

УДК 551.576

Г.М. Пірнач, Т.А. Ромаш

ЧИСЕЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ФРОНТАЛЬНИХ ХМАР ІЗ СИЛЬНИМИ СНІГОПАДАМИ

Тривимірні діагностичні та прогностичні моделі, які були розроблені в УкрНДГМІ для моделювання фронтальних хмарних систем холодного періоду року, було модифіковано шляхом залучення орографії й використано для моделювання фронтальних хмар із сильними снігопадами. Чисельні моделі зі згущеними та розрідженими сітками застосовувалися для моделювання різного масштабу фронтальних смуг хмар із метою визначення їх потенціальних можливостей давати сильні опади та з метою вивчення просторового розподілу та еволюції сильних снігопадів.

Ключові слова: тривимірні діагностичні та прогностичні моделі, сильні снігопади.

Вступ

Мікрофізичні і термодинамічні процеси у фронтальних хмарах були предметом тривалих теоретичних досліджень протягом багатьох років в УкрНДГМІ [1, 5, 6, 8]. Такі дослідження стають особливо актуальними, оскільки останнім часом кількість несприятливих метеорологічних явищ, їх інтенсивність й обсяги збитків постійно зростають. Одним із таких явищ є сильний снігопад, який може тривати протягом одного дня і більше і значно ускладнювати життєдіяльність людини.

У роботі як приклад приведено дослідження за допомогою чисельного моделювання природних синоптичних процесів, які стали причиною небезпечних явищ у центральній і південній Україні та завдали великих збитків господарству протягом 15-21 грудня 2009 року. Було порушено роботу автомобільного та залізничного транспорту, відмінено велику кількість авіарейсів, зокрема й міжнародних, сотні машин було заблоковано в заметах, кількість аварій значно збільшилась, було обірвано лінії електропередач. Саме тому цей випадок сильного снігопаду було відібрано для дослідження умов формування таких опадів.

Постановка задачі

Моделювання утворення та розвитку в часі та просторі атмосферного фронту та його хмарної системи проводилося шляхом інтегрування системи примітивних рівнянь динаміки й термодинаміки та системи кінетичних рівнянь для функції розподілу хмарних часток за розмірами, яку було модифіковано шляхом заміни змінних (x, y, z) на (ξ, η, ζ) . Також було використано роботи [1-4, 6, 7, 12, 14, 15].

Вважалося, що спектр дрібних крапель формується під впливом конденсаційного росту, горизонтального та вертикального руху крапель, турбулентного перемішування. Ці процеси забезпечують збільшення крапель до розмірів, коли помітну роль починає відігравати гравітаційна коагуляція, яка надалі буде мати переважаючий вплив на формування спектра великих крапель. На розподіл великих крапель за розмірами й у хмарному просторі впливає також турбулентне перемішування, рух крапель та ін. Ріст кристалів відбувається завдяки сублімації водяної пари та замерзання крапель, також враховується коагуляція крапель з кристалами та замерзання крапель.

Систему рівнянь записано у вигляді:

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

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

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

де $S_i = (u, v, \tilde{w}, T, q, f_k)$, $i = 1, 2, \dots, 8$; $k = 1, 2, 3$,

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

У системі (1-13):

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

$$\varepsilon_k = 4\pi\rho_k \int dr \dot{r}_k f_k, \quad \dot{r}_k = \frac{D\rho\Delta_k}{\rho_k \Gamma_k (r + \beta)}. \quad (15)$$

$$I_s = F_s \frac{dT}{dt} \delta(r) \theta(\Delta_k) \quad (16)$$

Інтенсивність льодоуворення регулювалась за допомогою параметрів a та b у формулі (17):

$$F_s = 10^{-a} e^{bT_s}, \quad (17)$$

де $a = 10^{-5}$, $b = 0,58$ – параметри, які регулюють у рівнянні для функції розподілу кристалів за розмірами швидкість утворення ядер льодоутворення, $T_s = 273.15^\circ\text{K} - T$.

Нові координати записуються у вигляді:

$$\xi = x, \quad \eta = y, \quad \zeta = \frac{z - \Gamma}{H - \Gamma} H, \quad (18)$$

де x, y, z – Декартові координати; ξ, η, ζ – z-сигма орографічні координати; t – час; u, v, w – компоненти швидкості вітру вздовж осей x, y, z . Осі x, y спрямовані на схід та північ відповідно, z – висота над рівнем моря. $\Gamma(x, y)$ – функція рельєфу; H – максимум z ; Γ_x, Γ_y – перші похідні від Γ по x та y ; Γ_k – множник, який характеризує різницю між температурами краплі або кристала та температурою повітря; Δ_k – насичення відносно води ($k=1$) чи льоду ($k=2$), β – параметр у формулі (15) для швидкості конденсаційного та сублимаційного росту Максвелла-Фукса; k_ξ, k_ζ – коефіцієнти горизонтальної та вертикальної дифузії; $S_{\xi\xi}, S_{\eta\eta}, S_{\xi\zeta}$ – другі похідні від невідомих функцій відносно ξ, η, ζ відповідно; γ – сухоадіабатичний градієнт; ρ – густина повітря; ρ_k – густина води ($k=1$) та льоду ($k=3$); 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 у [1, 14]; \dot{r}_{cik}, c_{ic} – процеси коагуляції; \dot{r}_k, ξ_k – процеси конденсації [1, 7].

Початкові поля обчислювались за допомогою діагностичних моделей, розроблених в УкрНДГМІ [5, 7] і пристосованих до дослідження сильних снігопадів [8]. Просторові поля основних метеорологічних величин (температури, тиску, швидкості вітру, вологості та ін.) моделювались із використанням даних мережі станцій радіозондування України та сусідніх країн.

Початковий розподіл крапель та кристалів за розмірами обчислювався за допомогою напівемпіричних функцій або прирівнювався до нуля. У більшості випадків з цією метою використовувалось загальновідоме співвідношення Хргіана-Мазіна:

$$f_i = Ar^2 \exp(-Br), \quad (19)$$

$$A = 1,45q_i / r_m^6, \quad B = 3/r_m,$$

де q_i – питома водність ($i = 1$) або льодність ($i = 2$); r_m – середній радіус часток. Допускається, що зародження крапель і кристалів відбувається за наявності насичення відносно льоду. Значення q_1 і q_2 були пропорційними насиченню відносно льоду. У приведених нижче результатах коефіцієнт пропорційності дорівнював 5. Якщо в атмосфері області із насиченням відносно льоду не було, то $f_i = 0$. Граничні умови можна знайти в [7].

Схема розв'язку системи рівнянь

Чисельна схема для інтегрування системи інтегро-диференціальних рівнянь (1-13) складалася із ланцюжка кінцево-різницевого схем, для кожної з них було розроблено свій алгоритм розв'язку. Загальна система рівнянь була розщеплена на 5 підсистем, які описували окремі фізичні процеси [4, 7, 15].

Детальніше зупинимося на коагуляційних процесах, оскільки їм належить особлива роль в утворенні сильних снігопадів. Коагуляційні процеси розраховувались у наближенні неперервного росту [2, 7]. Рівняння для функції розподілу за розмірами всього діапазону крапель розбивалося на 2 рівняння: для дрібних (хмарних) частинок та великих (дошових) розв'язувались окремі рівняння [2, 7]. Для кожної з фракцій розв'язувалась система рівнянь наступного змісту:

$$\frac{\partial f_k}{\partial t} = -c_{nk} f_k; \quad (20)$$

$$\frac{\partial f_n}{\partial t} = -\frac{\partial(\dot{r}_{c_{nk}} f_n)}{\partial r}; \quad (21)$$

$$r_{c_{nk}} = \frac{\rho_k \rho \pi}{3 \rho_n r_n^2 K_{1n}} \int_0^{R_k} E(r_n + r_k)^2 (v_n - v_k) r_k^3 f_n dr; \quad (22)$$

$$c_{nk} = \pi \rho \int_{R_k}^{R_n} E(r_n + r_k)^2 (v_n - v_k) f_n dr, \quad (23)$$

де $k = 1$; $n = 2, 3$, n – номер фракції частинок опадів (дошових крапель і кристалів); k – номер фракції хмарних часток (дрібні частки); v_n і v_k –

швидкість падіння частинок опадів і хмарних частинок відповідно, які обчислювалися за формулою Кристанова-Шмідта [7]; K_{In} – коефіцієнт форми, який дорівнював одиниці; R_k , R_n – максимальні радіуси коагулюючих дрібних і великих часток відповідно.

Методика дослідження

Робота завжди починалася з ретельного аналізу синоптичної ситуації. При цьому залучалася вся доступна інформація. Проводився детальний аналіз побудованих діагностичних моделей і за їх допомогою виконувалася локалізація явища, котре необхідно дослідити, для подальшого моделювання еволюції хмарної системи. Цю методику буде проілюстровано на прикладі сильних снігопадів.

Синоптична ситуація

Протягом 15-21 грудня 2009 року в Одеській, Миколаївській, Херсонській, Дніпропетровській, Запорізькій, Донецькій областях та в Криму, а також місцями в Харківській, Луганській, Черкаській, Кіровоградській областях пройшли сильні снігопади, що супроводжувалися сильним вітром та хуртовинами.

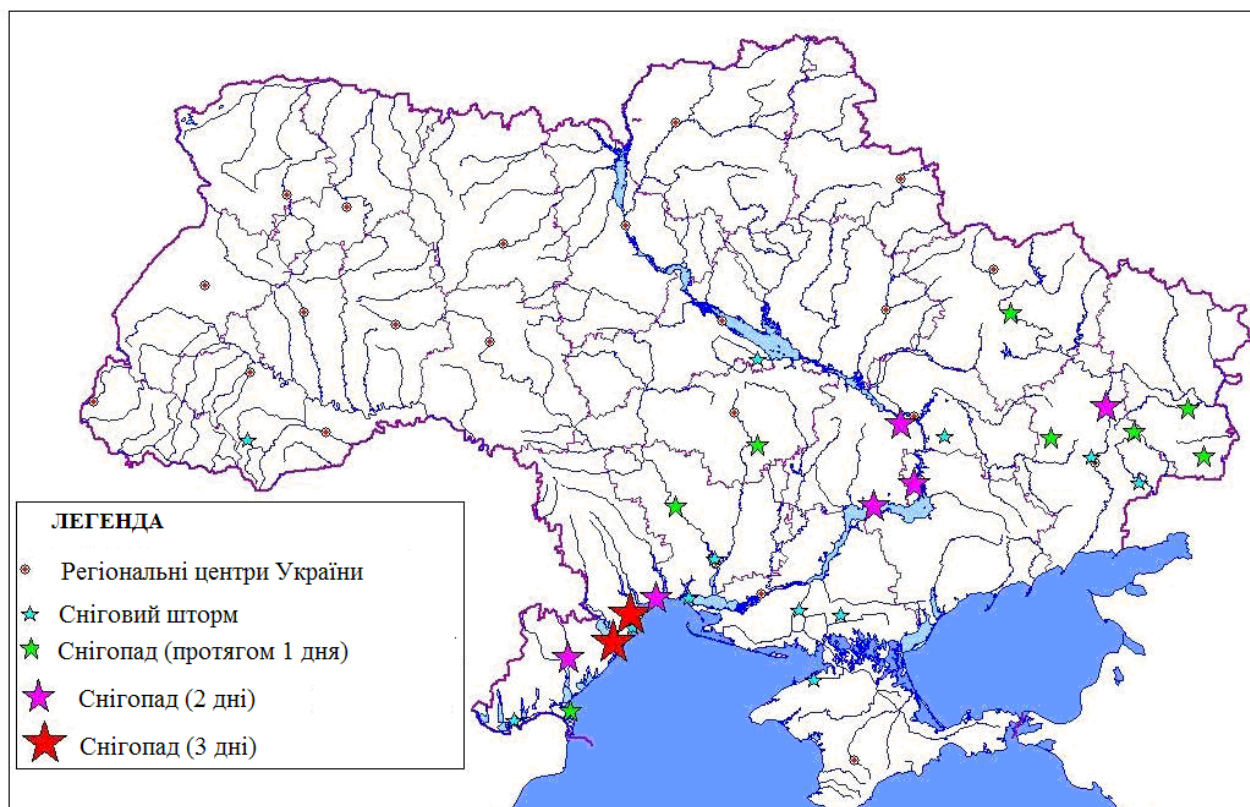


Рис. 1. Кількість днів із снігопадами в Україні протягом 15-21 грудня 2009 р.

Згідно з даними метеостанцій за 10-12 год випало по 20-36 мм снігу, вітер посилювався до 25-28 м/с, тривалість хуртовин становила 13-14 год. Причиною таких небезпечних метеорологічних явищ в Україні було переміщення трьох активних середземноморських циклонів та їх блокування потужним холодним антициклоном з центром в районі Москви. Детальніше синоптичну ситуацію було описано у [8, 10].

Результати діагностичного моделювання стану атмосфери 16 грудня

Для детального аналізу було обрано дві дати – 16 та 19 грудня, які описують початковий період снігопадів та період із найсильнішими опадами. Досліджувались зони, де кількість опадів була найбільшою. Для 16 грудня це був південь України (Одеса, Білгород-Дністровський та ін.), див. рис. 1.

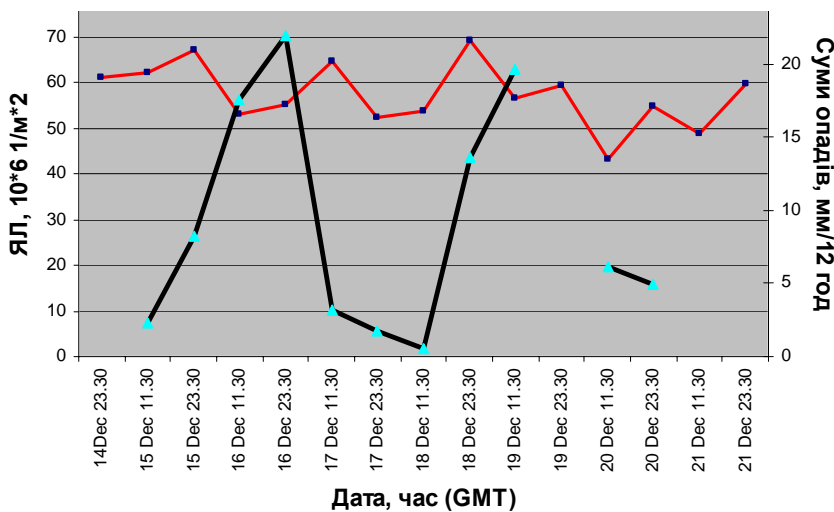


Рис. 2. Еволюція ядер льодоутворення та зафіксованої суми опадів в Одесі. 1 – інтегрована концентрація ядер льодоутворення, 10^6 м^2 , 2 – суми опадів, мм/12 год

На рис. 2 показано суми опадів (мм/12 год), одержані за даними метеорологічної станції м. Одеси, а також обчислена за формулою (17) та проінтегрована за висотою концентрація ядер льодоутворення (ЯЛ). Змодельовану концентрацію ЯЛ було порівняно із зафіксованою на метеостанції сумою опадів. Слід відмітити, що обидві величини мають коливальний характер, причому суми опадів мають значно більшу амплітуду і період коливання. Як видно з рисунка, випадання сильних опадів спричиняється зменшенням ЯЛ. Тоді як у разі послаблення опадів концентрація ЯЛ зростає.

На рис. 3 показано приземні та інтегральні характеристики хмарності для двох різних регулярних сіток: 1) головної, з горизонтальними кроками 20 км; 2) вкладеної сітки із горизонтальними

кроками 5 км. Крок за висотою дорівнював 200 м. Початок координат – м. Київ.

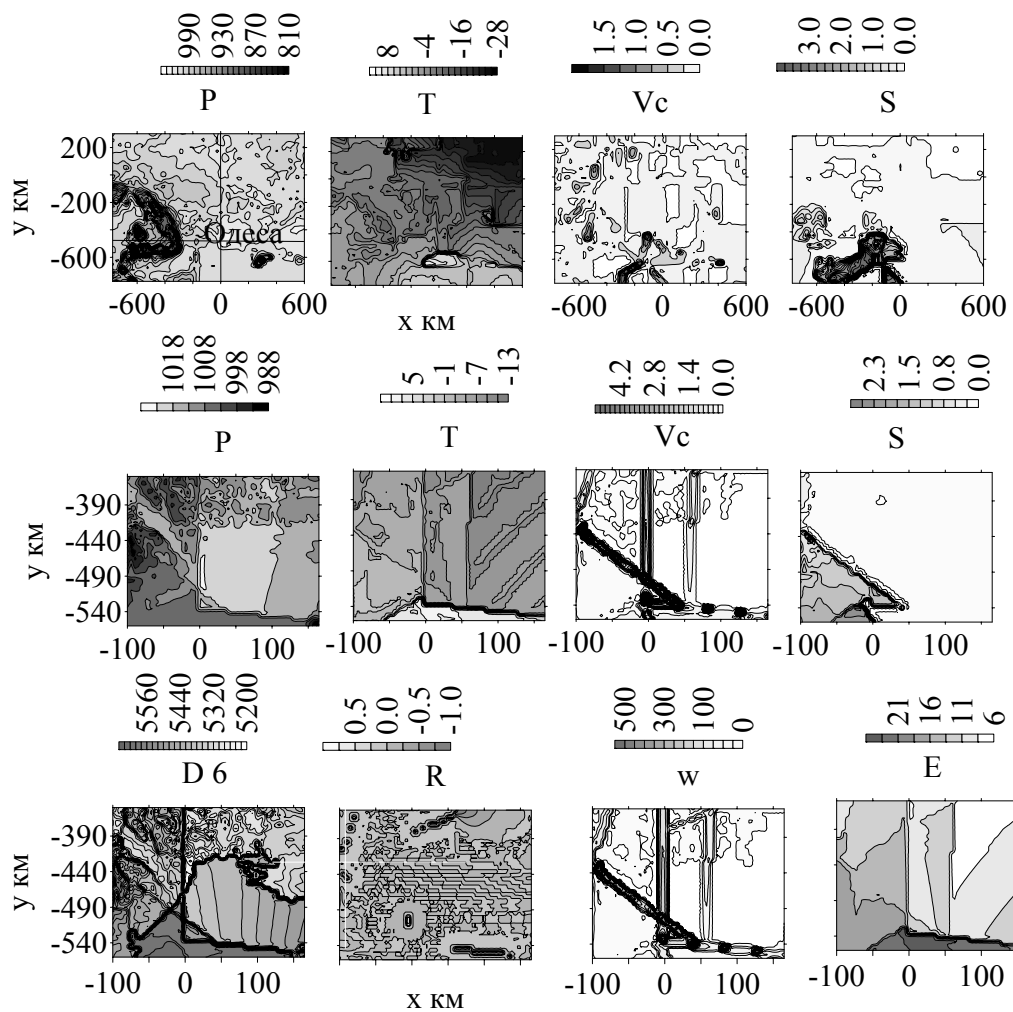


Рис. 3. Горизонтальні характеристики хмарності о 00 год 16 грудня. 1 ряд – розрахунки з горизонтальним кроком 20 км. P – тиск, гПа; T – температура, °C; Vc – швидкість конденсації, мм/год; S – насичення відносно льоду, мм. 2 ряд, як перший, вкладена сітка із горизонтальним кроком 5 км. 3 ряд, як другий. D6 – різниця між висотами ізобаричних поверхонь 1000 та 500гПа,м; R – вихор, 1/с; w – максимальні за висотою швидкості висхідних рухів, см/с; E – ентропія

Використання вкладеної сітки дозволило детальніше проаналізувати розподіл метеорологічних параметрів під час снігопаду. Характерними для цього розрахунку (перший ряд рисунка) є область насичення відносно льоду біля і південніше міста Одеси та наявність у цьому районі підвищених значень швидкості конденсації та висхідних рухів, а також області тепла. Характерні смуги висхідних рухів у заданому районі вказують на потенціальну можливість сильних опадів у них. Области

підвищених градієнтів температури та тиску передують накопиченню тут вологи та випаданню опадів. Про це свідчить також смуга понижених значень ентропії, підкреслюючи можливість існування в цьому районі організованих структур, зокрема смуг хмар та опадів.

Вертикальні розрізи атмосфери (рис. 4) теж указують на наявність підвищених градієнтів для координати. Наприклад, поблизу точки з координатами $(x, y) = (0, -440)$ спостерігалися стовпи висхідних рухів, що пробивали тропопаузу, та різке зменшення ентропії. Отже, ці ознаки можуть бути використані як предиктори сильних опадів.

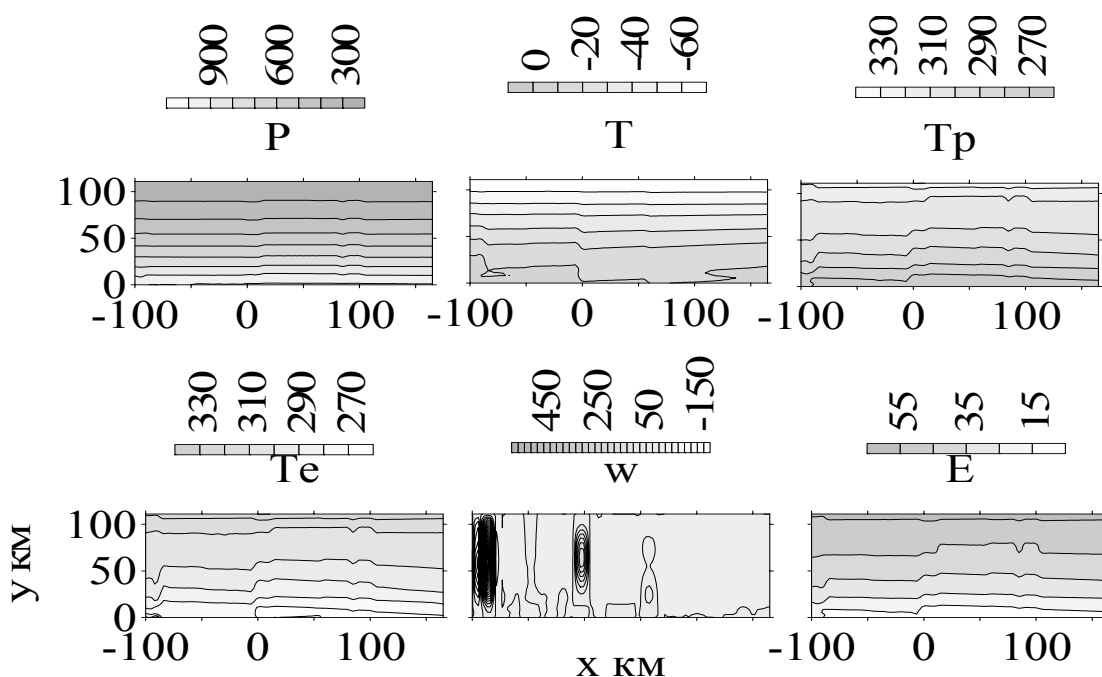


Рис. 4. Вертикальний розподіл характеристик хмарності, якщо $y = -440$ км. P – тиск, гПа; T – температура, °C; T_p – потенціальна температура, K; T_e – псевдоеквівалентна температура, K; w – вертикальні рухи, см/с; E – ентропія

Еволюція опадів 16 грудня

Розрахунки проводилися з урахуванням усіх задіяних у моделі процесів коагуляції з максимальною інтенсивністю. Кроки сітки по горизонталі дорівнювали 5 км, по вертикалі – 150 м. Крок за часом дорівнював 30 с. На рис. 5 наведено суми опадів для початкової стадії розглянутого у [8, 10] синоптичного процесу для південної частини України з центром у м. Одеса з координатами $(x, y) = (0; -440)$ км). За розрахунками опади в районі Одеси почалися близько 9 год за Гринвічем.

Смуга опадів зміщувалася на південь, поступово трансформуючись в окремі осередки (див. рис. 5-6).

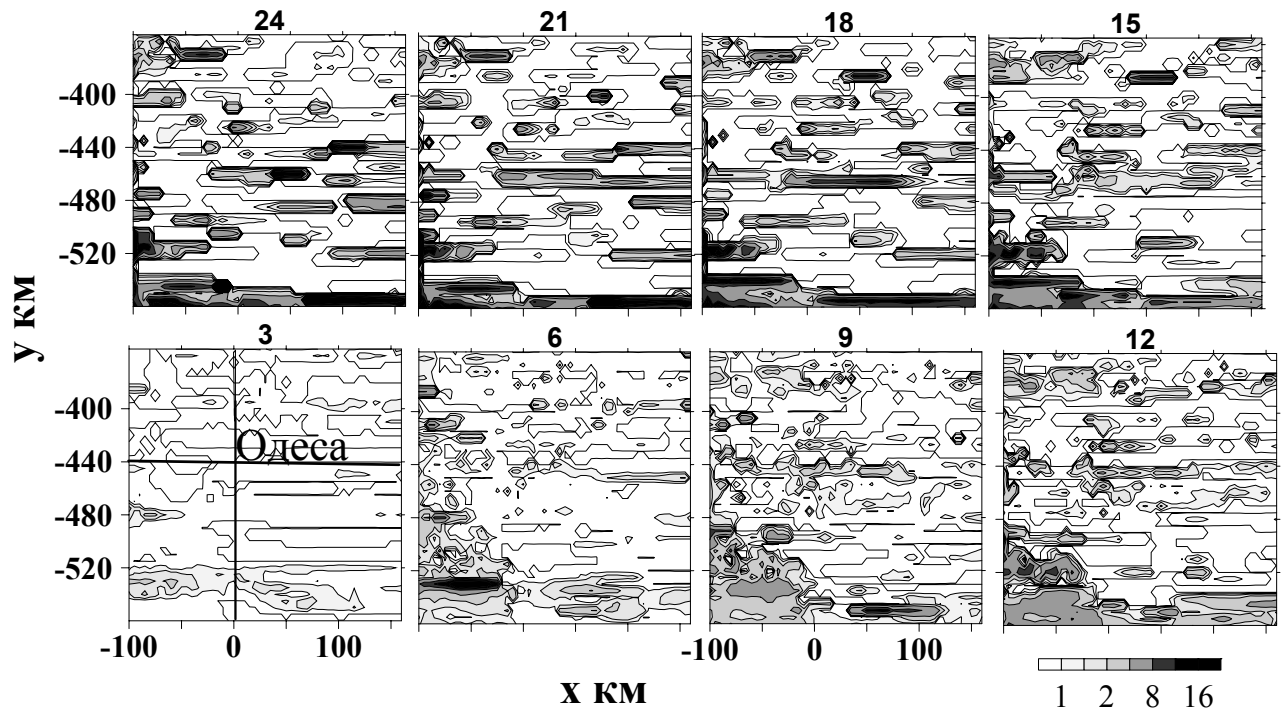


Рис. 5. Змодельовані суми опадів для 16 грудня, мм/3 год. Ряд 4, табл. 1

Максимальна сума опадів у цій смузі була отримана за $t = 12$ год (5 мм/3 год). Надалі посилення опадів відбувалося в інших осередках. Найінтенсивніші опади в цей період спостерігалися на південному заході від Одеси в прибережній смузі в районі Білгород-Дністровська (рис. 6-7). Ця смуга опадів мала одне ядро з максимальними значеннями опадів за $t = 12$ год (18 мм/3год). З часом епіцентр опадів перемістився за межі України.

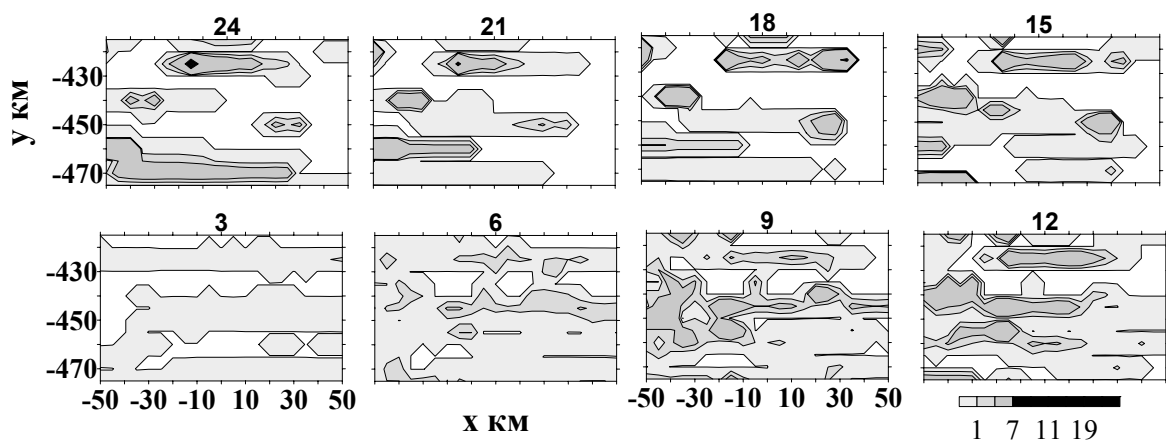


Рис. 6. Змодельовані суми опадів для 16 грудня, мм/3 год в Одеському регіоні

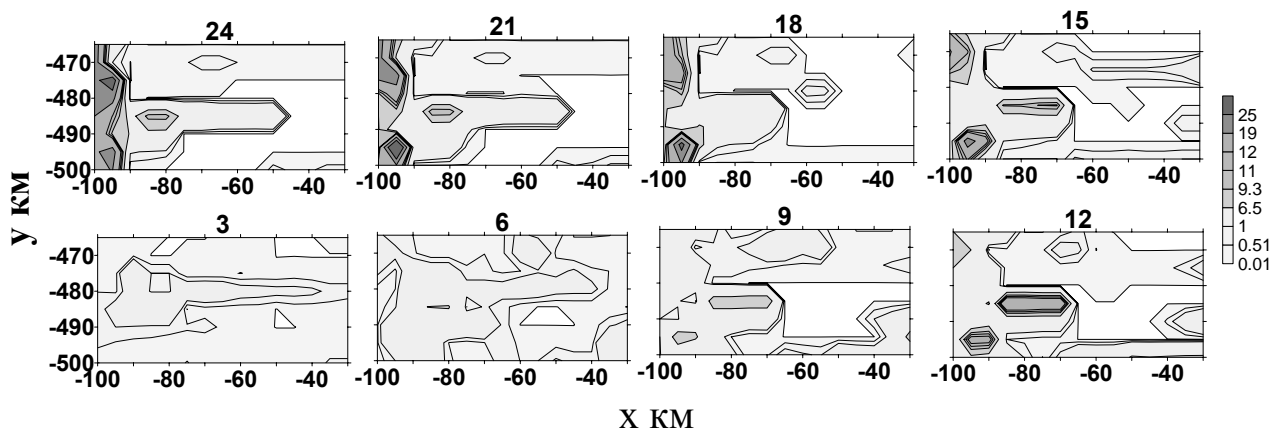


Рис. 7. Змодельовані суми опадів для 16 грудня, мм/3 год у районі Білгород-Дністровська

Таблиця 1

Максимальні суми опадів, мм/3 год, 16 грудня 2009 р.

№	Час, год (за Гринвічем)							
	3	6	9	12	15	18	21	24
	Максимальні суми опадів, мм/3 год							
1	2	9	12	16	16	22	94	180
2	2	11	18	15	31	58	24	29
3	3	12	21	19	18	29	126	183
4	3	27	14	17	19	35	45	59
5	4	16	20	18	24	28	30	46
6	4	7	9	18	22	28	39	33
7	1	1	4	5	7	7	8	11

1 – максимальні суми опадів за $a = 5$, врахування коагуляції кристалів із краплями; 2 – як 1 за наявності коагуляції кристалів із краплями та дощових крапель із дрібними краплями; 3 – як 1, $a = 3$; 4 – як 2, $a = 3$; 5 – як 4, без коагуляції; 6 – опади в районі Білгород-Дністровська; 7 – опади в районі Одеси

У табл. 1 наведено розраховані максимальні тригодинні суми, які спостерігалися в досліджуваній період для різних варіантів розрахунку, з різною інтенсивністю механізмів льодо- та опадоутворення. Вони за величиною близькі до тих, які спостерігалися на метеорологічних станціях, за винятком, можливо, опадів, котрі обчислені після 18 год розрахункового часу, зі збільшенням якого точність прогнозу зменшується, а метеорологічні умови можуть різко змінитися. Із урахуванням процесів коагуляції дощових крапель із хмарними ці розбіжності зменшуються. Відсутність процесів коагуляції не призвела до великих розбіжностей із результатами вимірювань навіть у розрахунках на великі строки.

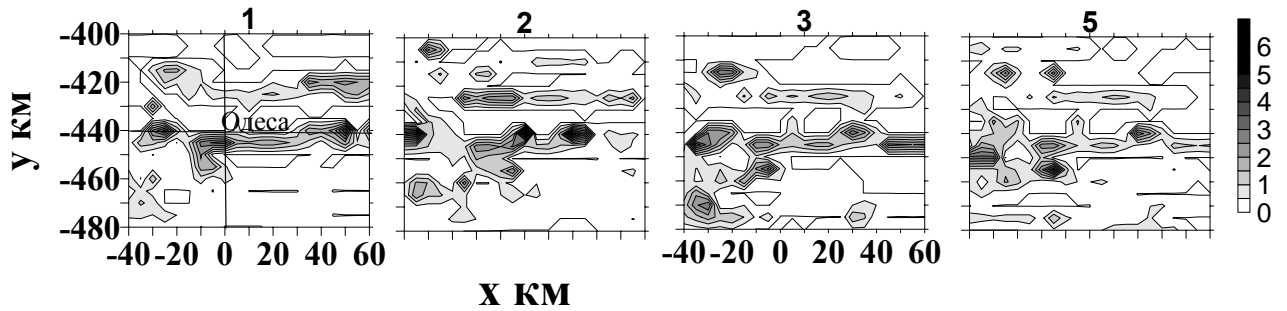


Рис. 8. Тригодинні суми опадів за $t = 9$ год в районі Одеси. Цифри біля вершин рисунків відповідають номерам табл. 1

Із рис. 8 видно, що використання різних комбінацій механізмів опадо- та льодоутворення не призводить до радикальних змін у поведінці смуги опадів у районі Одеси, дещо змінюючи конфігурацію смуги та інтенсивність опадів в її ядрах. Ці ядра виразніші, коли працюють обидва задіяні механізми коагуляції (випадок 2, 4, табл. 1).

На рис. 9 показано інтенсивності опадів в епіцентрі, розташованому південніше Одеси в різних точках. Максимальні опади випали в точці $(x, y) = (5; -450)$ і тривали вони близько 2 год. В інших точках опади були значно менші, лише в Білгород-Дністровському – триваліші. Головною причиною, очевидно, були орографічні особливості місцевості: блокування вологи, котра надходила з моря. Катастрофічні опади тривали не більш як годину, проте сильні опади – досить довго. Порівнюючи рис. 9 і 10, слід відмітити значно вищу інтенсивність опадів у епіцентрі поблизу м. Білгород-Дністровського. Це ще раз указує на великий вплив орографії на опади в цьому районі. В Одесі були сильні опади, але не катастрофічні, на відміну від Білгород-Дністровського. Сильні (в Одесі) або катастрофічні (у Білгород-Дністровську) опади випадали у вузькій зоні та за короткий час. В обох випадках спостерігалось коливання інтенсивності опадів. Причому наступні максимуми були менш інтенсивними.

Виміряні опади у м. Білгород-Дністровському мали максимальні значення, 36мм/12 год, що узгоджуються з даними розрахунків.

Внутрішня структура хмарних систем

Внутрішня структура хмарних систем досить мінлива, але деякі її характеристики можуть визначати місця підвищеної збуреності атмосфери вже в перші години їх розвитку.

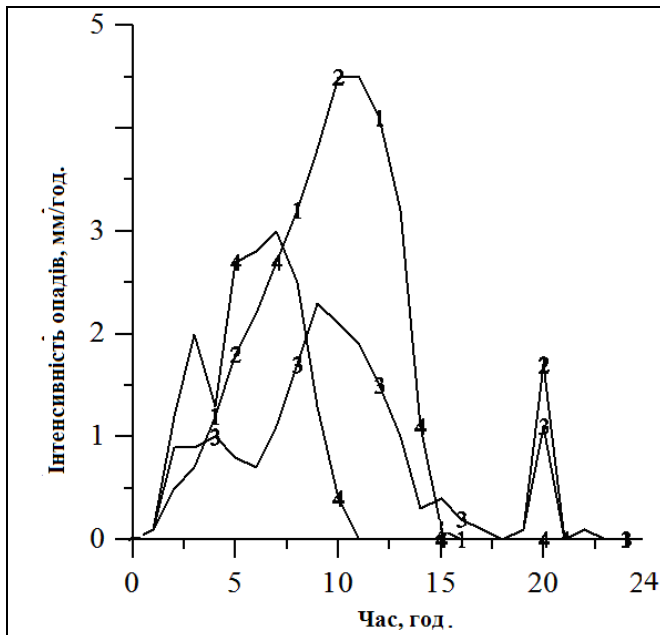


Рис. 9. Максимальна інтенсивність опадів в епіцентрі на околицях м. Одеси:

- 1 – $(x, y) = (0; -450)$;
- 2 – $(5, -450)$;
- 3 – $(10, -450)$;
- 4 – $(40; -450)$.

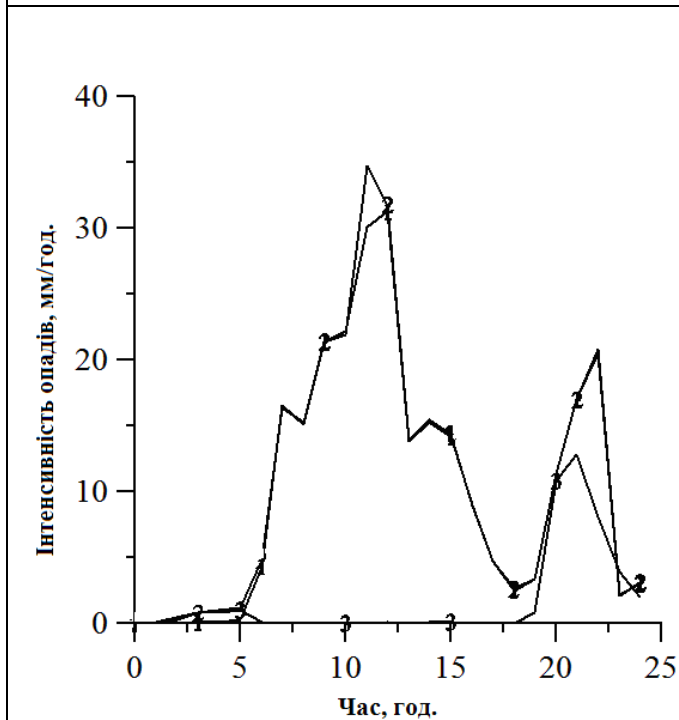


Рис. 10. Максимальна інтенсивність опадів в епіцентрі на околицях м. Білгород-Дністровського:

- 1 – $(x,y) = (-85; -490)$;
- 2 – $(-80; -490)$;
- 3 – $(-75; -490)$.

Вихрові рухи на землі значно менші за абсолютною величиною і мають іншу структуру, ніж на висотах. Тут характерною є наявність вихрових смуг циклонічного характеру. Вони можуть передувати помірним опадам. Значно небезпечніші вихрові структури, які досягають тропопаузи, а інколи й пробивають її. Вони можуть бути розташовані у вигляді окремих вихорів як циклонічного, так й антициклонічного

характеру. Частіше ж вони формуються у вигляді вихрових доріжок, кожна з яких є ланцюжком із окремих диполів різних розмірів і потужності, з масштабами від сотень метрів до десятків кілометрів.

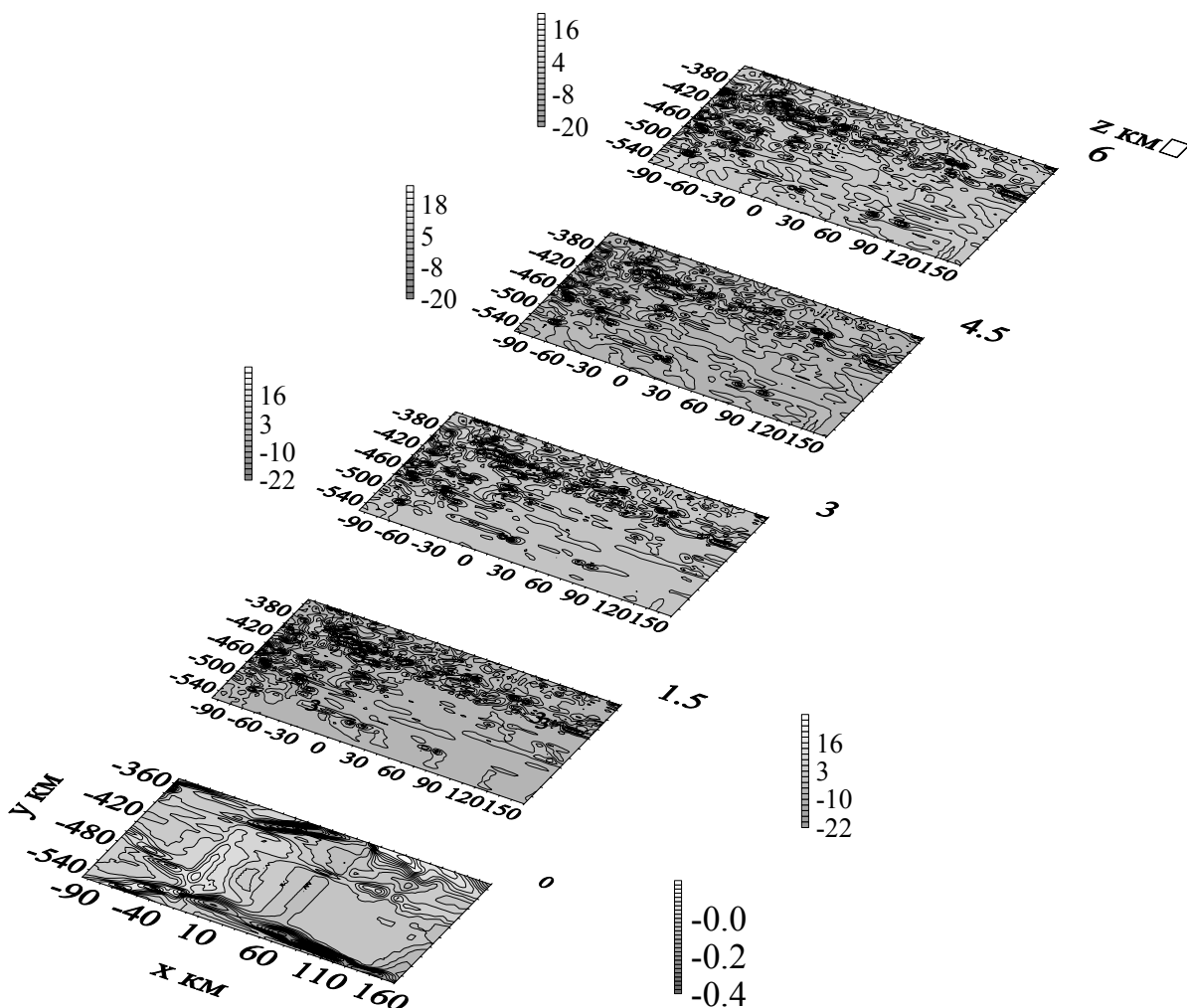


Рис. 11. Просторовий розподіл вихрових рухів за $t = 2$ год

Такий ланцюжок був розташований північніше Одеси (рис. 11), що просторово відповідає смузі хмарності. У районах максимальних опадів переважають циклонічні доріжки з масштабом десятка кілометрів.

На рис. 12 показано вертикальні розрізи хмарності та вертикальних рухів. Коміркова структура є характерною ознакою для розподілу вертикальних рухів за $y = -415$ км. Хмарність складалася з окремих масивів. Наявними були потужні поглинаючі вологу шари, котрі спостерігалися під розташованими вище кристалічними частинами хмар із високою концентрацією кристалів. Сильні опади в обох випадках були саме за наявності в межах окремо взятої хмари поєднання вищезгаданих

умов. Особливо сильні снігопади (згідно з модельними даними) були в районі з центром $x = 60$, де хмари та вертикальні рухи пробивали тропопаузу, а змішані та водні хмари досягали поверхні землі.

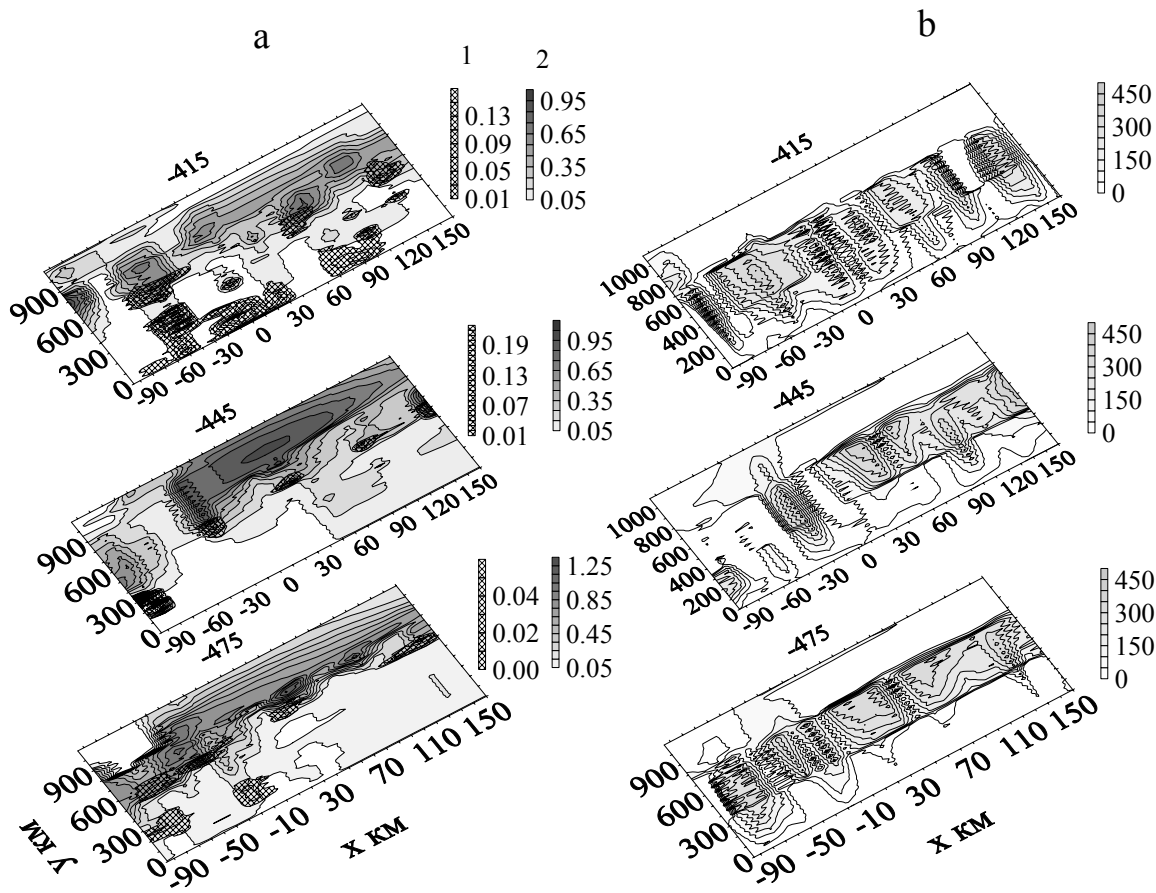


Рис. 12. Розподіл хмарності (а) та вертикальних рухів (б) для $t = 2$ год
1 – водність, г/кг; 2 – концентрація кристалів, 1000/г. Числами над горизонтальними розрізами позначено координати вздовж осі ординат

За $y = -445$ км (район Одеси) для часу $t = 2$ год (від початку розрахунку) водні та змішані хмари були розміщені досить високо і сильних опадів не давали. Був потужний стовп висхідних рухів на заході та смуга висхідних рухів на сході області моделювання. Такі ж сильні висхідні рухи спостерігалися і за $y = -475$ км (на південному заході), де надалі були сильні опади в прибережних районах України, зафіксовані метеостанціями.

На рис. 13 наведено розподіли в горизонтальній площині максимальних за висотою характеристик хмарності. Розподіл висхідних вертикальних рухів добре узгоджується з розподілом вихрових рухів на

висотах. Ланцюжки висхідних рухів, що простягаються із заходу на схід, спостерігаються як над морем, так і над сушею.

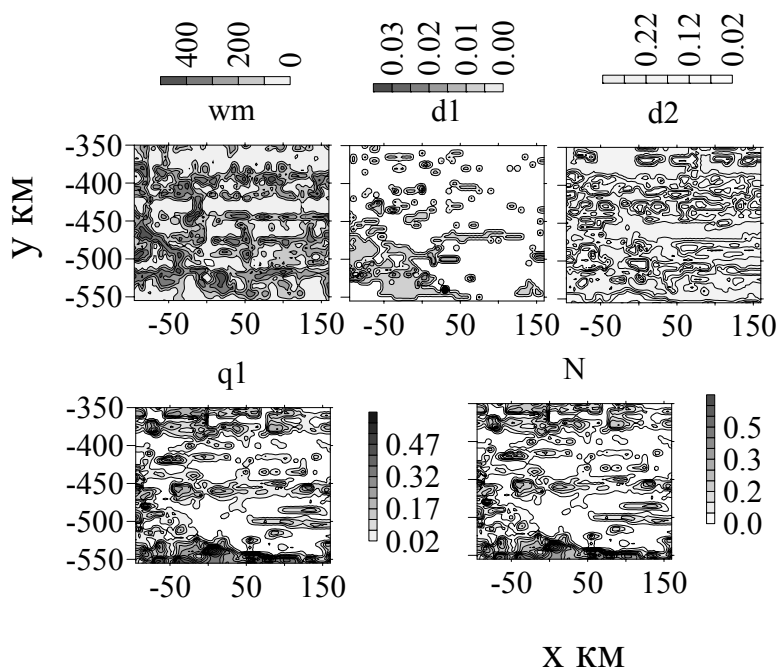


Рис. 13. Максимальні за висотою характеристики хмарності для $t=2$ год w_m – висхідні рухи, см/с; d_1 – насичення відносно води, г/кг; d_2 – насичення відносно льоду, г/кг; q_1 – вологість, г/кг; N – концентрація кристалів, 1000/г

Дещо інша структура смуг на південному заході. Тут вони мають іншу орієнтацію. Всі ці осередки та смуги надалі і визначатимуть розподіл хмар та опадів у досліджуваному районі. Максимальні значення насичення відносно води спостерігалися в місцях найсильніших опадів на південному заході. Насичення відносно льоду більше узгоджується з вихровими та висхідними рухами. Водні хмари розміщені окремими осередками, а кристалічні хмари мали комірково-смугову структуру.

Максимальні опади, що спостерігалися на південному заході, були пов'язані або з окремими осередками хмар, або з короткими смугами, які мали іншу орієнтацію, ніж більшість смуг, і розміщувались під певним кутом до них.

Висновки

За допомогою діагностичних та прогностичних моделей відтворено стан атмосфери в момент проходження сильних снігопадів, показано характер еволюції хмар та опадів на різних стадіях їх розвитку.

Виявлено, що кожен наступний максимум інтенсивності опадів за своєю величиною був меншим від попереднього. Сильні снігопади формувалися в хмарних системах із великим вологозапасом та потужним кристалічним шаром.

Найбільші значення інтенсивності снігопадів були в завершальній стадії розвитку хмар. Урахування коагуляції дощових крапель з хмарними краплями наближає час максимуму опадів, збільшує розмір осередку та амплітуду коливання інтенсивності опадів.

* *

1. *Буйков М.В.* Численное моделирование облаков слоистых форм. – Обнинск: ВНИИГМИ МЦД, 1978. – 68 с.
2. *Буйков М.В., Дехтяр М.И., Духин С.С.* К теории крупнокапельной части спектра облачных капель // Изв. АН СССР. Сер. геофизика. – 1968. – № 4. – С. 486-500.
3. *Матвеев Л.Т.* Динамика облаков. – М.: Гидрометеиздат, 1981. – 311 с.
4. *Марчук Г.И.* Численные методы в прогнозе погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 367 с.
5. *Паламарчук Л.В., Пірнач А.М.* Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трёхмерных полуэмпирических моделей // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 107-124.
6. *Пірнач Г.М.* Моделювання фронтальних хмар із сильними опадами для рівнинних та гірських рельєфів // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2005. – Вип. 25. – С. 37-50.
7. *Пірнач Г.М.* Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. – К.: Ніка-Центр, 2008. – 296 с.
8. *Пірнач Г.М., Балабух В.О., Ромаш Т.А.* Чисельне моделювання термодинамічних умов формування сильних снігопадів // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2011. – Вип. 260. – С. 28-45.
9. *Пірнач Г.М., Шпиг В.М.* Моделювання потужних конвективних хмар // Геоінформатика. – 2007. – № 4. – С. 86-94.
10. *Ромаш Т.А.* Синоптичний аналіз та чисельне моделювання умов формування сильних снігопадів при проходженні середземноморських циклонів // Наук. часопис НПУ ім. М.П. Драгоманова. Серія 4. Географія і сучасність. – 2011. – Вип. 14 (26). – С. 118-125.
11. *Сандквист Х.* Вертикальные координаты и способы дискретизации по этим координатам // Численные методы, используемые в атмосферных моделях. – Л.: Гидрометеиздат. – 1982. – С. 5-38.

12. Степаненко С.Н. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. – О.: Маяк; 1998. – 286 с.
13. Hobbs P.V., Houze R.A., Mateika T.J. The dynamical and microphysical structure of the occluded front and its modification by orography // J. Atmos. Sci. – 1975. – 32(8) – P. 1542-1562.
14. Kasahara A. Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction // Mon. Wea. Rev. – 1974. – Vol. 102. – P. 509-522.
15. Pirnach A.M., The construction and application of numerical models to the study of cloud dynamics and the structure of winter frontal rainbands // J. Atmos. Res., – 1998. 45-47 – P. 355-376.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*

А.М. Пирнач, Т.А. Ромаш

Численное моделирование фронтальных облаков с сильными снегопадами

Трёхмерные диагностические и прогностические модели, разработанные в УкрНИГМИ для моделирования фронтальных облачных систем холодного полугодия, были модифицированы путём включения орографии и использованы для моделирования фронтальных облаков из сильными снегопадами. Численные модели с вложенными и разреженными сетками использовались для моделирования разных масштабов фронтальных полос облаков с целью определения их потенциальных возможностей давать сильные осадки и с целью изучения пространственного распределения и эволюции сильных снегопадов.

Ключевые слова: трехмерные диагностические и прогностические модели, сильные снегопады.

H.M. Pirnach, T.A. Romash

Numerical simulation of frontal clouds with heavy snowfall

3-D diagnostic and prognostic models developed in UHMI for modeling of winter frontal cloud systems have been modified by orography and used for numerical simulation of frontal cloudiness with heavy snowfalls. Numerical models with nested and scratched grids have been used for modeling the different mesoscale frontal rainbands for determining their potential possibility to give heavy snowfall.

Keywords: 3-D diagnostic and prognostic models, heavy snowfalls.