всю здатну до утворення опадів вологу, включення процесів коагуляції може привести до різкого збільшення інтенсивності опадів.

Коли сублімаційні процеси здатні реалізувати всю здатну для утворення опадів вологу, коагуляційні процеси мало змінюють максимуми інтенсивності опадів. Зменшення (збільшення) опадів відбувається тоді, коли концентрація кристалів більша (менша) величини,

яка є оптимальною для одержання максимальних опадів у заданому районі при заданих динамічних та термодинамічних умовах.

* *

Трехмерные диагностические и прогностические модели, разработанные в УкрНИГМИ, были модифицированы путем включения орографии и использованы для исследования эволюции слоистообразных и кучевых облаков над равнинной и гористой местностью. Численные диагностические и прогностические модели с вложенными сетками использовались при моделировании фронтальных облачных полос различного масштаба с целью определения их потенциальных возможностей для регулирования осадков. Для моделирования была выбрана облачная систем фронта окклюзии, определявшего погоду в Украине 4-5 августа 1995 г. и сопровождавшегося ливнями и грозами. Различные механизмы образования облаков и осадков с разной интенсивностью были опробованы при моделировании эволюции полос сильных осадков с учетом и без учета орографии.

* *

1. Буйков М.В. Численное моделирование облаков слоистых форм.- ВНИИГМИ МЦД, 1978. - 68 с.
2. Паламарчук Л.В., Пирнач А.М. Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трехмерных полуэмпирических моделей // Тр. УкрНИГМИ. - 1992. - Вып.243. - С.107-124.
3. Пирнач А.М. О некоторых особенностях численного решения уравнений, описывающих конденсационный (сублимационный) рост частиц в смешанном облаке // Тр. УкрНИГМИ. - 1980. - Вып.178. - С.5-25.
4. 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.
5. Пірнач Г.М., Білокобильський А.В. Чисельне моделювання літніх фронтальних хмар // Наук. праці УкрНДГМІ. - 2000.- Вип.248. - С. 5-21.
6. Ромов А.И., Гургула Б.И. Гидродинамическая модель регионального гидродинамического прогноза погоды в сигма-системе координат с учетом влияния орографии // Труды УкрНИГМИ. - 1987.- Вып.225.- С.15-31.

7. Сандквист Х. Вертикальные координаты и способы дискретизации по этим координатам // Численные методы, используемые в атмосферных моделях. - Л.: Гидрометеиздат, 1982. - С.5-38.
8. Степаненко С.Н. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной.- Одесса: Маяк, 1998. - 286 с.
9. 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.
10. 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.
11. 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, No5. - P.1542-1562
12. 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.
13. Kasahara A. Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. // Mon. Wea. Rev., - 1974. - Vol.102. - P.509-522.
14. Locatelli, J., Martin, J., Hobbs, P. Development and propagation of precipitation cores on cold fronts // J. Atmos. Res., - 1995. - Vol.38. - P.177-206.
15. 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.

Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ