

ФІЗИКА АТМОСФЕРИ, МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

УДК 551.576

Г.М. Пірнач, Т.А. Білий, С.М. Дудар

ЧИСЕЛЬНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ХМАРНИХ УТВОРЕНЬ, ЯКІ СПРИЧИНИЛИ КАТАСТРОФІЧНІ ОПАДИ У ПРИКАРПАТТІ

Тривимірні прогностичні моделі з залученням орографії, які розроблено в УкрНДГМІ для моделювання фронтальних хмарних систем для рівнинних та гірських рельєфів, було використано при проведенні чисельних експериментів з метою дослідження мезомасштабних шаруватих та купчастих хмарних утворень, які давали сильні опади над гірськими масивами Карпат та над прилеглими територіями в липні 2008 р. Проведено серію чисельних експериментів, основним завданням яких було дослідження ймовірності одержання катастрофічних опадів, здатних спричинити сильні паводки в горах та на прилеглих територіях.

Ключові слова: сильні паводки, катастрофічні опади, фронтальні хмарні системи, гірський рельєф.

Вступ

Робота завершує серію теоретичних досліджень [1, 2], присвячених вивченню та аналізу взаємодії динамічних та мікрофізичних процесів у фронтальних хмарних системах, які спричинили сильні облогові та зливові опади протягом всього синоптичного періоду з 21 по 27 липня 2008 р., наслідком яких були сильні паводки в Прикарпатті. У процесі дослідження виявилось, що на різних стадіях розвитку фізична природа досліджуваних процесів різко змінювалась і вимагала різних методичних підходів. Весь синоптичний процес розділено на 3 стадії, на кожній із яких розв'язувались свої основоположні задачі. Нижче розглядається період від 24 по 26 липня – заключна і найбільш складна стадія синоптичного процесу. Якщо на початковій стадії 21-22 липня [1] над територією Східних Карпат проходив холодний фронт, а хмарність була переважно шаруватою, то на другій стадії значно збільшилась частка

конвективної хмарності з досить потужними купчастими хмарами. На завершальній стадії розвитку Карпати перетинав теплий фронт, розміщений майже перпендикулярно до хребта в районі м. Ужгород. Північно-східна частина Прикарпаття була під впливом теплої маси, в якій спостерігались дуже сильні зливи, суми опадів в яких досягали катастрофічних. Над Карпатами спостерігалися тільки зливові опади і грози.

Ця робота є продовженням багаторічних теоретичних досліджень динаміки і мікрофізики фронтальних хмар та опадів на мезомасштабному рівні [1, 2, 5-8, 15], які проводилися в Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті (УкрНДГМІ) та інших наукових установах [10-14]. Тривимірні діагностичні та прогностичні моделі, які розроблено для моделювання зимових та літніх фронтальних хмарних систем, модифіковано шляхом включення орографії і використано для моделювання фронтальних хмар теплового півріччя [1, 2, 7], які спричинили сильні опади і, як наслідок, паводки в Українському Прикарпатті.

Постановка завдання

Метою цієї роботи є розвиток методології моделювання конвективних утворень, вкраплених у систему фронтальних хмар. У моделі використана Z-сигма системи координат [6-9], яка дозволяла враховувати форму рельєфу і зберігати постійною висоту площини, яка обмежувала зверху область інтегрування.

Для моделювання утворення та розвитку в часі та просторі атмосферного фронту та його системи хмар використано систему первісних рівнянь, що описують динаміку та термодинаміку атмосфери, та систему кінетичних рівнянь для функцій розподілу хмарних частинок за розмірами для моделювання еволюції мікрофізичних процесів. Ця система та алгоритм її розв'язку досить детально описана в [6-8]. У цьому дослідженні вони радикально не видозмінювались, за винятком способу розрахунку вертикальних рухів, граничних умов на нижній і верхній границях та спектрів дощових крапель.

Оскільки конвективні утворення, які давали сильні опади, були досить потужними і часто проникали в тропопаузу й вище, то проведено серію чисельних експериментів, в яких область інтегрування була продовжена до висоти 15 км. Це створило додаткові проблеми при обчисленні процесів у районі тропопаузи. Було розроблено алгоритм, в якому область інтегрування по висоті розбивалася на окремі шари з

різними граничними умовами. Критерії, за якими вибиралися границі шару, визначалися або за місцем його положення, або за величиною вертикальної проекції швидкості. Граничні умови в шарі задавалися різними способами. На нижній та верхній границях загальної області проекція швидкості вертикальних рухів дорівнювала нулю. У проміжних шарах вважалась відомою функція, запозичена з попереднього етапу обчислення. На границях тропопаузи в більшості розрахунків $w = 0$ (w – вертикальна складова швидкості вітру в Z – сигма системі координат).

Схему обчислення вертикальних рухів, описану в [8], було модифіковано. Рівняння для вертикальних рухів використовувалось тільки на етапі обчислення процесів переносу повітряних мас і мало вигляд:

$$\frac{dw}{dt} = \Delta w. \quad (1)$$

У цьому випадку вертикальні рухи визначалися горизонтальною та вертикальною адвекцією й турбулентними рухами, що обчислювались на першому етапі загальної обчислювальної схеми (t – час, Δw – складова, яка описує турбулентність).

Наступним був етап, де вертикальні рухи обчислювались за допомогою рівняння нерозривності. Як і в [8], використовувалось рівняння:

$$\frac{\partial \rho^j u^j}{\partial x} + \frac{\partial \rho^j v^j}{\partial y} + \frac{\partial \rho^j w^{j+1}}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

у вигляді:

$$\left(\frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} + \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} \right) \rho^j + u^j \frac{\partial \rho^j}{\partial x} + v^j \frac{\partial \rho^j}{\partial y} + w^{j+1} \frac{\partial \rho^j}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

Рівняння (3) було продиференційовано за висотою:

$$\frac{\partial^2 w^{j+1}}{\partial z^2} + \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} + w^{j+1} \frac{\partial^2 \rho^j}{\partial z^2} = \frac{\partial F}{\partial z}, \quad (4)$$

$$F = - \left(\frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} \right) \rho^j - \left(u^j \frac{\partial \rho^j}{\partial x} + v^j \frac{\partial \rho^j}{\partial y} \right). \quad (5)$$

Такі рівняння розв'язувалися до висоти тропопаузи. Вище тропопаузи диференційоване за висотою рівняння нерозривності

використовувалось у спрощеному вигляді в наближенні нестисливості повітря:

$$\left(\frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} + \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} \right)_z = 0, \quad (6)$$

де індекси j та $j+1$ – значення невідомих величин, одержаних на попередньому етапі розщеплення та на заданому етапі відповідно; x, y, z – осі, направлені на схід, північ і перпендикулярно до земної поверхні відповідно; u, v – проекції швидкості вітру на осі x, y відповідно.

Розв'язувалось рівняння (4) методом прогонки з використанням кінцевих різниць, направлених за течією. Крок по висоті дорівнював 200 м, висота верхньої границі – 15 км. Проводились також експерименти, в яких вище тропопаузи рівняння нерозривності зовсім не використовувалось, а значення функції бралось з попереднього етапу, представленого рівнянням (1), а також експерименти, в яких крок по висоті дорівнював 150 м, а розрахунки проводились тільки до тропопаузи. У горизонтальних координатах застосовувались як рівномірні сітки, так і стиснуті (вкладені внутрішні) та розтягнуті (зовнішні) сітки, кроки сітки змінювались залежно від конкретних завдань, які ставились перед дослідженнями.

Початкові поля динамічних та термодинамічних метеовеличин розраховувались за допомогою діагностичних моделей, основи яких розроблено в [4, 8]. Як базу для моделювання, використано дані радіозондування, запозичені в BADC. Початковими даними для моделі слугувала аерологічна інформація станцій радіозондування України та сусідніх країн за терміни, близькі до 00 GMT 25 липня 2008 року. Для цього строку побудовано тривимірні поля метеорологічних характеристик над вибраною територією і проведено чисельне моделювання еволюції хмарності за допомогою тривимірних моделей [5, 6].

Початкові значення функцій розподілу крапель та кристалів за розмірами або брались рівними нулю, або обчислювались за допомогою напівемпіричних функцій розподілу, як в [7].

Синоптична ситуація

Погода над Східними Карпатами (рис. 1) визначалася наступними метеорологічними умовами: 24 липня Східні Карпати і прилегла до них територія знаходилися під впливом теплої повітряної маси, зв'язаної з

оклюдованим циклоном, теплий фронт якого зміщувався зі сходу на захід. Вторгнення теплого повітря з північного сходу зумовило орієнтацію лінії фронту перпендикулярно до Східних Карпат. 24-25 липня теплий фронт розміщувався перпендикулярно до ізобар на периферії неглибокого циклону (рис. 1 а) і перпендикулярно до хребта на широті м. Ужгород.

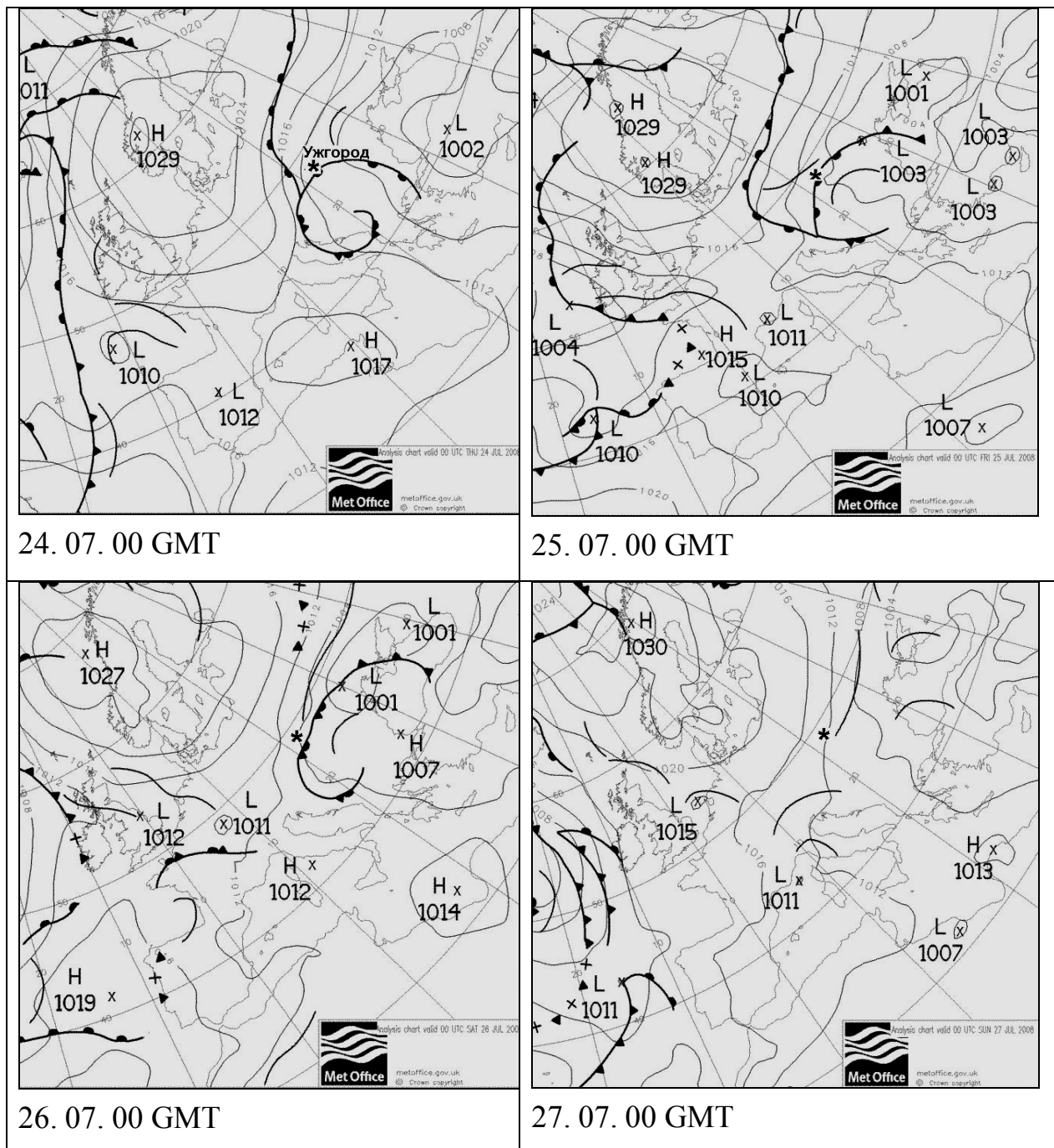


Рис. 1. Синоптичні карти (джерело – Агенція погоди Великої Британії)
* – початок координат в обчислювальних сітках (м. Ужгород)

Аналізуючи супутникові знімки протягом усього процесу, можна відмітити, що основний вплив на погоду Карпатського регіону здійснював хмарний вихор, який утворився між Середземним та Чорним морями 21-22 липня [1, 2]. 23 липня він досяг максимального розвитку, а потім почав розпадатися. 24 липня супутникові знімки (рис. 2 а) виявили над північною частиною Західної України потужний вихор з окремими вихорами менших масштабів.

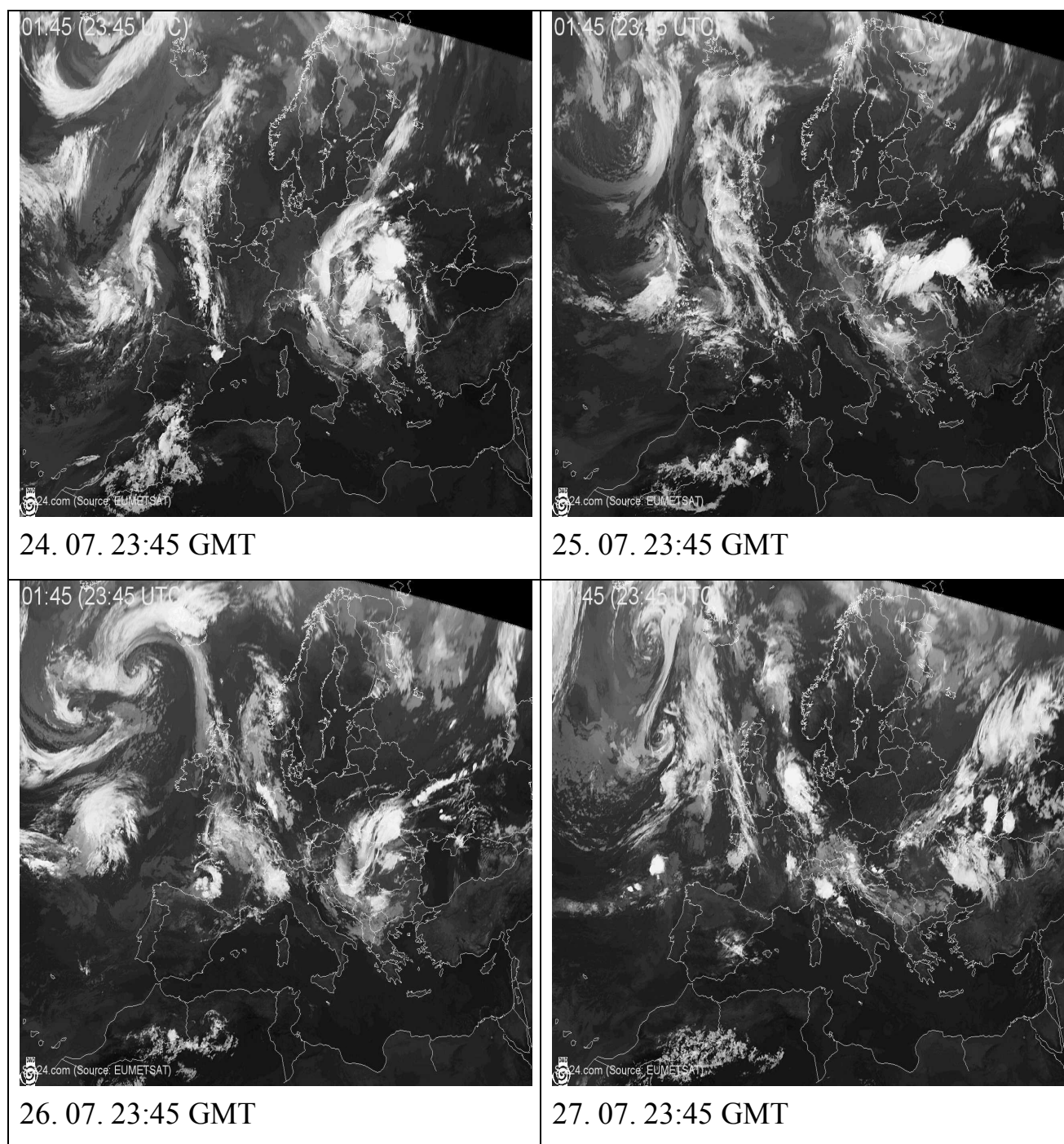


Рис. 2. Супутникові знімки у вказані на рисунках строки (джерело – EUMETSAT)

Розпад цього вихору супроводжувався зливами та грозами, які витягувалися смугами, розміщеними майже меридіонально. 25-26 липня метеорологічні умови зазнали значних змін (рис 1 б, в). 25 липня одна із таких смуг накрила Прикарпаття. Найпотужніша частина хмарного вихору зайняла Чорноморське побережжя України. 26 липня його ядро змістилося в Прикарпаття, а 27 липня він розпався на дрібні вихори.

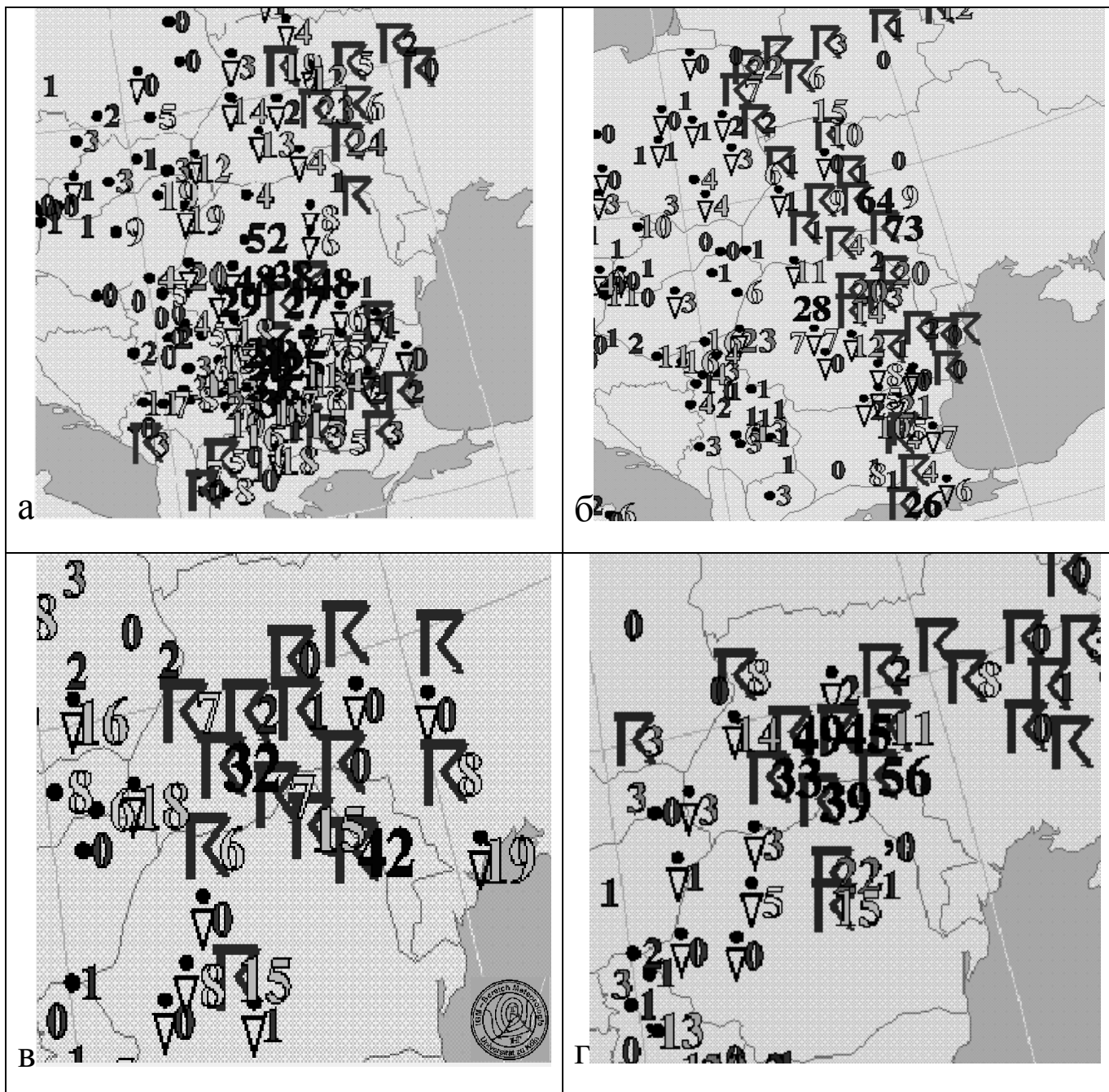


Рис. 3. Суми опадів за 12 годин (останній строк – 6:00 GMT) 23 (а), 24 (б), 25 (в) та 26 (г) липня 2008 року (джерело – університет м. Кельн)

Рис. 3 відображає реальні картини опадів, які спостерігалися над Європою в період найбільшого розвитку та розпаду хмарної системи, що обумовила дуже сильні опади в центрі хмарного вихору, який захопив широку територію східної та південної Європи, в тому числі і Західну Україну. 24-26 липня суми опадів досягали катастрофічних значень у центральній та західній частині України. 24 липня ланцюг злив та гроз простягався майже меридіонально широкою смугою від Болгарії через схід Румунії, захід України та Білорусі, з максимальними значеннями до 65-70 мм за 12 годин на півдні Хмельницької та Вінницької областей.

На Прикарпатті сильних опадів зафіксовано не було. 25 липня теж спостерігали ланцюг осередків сильних опадів, але вже на Прикарпатті та прилеглих територіях. 26 липня зона з сильними опадами знову змістилась східніше. Найбільша сума опадів зафіксована 24 липня – 73 мм/12 год на схід від Карпат. Сильні опади для України не є рідким явищем [3]. Характерним є те, що опади випадали тривалий час вузькою смугою на Прикарпатті і їх інтенсивність в окремих епіцентрах досягала катастрофічних розмірів. Мезомасштабні осередки опадів заповнювали значні території. Конфігурація цих утворень змінювалась, але у Прикарпатті опади були постійно протягом розглянутого часу.

Діагностичне моделювання реального стану атмосфери за 00:00 GMT 25 липня 2008 р.

Тривимірні діагностичні моделі з урахуванням рельєфу використовувалися для аналізу фізичного стану атмосфери у заданий момент часу. Діагностичні моделі ґрунтувалися на даних радіозондування, отриманих із Британського центру метеорологічних даних (BADC). Урахування орографії в моделі було реалізовано за допомогою перетворення декартової системи координат у Z-сигма систему координат (ξ, η, ζ) . Координати (ξ, η, ζ) для зручності перейменовані на (x, y, z) .

Осі направлені відповідно на схід (вісь x), на північ (вісь y), перпендикулярно до земної поверхні (вісь z). Кроки обчислювальної сітки змінювалися згідно з масштабами досліджуваних процесів. На рис. 4 приведено результати моделювання для вкладених сіток із кроками по горизонталі $\Delta x = \Delta y = 5$ км, по вертикалі $\Delta z = 200$ м та рівномірних сіток з кроками $\Delta x = \Delta y = 20$ км. Для першого випадку координати x, y, z вкладених сіток змінювалися в межах $-30 < x < 300$ км, $-160 < y < 170$ км, $0 < z < 15$ км. Вся обчислювальна сітка була в межах $-400 < x < 700$ км,

$-400 < y < 600$ км. Для рівномірної сітки: $\Delta x = \Delta y = 20$ км, $-500 < x < 980$ км, $-900 < y < 580$ км, $0 < z < 15$ км.

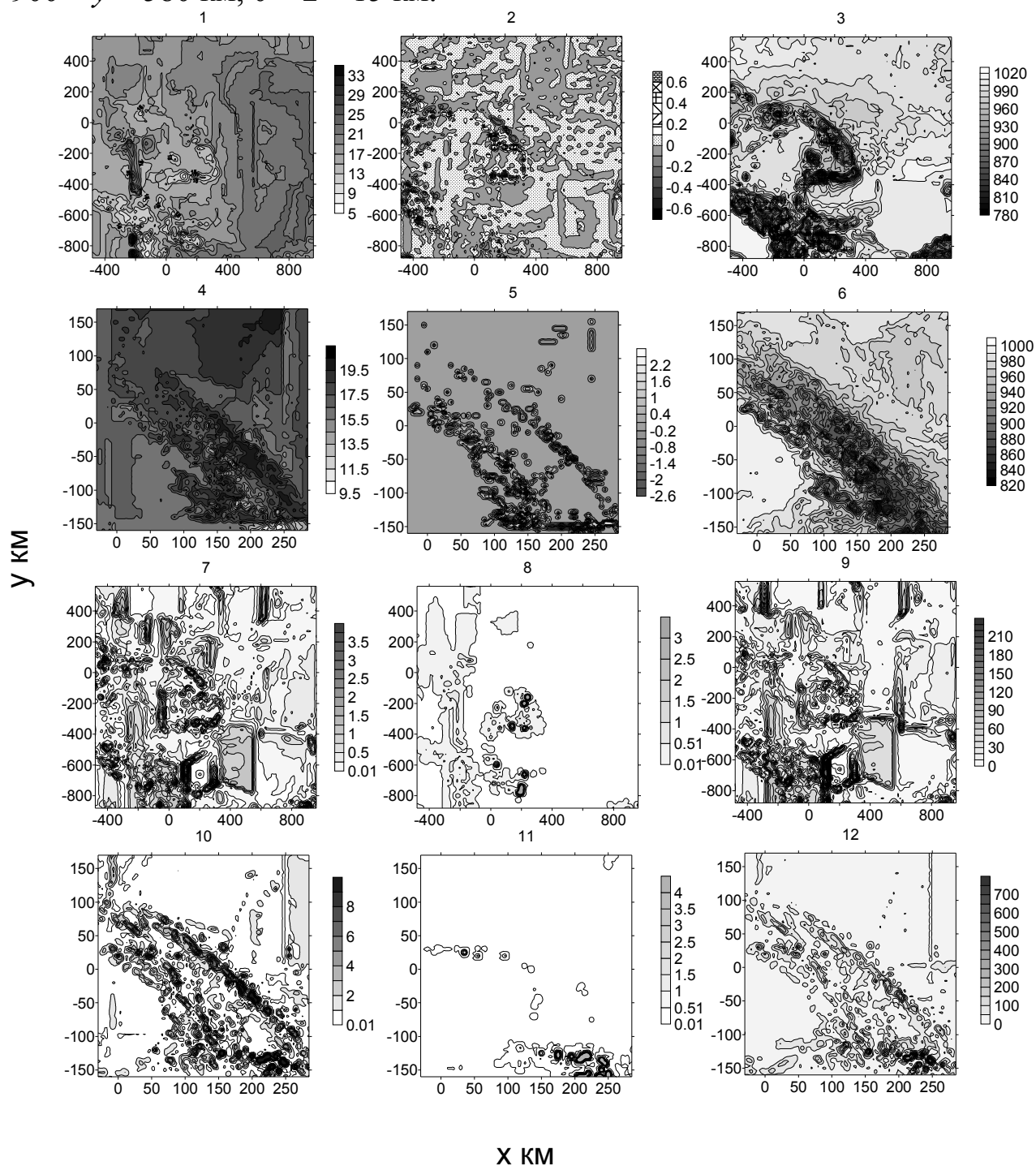


Рис. 4. Інтегральні та приземні характеристики хмарності в 00:00 GMT 25. 07. 2008 р. Просторове розділення по горизонталі з кроками 20 км (складові 1-3, 7-9) та 5 км (4-6, 10-12). 1; 4 – температура, °С (цифри біля шкали); 2; 5 – вертикальна проекція вихору швидкості, 1/1000 с; 3; 6 – тиск, мб; 7; 10 – інтегральна швидкість конденсації, см/с; 8; 11 – інтегральне пересичення відносно льоду, сумірне з сумами опадів, мм; 9; 12 – вертикальна проекція швидкості, см/с

Як видно з рис. 4, де приведено результати діагностичного моделювання атмосфери, горизонтальний розподіл приземної температури характеризувався теплою повітряною масою над Східними Карпатами, Львівською та Івано-Франківською областями. Температура як в близькому, так і в далекому оточенні Карпат була досить неоднорідною. У теплій масі на сході та півночі від Карпат спостерігалися осередки порівняно низької температури.

Характерними були потоки холодного повітря з південного Закарпаття, які перетнули Карпати і розмістилися вузькою холодною смугою паралельно до хребта в Прикарпатті. Близько лінії $x = 300$ км маємо чітко виражену смугу теплого повітря. Теплий фронт (рис. 4, 1) простягнувся паралельно до Східних Карпат у межах $-800 > y > 150$ км. У випадку з $\Delta x = \Delta y = 5$ км видно також смугу холодного повітря над самим хребтом (рис. 4, 4), яка розділяє два ланцюги замкнених осередків теплого повітря. Особливо це чітко видно для Прикарпаття, де ця смуга довша і більш чітко виражена. На північ від лінії фронту в Карпатах та на схід від Карпат температура була вищою на декілька градусів. Тепла маса була неоднорідною. Замкнуті осередки та смуги теплого повітря змінювали один одного і сприяли утворенню купчастої хмарності.

Тиск характеризувався малоградієнтним циклонічним полем з окремими замкненими осередками в Прикарпатті. Він теж мав плямисту структуру як в горах, так і над прилеглими територіями. Така структура тиску та температури спричинила виникнення вихорів різного масштабу. Особливо помітні два ланцюги дрібномасштабних вихорів, розділених хребтом.

Швидкість конденсації прогнозувала опади вздовж хребта по обидві його сторони та на схід, причому тут смуги витягнуті практично вздовж меридіана, залишаючи вільною ділянку з теплим повітрям. Вертикальні рухи мають подібну конфігурацію. Велика різниця в розрахунках із різними кроками по горизонталі підтверджує існування вузьких смуг із сильними висхідними рухами, які пропускаються або дуже усереднюються внаслідок грубого розділення по горизонталі.

Насичення відносно льоду переважало на заході. В Українських Карпатах воно відмічено дрібномасштабними осередками. Такі осередки, очевидно, були і на сході, але надто груба сітка не дала можливості їх зафіксувати.

На рис. 5 показано вертикальні розрізи метеорологічних характеристик в 00 GMT 25 липня, пов'язаних із теплим фронтом. Температурна стратифікація має такі характерні точки: нульова ізотерма знаходиться досить високо, досягаючи 4 км, що забезпечує в опадах в основному крапельну фракцію; найбільш сприятлива для перетворення пари з крапель на кристали область (ізотерма -12°C) розміщена на висоті 6 км; лінія кристалізації (ізотерма -40°C) – на висоті 10 км; тропопауза – на висоті 11 км. Висота тропопаузи збільшується з заходу на схід, причому вона характеризується наявністю зломів, особливо значні вони близько $x = 600$ км.

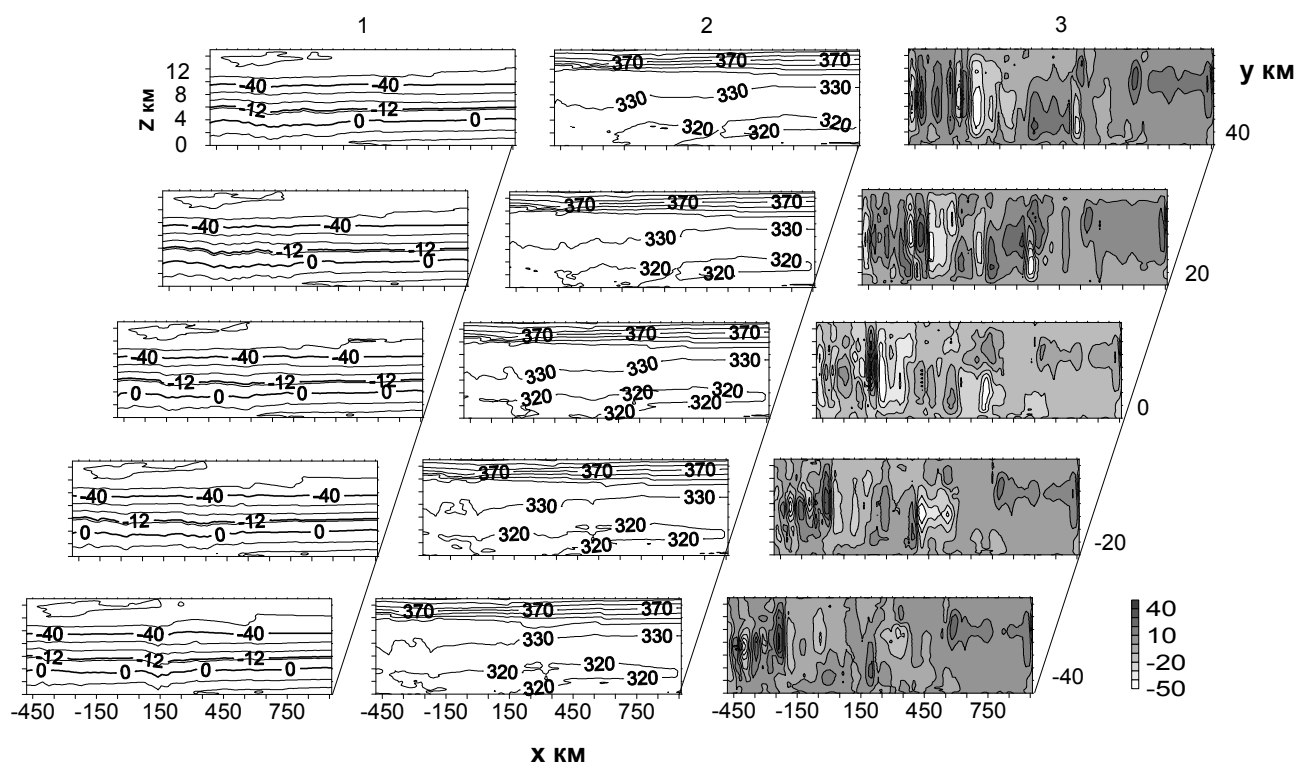


Рис. 5. Початковий просторовий розподіл хмарних характеристик (1 – температура, $^{\circ}\text{C}$ (числа біля кривих); 2 – еквівалентно-потенційна температура, К; 3 – вертикальна проекція швидкості, см/с (числа біля шкали))

Згідно з розподілом еквівалентно-потенційної температури атмосфера була нестійкою як у теплій, так і в холодній масі. У районі Карпат зона нестійкості починалась із землі і досягала 6 км, а в теплій масі на сході вона була розміщена вище на 1-2 км. Тобто умови для утворення купчастих хмар були сприятливими в усій розглянутій області.

Смуги висхідних та низхідних рухів спостерігались на захід від регіону, в Карпатах та Прикарпатті вертикальні рухи формувалися в

окремі осередки різноманітних масштабів. Як видно з рис. 4, розділення з кроком по горизонталі 20 км не дозволило відобразити таку досить характерну особливість розподілу вертикальних рухів, як ланцюги дрібномасштабних комірок, які в Східних Карпатах простягались по обидві сторони від хребта. У подальших розрахунках еволюції осередків купчастих хмар використовували розділення з кроком 5 км.

Моделювання взаємодії динамічних та мікрофізичних параметрів у процесі формування катастрофічних опадів

Пошуки ключових параметрів, відповідальних за формування катастрофічних опадів, велися шляхом моделювання еволюції фронтальної хмарності з початковими умовами, представленими на рис. 4, 5 за допомогою вкладених сіток із горизонтальними кроками, рівними 5 км. Змінювались висота верхньої границі, поверхнева температура, спосіб розрахунку вертикальних рухів, механізми утворення дощових та хмарних часток та ін.

У табл. 1 приведено максимальні суми опадів для різних варіацій динамічних та мікрофізичних параметрів. Звернемо увагу на розрахунки вертикальних рухів з $L = 2$, коли за допомогою рівняння нерозривності атмосфера розбивається на три стаціонарні шари з різними умовами на верхніх границях цих шарів. Спільним для всіх цих випадків є те, що домінуючу роль в максимальних сумах опадів відіграє крупнокрапельна фракція. Коли виключено коагуляційні процеси (випадки 1 та 2), суми опадів повільно ростуть, однак в межах розрахункового часу не сягають катастрофічних значень.

Звертаючи увагу на рис. 6 (1, 2), слід відмітити, що в першому випадку інтенсивність та суми опадів більші, ніж у другому, причому одержані вони в основному завдяки дощовим краплям. Додавши в розрахунки шари з тропопаузою та вище, ми збільшили присутність льодяної фази в опадах, але зменшили загальні їх суми через конкуренцію між краплями і кристалами. Дуже сильні опади відмічено в осередках малої величини. У першому випадку осередків з дуже сильними опадами було більше.

Включення процесів коагуляції (7 та 8) зумовлює різке збільшення сум опадів до катастрофічних. Особливо це помітно для випадку з $s_z = 150$ м, коли розрахунки велися тільки до тропопаузи.

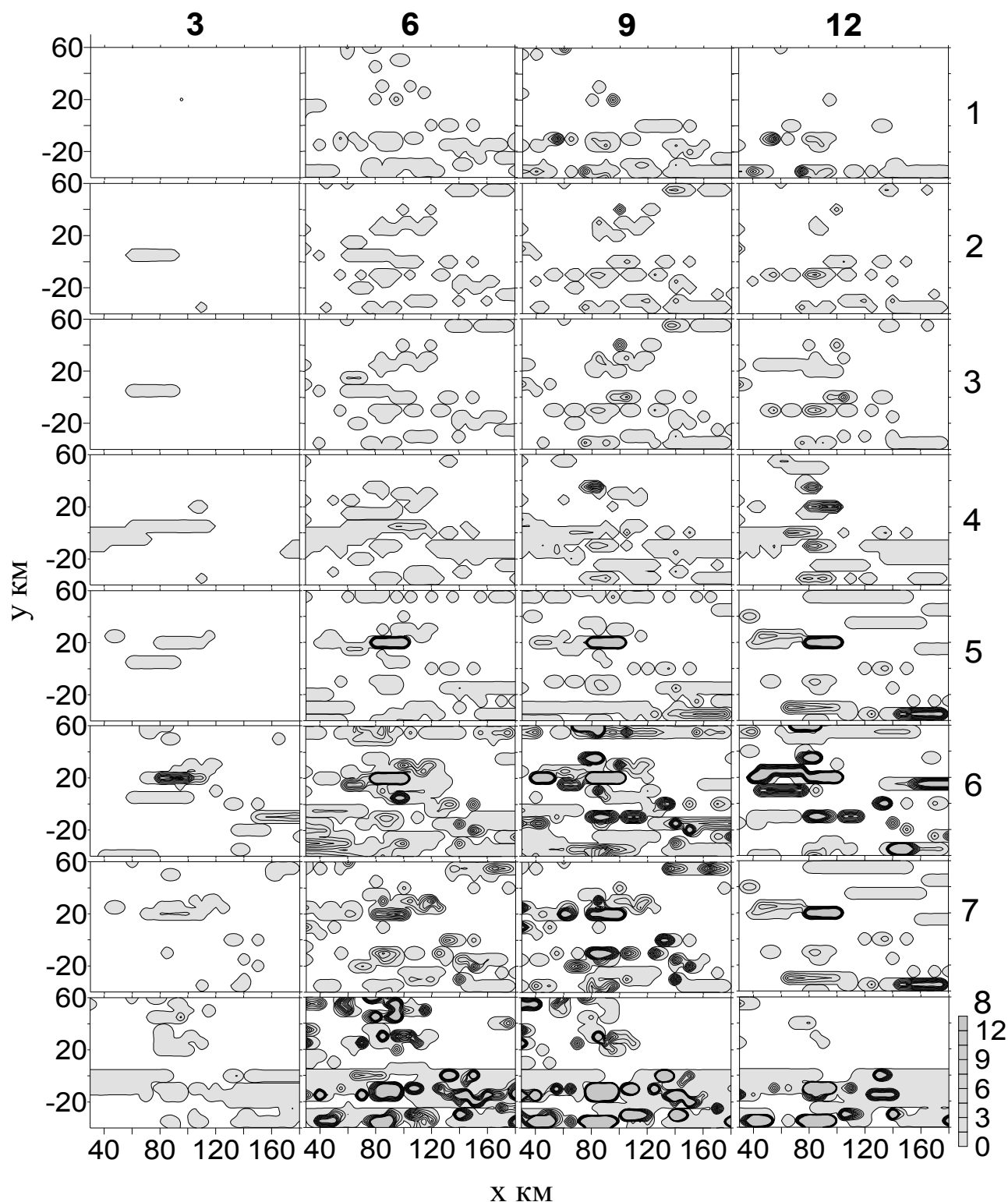


Рис. 6. Часовий та просторовий розподіл сум опадів

Числа біля вершин рисунків першого ряду позначають кінцеві терміни сум за попередні 3 год. Числа біля шкали – суми опадів, мм

Ядра сильних опадів одержано як у теплій, так і в холодній масах повітря, але в холодній масі їх у цьому випадку було більше. В обох випадках катастрофічні опади були завдяки крапельній фракції.

Випадок 9 відрізняється від 8 тим, що виключено конденсацію дощових крапель. Це сприяло зменшенню сум опадів, але вони все ще досягали катастрофічних величин.

Порівнюючи випадки 2 та 3, відмітимо, що виключення рівняння нерозривності у другому та третьому шарах зумовило збільшення сум опадів в основному за рахунок кристалічної фракції. Трохи збільшились суми опадів у ядрах, але загальні картини розподілу опадів були подібні.

Таблиця 1

Залежність сум опадів від вертикального розділення та способів
розрахунку вертикальних рухів

No	C	s _z , м	L	t год.				Σ_0^{12}
				3	6	9	12	
1	0	150	2	0,0	2,4	9,8	10,2	22,4
D				0,0	2,4	9,8	10,2	22,4
2	0	200	2	0,3	1,4	5,1	5,0	11,8
D				0,0	1,2	5,1	5,0	11,3
3	0	200	3	0,2	1,6	5,9	6,3	17,1
D				0,0	1,3	5,9	6,3	13,5
4	0	150	1	1,3	3,1	9,6	9,5	23,5
D				0,0	1,1	3,2	6,0	10,3
5	0	200	1	1,0	33,9	46,0	31,1	132,5
D				0,1	0,2	3,0	3,3	6,6
6	1	200	1	11,5	46,0	71,6	58,3	187,4
D				0,4	8,2	19,6	22,5	50,7
7	1	200	2	1,8	9,6	32,4	36,5	80,3
D				0,7	8,5	23,6	36,5	74,9
8	1	150	2	3,3	35,2	87,4	112,5	238,4
D				3,3	35,2	87,3	112,4	238,2
9	1a	150	2	1,7	28,6	55,1	56,4	141,8
D				1,7	28,6	55,1	56,4	141,8

C = 1 – коагуляційні процеси включені, 1 а – виключений процес конденсації крупних крапель; L = 1 – вертикальні рухи розраховуються до верхньої границі з використанням рівняння нерозривності; L = 2 – атмосфера розбивається на 3 шари з різними граничними умовами; L = 3 – атмосфера розбивається на три шари, рівняння нерозривності не використовується на двох верхніх рівнях. D – крапельна фракція в сумах опадів; t – кінцевий термін суми; Σ_0^{12} – сума опадів за 12 год

У випадках, коли розділу на окремі шари не проводилося, різко збільшилася роль кристалічної фракції в максимальних сумах опадів (випадки 4, 5 та 6). Коли розрахунки велися тільки до рівня тропопаузи (випадок 4), максимальні суми опадів були досить великими, але не катастрофічними, а внески крапель та кристалів були близькими між собою. Роль крапельної фракції збільшувалася з часом.

А коли верхня границя розрахунку дорівнювала 15 км, включаючи тропопаузу і вище, суми опадів досягли катастрофічних розмірів, причому за рахунок кристалічної фракції, навіть без урахування процесів коагуляції, тобто за рахунок механізму Фіндайзена-Бержерона (випадок 5), але ядер дуже сильних опадів було значно менше. Характерним був осередок дуже сильних опадів, розміщений у теплій масі повітря з координатами епіцентру $(x, y) = (95, 25 \text{ км})$ (див. рис. 7 а).

Максимальна інтенсивність опадів (близько 100 мм/год.) була одержана тут після 5-ї години, потім інтенсивність опадів перейшла у хвильовий режим, а сильні опади тривали майже 5 год. З усіх трьох випадків, найбільша кількість опадів була у випадку 6, коли враховувались процеси коагуляції (крапель з краплями та кристалів з краплями). Розподіл сум опадів у цьому випадку найбільше нагадував розподіл реальних опадів, показаних на рис. 3. Слід звернути увагу, що в цьому випадку кристалічна фаза відігравала не меншу роль, ніж крапельна фракція. Очевидно, була певна рівновага між усіма опадотворними процесами. Якщо ж катастрофічні опади були отримані тільки за рахунок крапельної фракції, то вирішальну роль відігравали коагуляційні процеси крапель з краплями.

На рис. 7 приведено характеристики опадів для 5-7 випадків, коли були дуже сильні або катастрофічні опади. Як видно з табл. 1, їх зумовили коагуляційні процеси. Винятком був випадок 5, коли розрахункова область досягала 15 км, граничні умови для вертикальних рухів задавалися на верхній границі цієї області, а вертикальні рухи з використанням рівняння (4) розраховувались в усій області. У цьому випадку катастрофічні опади були одержані на обмеженій території (рис. 6, ряд 5) тільки за допомогою механізму Фіндайзена-Бержерона, тобто майже за рахунок кристалічної фракції (табл. 1 та рис. 6, ряд 5).

Рис. 7 а показує еволюцію цих опадів у епіцентрах. Найбільша інтенсивність опадів у заданій точці була одержана у випадку 6, коли вертикальні рухи розраховувались до верхньої границі з використанням

рівняння нерозривності, а процеси коагуляції включалися з максимальною інтенсивністю.

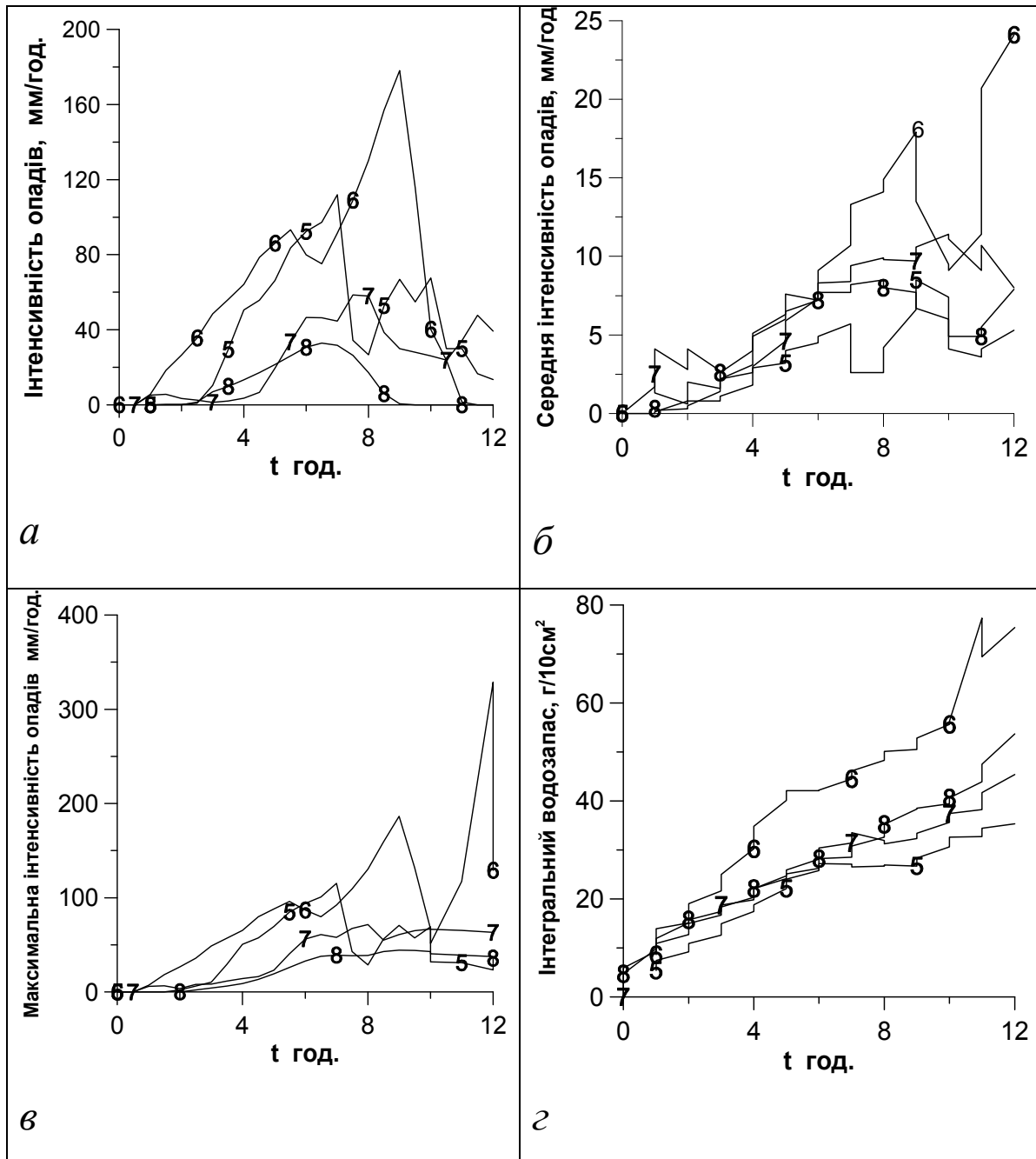


Рис. 7. Особливості еволюції сильних та катастрофічних опадів

а – інтенсивність опадів в заданій точці з координатами $x = 95$ км, $y = 25$ км; *б, в* – середня та максимальна інтенсивність опадів на заданій площі $35 < x < 185$ км, $-40 < y < 60$ км відповідно; *г* – інтегральний по z водозапас (сума водності та льодності)

Цифри біля кривих відповідають номеру рядка табл. 1

Як видно із табл. 1, у 6 випадку в опадах переважала крапельна фракція, хоча роль кристалічної фракції теж була суттєвою. Друга за величиною інтенсивність опадів була одержана для 5 випадку, але тільки в одному невеликому осередку.

Для восьмого випадку максимальна інтенсивність опадів була одержана в іншому осередку. Очевидно вплинула висота верхньої границі обчислювальної сітки, яка була зменшена з 15 до 11 км. В опадах була тільки крапельна фракція. Сьомий випадок був найближчим до реальної картини опадів. Опади були досить сильними, але не катастрофічними, і спостерігалось коливання інтенсивності опадів у часі.

Середні інтенсивності опадів близькі між собою для випадків 5, 7, 8. Виділяється тільки 6-ий випадок, в якому максимальна середня сума опадів росла з часом і мала пік о 8 та 12 годині. Максимальне значення досягало 25 мм/год.

Найбільші значення опадів з максимальною інтенсивністю також було отримано для 5 та 6 випадків. Тільки до 9 години їх епіцентри збігалися. У 6 випадку після 9 години з'явився новий осередок дуже сильних опадів і максимальне значення інтенсивності опадів перемістилося в цей осередок (див. рис. 6, ряд 6).

На рис. 7 в показано максимальний за площею інтегральний водозапас хмар (сума інтегрованих по z водності та льодності). В усіх випадках цей запас зростає з часом. Його значення для 5, 7 та 8 випадків близькі між собою. Найбільші значення одержані для 6-го випадку.

Еволюція хмарності за перші 3 години розрахованого розвитку для випадку 6 відображена на рис. 8, де приведено вертикальні розрізи хмарних характеристик для різних y , розміщених у теплій масі фронту по обидві сторони від хребта. Як видно з рисунка, водність у заданій площі розподілена в окремих хмарних осередках, розміщених на різних висотах. Кристалічні та змішані хмари мали значно більшу потужність і в окремих випадках пробивали тропопаузу. На рис. 8 немає різниці в позначеннях звичайного льоду та льоду, який знаходиться нижче нульової ізотерми. Хоча, власне, це дві різні субстанції. Нижче нульової ізотерми знаходиться крапельна фаза, яка утворилась після танення льоду.

Окремі розрізнені хмари то з'являлися, то швидко зникали. Надпотужні ж хмари існували значно довше, в окремих випадках вони піднімалися від землі до тропопаузи, а то й вище. У випадку 6 таке хмарне утворення спостерігалось близько стовпа $(x,y) = (25; 95 \text{ км})$.

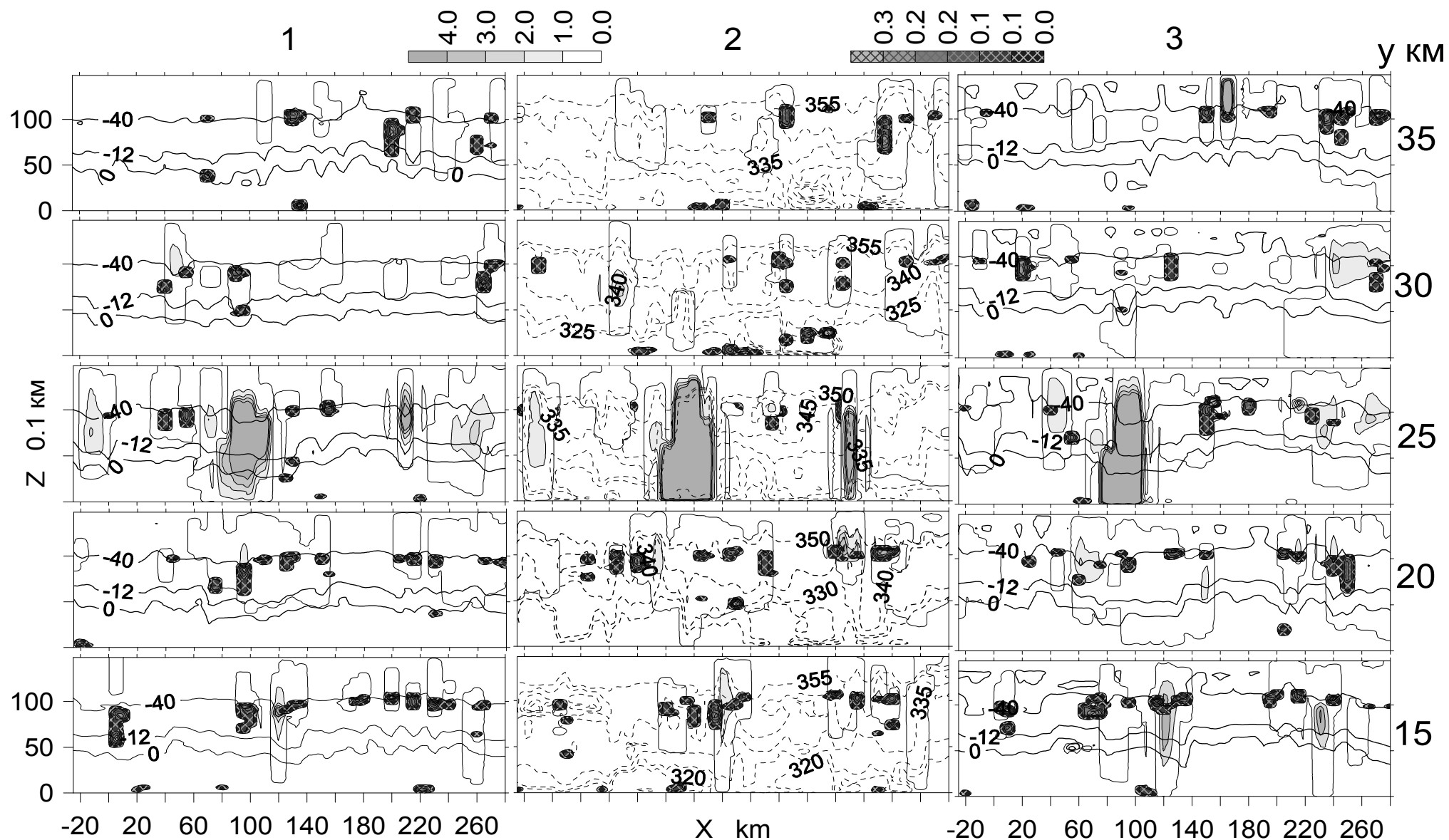


Рис. 8. Еволюція хмарності в перші 3 год змодельованого розвитку над епіцентром опадів для випадку 6 табл. 1.
 1 – водність та льодність, г/кг; цифри біля першої та другої шкали відповідно (зліва направо); температура, °C, цифри біля суцільних кривих, $t = 1$ год 2, як 1, $t = 2$ год, еквівалентно-потенціальна температура (пунктирні лінії), К; 3, як 1, $t = 3$ год

Воно існувало більше ніж 6 год, інтенсивність опадів з цієї хмарності досягла 3 мм/хв ($t = 9$ год), після цього це ядро опадів почало розпадатись, а інтенсивність опадів у ньому різко зменшуватись (рис. 6, 7). Над епіцентром опадів була розміщена надпотужна купчаста хмара, вершина якої знаходилася вище тропопаузи. У ній були максимальні значення льодності, які досягали значень 10 г/кг близько ізотерми -12°C .

Розподіл псевдопотенціальної температури показує, що надпотужні кристалічні хмари супроводжувались різким підйомом ізоліній цієї величини. Невеликі замкнуті осередки псевдопотенціальної температури, які окреслювали зони нестійкості атмосфери, характеризуються наявністю окремих змішаних або крапельних хмар (рис. 8, 2).

Висновки

Побудовано діагностичні та прогностичні моделі мезомасштабних хмарних утворень, які супроводжували сильні повені в Прикарпатті у липні 2008 року. Досліджено особливості хмарних утворень, які спостерігалися протягом даного синоптичного процесу, що спричинив сильні опади. Проведено чисельні експерименти для визначення ролі крупнокрапельної та кристалічної фракцій в утворенні сильних опадів. Проведено модифікацію алгоритму розрахунків вертикальних рухів.

Визначено деякі ключові параметри, метеорологічні умови та предиктори, які призводили до утворення сильних опадів. Серед основних ознак наближення сильних опадів виділено наступні: 1) зустрічний рух різних за фізичною природою повітряних мас; 2) наявність у них областей із перенасиченням відносно льоду; 3) наявність сильних вихрових рухів хоча б в одній з повітряних мас, які підходять до гірського масиву; 4) наявність надпотужних купчастих хмар із високо розміщеними перистими хмарами; 5) висота тропопаузи досягає 10 км і більше.

* *

1. Белый Т.А., Пирнач А.М. Численное моделирование сильных осадков в Прикарпатье // Доповіді НАН України. – 2009. – № 10. – С. 115-121.
2. Белый Т.А., Дударь С.Н., Пирнач А.М. Численные исследования влияния различных механизмов осадкообразования на эволюцию мезомасштабных облачных образований, обусловивших сильные осадки в Карпатах 21-29 июля 2008 г. // Геофиз. журн. – 2009. – 31. – № 6. – С. 107-123.

3. Мучник В.М. Приближенная оценка водности кучево-дождевых облаков // Исследования облаков, осадков и грозового электричества. Докл. на 6 межведомственной конф. – М.: Академия Наук СССР, 1961. – С. 204-209.
4. Паламарчук Л.В., Пирнач А.М. Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трехмерных полуэмпирических моделей // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 107-125.
5. Пирнач Г.М., Дудар С.М., Шниг В.М. Чисельне моделювання фронтальних хмарних систем, які супроводжували сильний паводок у Карпатах у листопаді 1998 року // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2006. – Вип. 255. – С. 5-24.
6. Пирнач Г.М. Моделювання фронтальних хмар із сильними опадами для рівнинних та гірських рельєфів // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2005. – Вип. 254. – С. 37-50.
7. Пирнач Г.М. Моделювання еволюції мезомасштабних хмарних утворень над Карпатами // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2007. – Вип. 256. – С. 19-43.
8. Пирнач Г.М. Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. – К.: Ніка-Центр, 2008. – 294 с.
9. Степаненко С.Н. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. – О.: Маяк, 1998. – 286 с.
10. 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.
11. 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.
12. 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. – С. 1542-1562
13. 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.
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

А.М. Пирнач, Т.А. Белый, С.Н. Дударь

Численные исследования облачных образований, обусловивших катастрофические осадки в Прикарпатье

Трехмерные прогностические модели с учетом орографии, разработанные в УкрНИГМИ для моделирования фронтальных облачных систем для равнинных и сложных рельефов, были использованы при проведении численных экспериментов с целью исследования мезомасштабных слоистых и кучевых облачных образований, которые давали сильные осадки над горными районами Карпат и прилегающими территориями в июле 2008 года. Главным заданием серии численных экспериментов было исследование вероятности получения катастрофических осадков, способных вызвать сильные паводки в горах и на прилегающих к ним территориях.

Ключевые слова: сильные паводки, сильные осадки, фронтальные облачные системы, сложный рельеф.

A.M. Pirnach, T.A. Bilyi, S.M. Dudar

Numerical investigation of cloud systems that caused dangerous precipitation in Eastern Carpathian region

Three-dimensional time-depend numerical models for complex relief have been developed in UHRI and have been used in numerical experiments for investigation of stratiform and convective cloud systems. Heavy precipitation that caused dangerous flood in Eastern Carpathian region in July 2008 were subjected for modeling of frontal cloud system for flat and complex reliefs. Series of numerical experiments have been carried out for estimating of probability to getting of heavy precipitation that caused dangerous flood in mountains and nearest regions.

Keywords: dangerous flood, heavy precipitation, frontal cloud systems, complex relief.