

Л.В. Паламарчук, С.В. Краковська, Г.М. Пірнач,
В.М. Шпиг

ЧИСЕЛЬНЕ ДОСЛІДЖЕННЯ БАРОКЛИННОЇ ТА ГІДРОДИНАМІЧНОЇ НЕСТІЙКОСТІ НА РІЗНИХ СТАДІЯХ РОЗВИТКУ ФРОНТАЛЬНИХ ХМАР

За допомогою тривимірних діагностичних і прогностичних чисельних моделей проведено інтерпретацію даних радіолокаційних досліджень фронтальних купчасто-дощових хмар з метою встановлення залежностей між термодинамічними характеристиками хмарної атмосфери, напрямом (знаком) вертикальної складової вихору швидкості та стадією розвитку хмари. Шляхом чисельного моделювання були отримані нові дані про розподіл метеорологічних характеристик у районі радіолокаційних спостережень і взаємозв'язок між зонами нестійкості та характерними особливостями формування хмарності.

Аналіз результатів радіолокаційних та чисельних досліджень дав змогу виявити, що знак вертикальної складової вихору швидкості має непрямий зв'язок зі стадією розвитку конвективної хмари, що може бути використано, наприклад, для короткострокового прогнозу еволюції Сб у пунктах радіолокаційних спостережень.

Вступ

Вивчення вертикальних рухів в хмарах та навколо них, визначення кутової швидкості обертання хмар проводилися за радіолокаційними даними, отриманими під час проведення польових досліджень у східній частині Кримського півострова. Вивчалася хмарна атмосфера в момент проходження холодного фронту та утворення суперкоміркових купчасто-дощових хмар та зливових опадів. У [1] на основі визначення кутової швидкості обертання купчастих хмар показано, що у таких системах спостерігається як циклонічне, так і антициклонічне обертання хмари навколо уявної осі, а розподіл вертикальних рухів змінюється з її розвитком.

Діагностичні та прогностичні моделі, що застосовувались у нашому дослідженні, є основою іншого підходу до вивчення динаміки фронтальних хмар. Термобаричні поля хмарної атмосфери, критерії її

нестійкості та показники вологозапасів хмар у чисельному експерименті отримували на основі даних метеорологічних спостережень. Використовувались дані про стан атмосфери у регіонах, розміри яких відповідають горизонтальним масштабам синоптичних утворень. Застосування у чисельному експерименті сіток з різним кроком по горизонтальних осях (5-100 км) для різних рівнів до висоти 9000 м дозволяло розглянути та пояснити як динаміку синоптичного процесу, так і фізичні механізми формування мезомасштабних утворень у його межах. Це одна з переваг запропонованого підходу. Дослідження базувались на розрахунку критеріїв нестійкості атмосфери, основних динамічних та термодинамічних характеристик хмарності, визначенні знаку вихорових рухів у межах конвективних комірок. Порівняння отриманих результатів проводилося для окремих часових відрізків, що співпадали з проведенням польових спостережень.

Методика досліджень

Вивчення процесів розвитку фронтальних хмар реалізовувалося з використанням комплексного підходу, який включав синоптичний аналіз, радіозондування атмосфери та чисельне моделювання.

Детальну інформацію про систему рівнянь та граничні умови можна знайти у [4, 6, 7]. Зауважимо, що при інтерпретації результатів чисельного моделювання зони хмарності ідентифікувалися, виходячи з наявності позитивних значень інтегральної термодинамічної швидкості конденсації:

$$E = - \int_0^H \rho w \frac{\partial q_s}{\partial z} dz ,$$

де z – вертикальна координата; H – максимум z ; ρ – щільність повітря; w – вертикальні рухи; q_s – питома насичуюча вологість повітря.

Вертикальна складова вихору швидкості визначалась із співвідношення:

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} ,$$

де Ω_z – вертикальна складова вектору швидкості; x, y – горизонтальні координати (осі спрямовані відповідно на північ та схід); v, u – горизонтальні компоненти швидкості вітру.

Інтерпретація результатів, отриманих у чисельному експерименті, проводилася з урахуванням положень, отриманих у [5], де було показано,

що на стадії зрілості у конвективній хмарі утворюються замкнуті циркуляційні комірки. Розраховане у [5] поле вертикальної складової вихору швидкості для цієї стадії розвитку являло собою чергування попарно розташованих циклонічних та антициклонічних вихорів, розміри яких не перевищували 10-30 км.

Дослідження [1, 3] розвитку конвективних комірок та смуг опадів, пов'язаних з ними, показують, що початкова стадія такого процесу обумовлена переважно гідростатичною нестійкістю атмосфери, що у чисельному експерименті може визначатися вертикальними градієнтами потенційної та псевдопотенційної температури. Очевидно, на цій стадії розвитку при умові її виокремлення у висхідній комірці спостерігатиметься циклонічна завихреність висхідного потоку повітря.

У подальшому розвиток фронтальної хмарності відбувається під впливом комплексу термічних та динамічних факторів. Одним із них є утворення мезомаштабних збурень в полі температури і, відповідно, тиску. Такі області визначались за ознакою: $\frac{dT}{dx} > 1,0^\circ\text{C}$. Їх можна розглядати як мезофронти в зоні основного фронту, що обумовлюють формування комірок висхідних рухів, відповідальних за транспортування вологи та утворення хмарності. Відзначимо, що такі області формуються як в нестійко-, так нейтрально- і стійкостратифікованій атмосфері на деякій висоті над землею поверхнею. Очевидно, однією з причин утворення цих зон та їх локалізації є збільшення температури атмосфери на деякій висоті за рахунок виділення теплоти конденсації, що відбувається при завершенні початкової стадії розвитку хмари. Пов'язана з такими процесами зміна поля температури призведе до утворення збурень у полях тиску та, відповідно, вітру. Нестійкість атмосфери, що виникала на цій стадії розвитку хмарності, визначалась як через вертикальні температурні градієнти, так і через розрахунок числа Річардсона.

Результати чисельного експерименту

Досліджувалися дві (03-04.09.01 та 07.09.01) хмарні системи холодних фронтів, що переміщувались над південною та центральною частиною України. Із використанням даних радіозондування атмосфери, отриманих із Британського центру атмосферних даних, були побудовані моделі стану атмосфери в 11 та 23 години за середнім Гринвіцьким часом (GMT), що відповідає 14 год. 3 вересня та 2 год. 4 вересня в Україні (літній час). Ці моделі дозволили отримати вертикальні розрізи основних

термодинамічних величин (при цьому область моделювання обмежувалася висотою 9 км, крок сітки по вертикалі дорівнював 250 м) та горизонтальні розрізи приземних та інтегральних параметрів атмосфери. При побудові горизонтальних розрізів вісь x направлена на схід, вісь y на північ. Центр області моделювання – м. Київ ($x = 0$, $y = 0$). Координати пункту зондування Сімферополя $(x, y) = (260, -635 \text{ км})$, полігону – близько $(340, -635 \text{ км})$.

Результати моделювання (рис. 1) представляють структуру полів основних метеорологічних величин та полів розрахованих термодинамічних характеристик у досліджуваному регіоні.

Моделювання надає можливість дослідити зміну таких полів по вертикалі. Отримані дані дозволяють оцінити ступінь нестійкості атмосфери, діагностувати структуру полів хмарності та опадів у будь-якій точці регіону з визначеними координатами.

Так в досліджуваному процесі області нестійкості мали координати $(215 < x < 240, -680 < y < -540)$ (рис. 1, d11) і відповідали контакту відносно холодного повітря, що надходило у тилову частину західного циклону, з повітрям теплого сектору циклону. У межах таких областей в атмосфері відмічалися висхідні вертикальні рухи, утворення хмарності та опадів.

Просторові розподіли потенційної, псевдопотенційної температури та горизонтального градієнта температури вказували на нестійкість нижнього шару атмосфери.

Запропонована модель дає можливість відтворити структуру поля вертикальних рухів для різних рівнів в атмосфері. Отримані під час чисельного експерименту дані (рис. 1, e11) узгоджуються з результатами інших авторів [2, 3]. Поля вертикальних рухів системи холодного фронту мали смугово-осередкову структуру. Максимальна швидкість досягала $w_{max} = 43 \text{ см/с}$, а вертикальна протяжність областей з висхідними рухами $\Delta H \geq 8 \text{ км}$. У табл. 1 показані поля вертикальних рухів, осереднені для різних рівнів по Z . Величини термодинамічної швидкості конденсації (рис. 1, a11) та значення пересичення водяної пари по відношенню до льоду дають підставу стверджувати, що у досліджуваній системі хмарності у період проведення спостережень, з 11 год. 24 хв. до 13 год. 16 хв. GMT 3 вересня, переважали суперкомірки у фазі “росту” [5]. В усій досліджуваній області спостерігались інтенсивні термодинамічні процеси, розвиток конвекції, зливи, град.

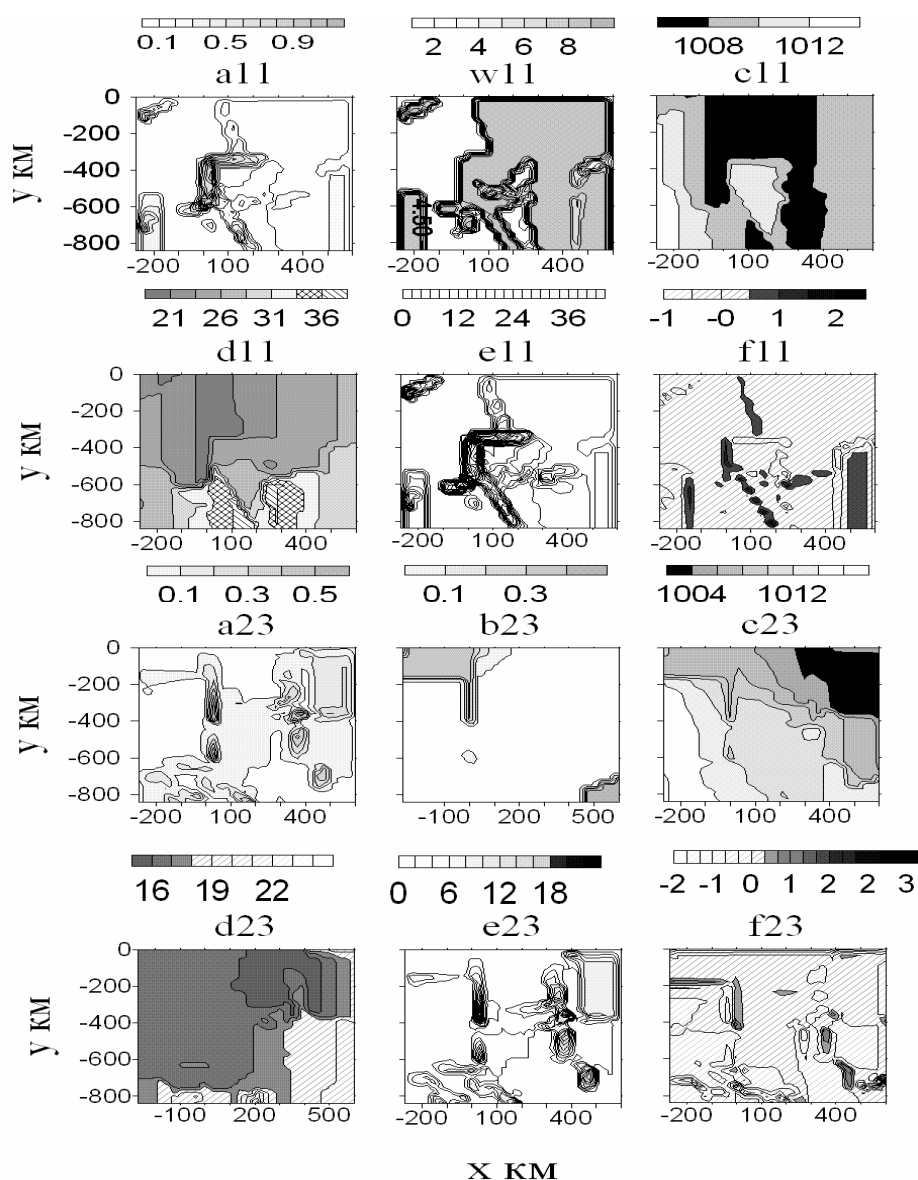


Рис. 1. Приземні та інтегральні термодинамічні характеристики атмосфери у зоні фронту 03.09.2001 об 11 год. за Гринвічем (перший та другий ряди) та о 23 год. за Гринвічем (третій і четвертий ряди): a11, a23 – інтегральна швидкість конденсації, мм/год.; b23 – інтегральне перенасичення відносно льоду, мм; c11, c23 – приземний тиск, гПа; d11, d23 – приземна температура, °C; e11, e23 – максимальні вертикальні рухи, см/с; f11, f23 – вертикальна складова вихору швидкості, 10^{-3} c^{-1} ; w11 – товщина шару, охопленого вертикальними рухами, км

Зони з інтегральним перенасиченням відносно льоду, що не перевищували 0,3 мм, були виявлені тільки у крайніх північно-західних та південно-східних частинах розрахункової області близько 23 год. (рис.1 b23). Твердження про переважання в хмарній системі стадії росту узгоджується з результатами розрахунку вертикальної складової вихору швидкості, що наведені в табл. 2. Значення Ω_z змінювалися у межах $0,10 \div 0,78 \cdot 10^{-3} \text{ c}^{-1}$, спостерігалось домінування циклонічного характеру

обертання комірок конвективних хмар. Їх горизонтальні розміри становили 20-50 км (рис. 1, e11 та e23). Тут варто зазначити, що наявність фактичних даних про вертикальний розподіл швидкостей вітру та масштаб сітки моделювання дозволяють виявити такі мезомасштабні вихори. Величини вертикальної складової у них на порядок вищі фонових (вихор синоптичного масштабу), які становили $0,3 \div 0,4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ [8].

Таблиця 1

Розподіл вертикальних рухів (w , см/с) у зоні холодного фронту для розрахунку
03.09.2001 об 11 год. за Гринвічем

y, км	z, м	x, км					
		150	170	190	210	230	250
-500	5000	15,0	4,9	2,9	8,7	-76,0	4,2
	3000	11,9	3,8	-2,1	5,9	-53,9	3,3
	1000	6,0	1,6	-3,5	2,5	-23,5	1,8
	500	3,0	0,8	-2,4	1,2	-10,5	1,0
-600	5000	0,5	16,4	0,4	0,3	-67,9	2,9
	3000	1,6	8,4	0,3	0,2	-75,3	3,2
	1000	1,9	2,0	0,3	0,3	-38,5	1,9
	500	1,2	0,4	0,2	0,2	-19,0	1,1
-800	5000	-4,6	-3,4	7,8	0,5	0,6	1,3
	3000	-4,8	-3,9	14,7	1,2	1,2	2,1
	1000	-2,5	-2,0	11,9	1,0	1,0	1,4
	500	-1,2	-0,9	6,5	0,6	0,7	0,9

З використанням даних, отриманих за допомогою діагностичних моделей (див. рис. 1, табл. 1, 2) як початкових, були побудовані моделі еволюції фронтальної хмарності з різними кроками сітки розрахункової області. При цьому момент часу ($t = 0$) відповідав 11 год. GMT 3.09.2001р. Така умова вказує на те, що час проведення радіолокаційних спостережень відповідає при моделюванні $0,4 < t < 1,3$ год.

Чисельне моделювання еволюції хмар, яке базувалося на даних діагностичних та прогностичних моделей, показало, що на початкових стадіях розвитку фронтальної хмарності області позитивних значень термодинамічних величин визначаються відносною внутрішньою однорідністю знаку та значень. Такими є вертикальні рухи,

термодинамічна швидкість конденсації. Позитивні значення насичення відносно льоду або були відсутніми, або спостерігалися у незначних за розмірами областях. Еволюція хмарності супроводжувалася формуванням смугово-коміркової структури термодинамічних полів.

Таблиця 2

Розподіл вертикальної складової вихору швидкості (Ω_z , $1 \cdot 10^{-3} \text{ c}^{-1}$) у зоні холодного фронту для розрахунку 03.09.2001 об 11 год. за Гринвічем

y, км	z, м	x, км					
		150	170	190	210	230	250
-500	5000	0,14	<i>-0,01</i>	0,94	0,85	<i>-0,32</i>	0,08
	3000	0,14	0,45	0,29	0,04	<i>-0,31</i>	0,18
	1000	0,00	0,55	<i>-1,10</i>	<i>-1,07</i>	1,15	0,17
	500	<i>-0,05</i>	0,21	<i>-0,91</i>	<i>-0,62</i>	1,29	0,09
-600	5000	0,16	0,01	0,14	2,16	0,94	0,01
	3000	0,22	0,44	0,15	0,96	0,56	0,07
	1000	0,15	0,78	0,11	<i>-0,59</i>	3,50	0,09
	500	0,11	0,32	0,08	<i>-0,36</i>	3,56	0,06
-800	5000	0,03	<i>-0,59</i>	<i>-0,62</i>	0,10	0,10	1,04
	3000	0,06	<i>-1,06</i>	<i>-0,18</i>	0,06	0,06	0,43
	1000	0,03	2,47	0,03	0,16	0,15	0,24
	500	0,30	0,11	0,11	0,18	0,17	0,09

Ланцюги комірок вертикальної складової вихору швидкості з циклонічним обертанням ($\Omega_z > 0$) були знайдені на початковій стадії розвитку *Си* у передфронтальній смузі хмар з координатами $x = 50 - 250$ км та $y < -500$ км (табл. 1-3). Вищезгадана смуга розташовувалася поблизу експериментального полігону, стадія розвитку хмари визначалася за допомогою радіолокатора. Кутова швидкість обертання хмари, що визначалася за допомогою радіолокатора, не перевищувала одного градуса за хвилину. Розраховані значення вертикальної завихреності були у межах $-0,5 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-3} \text{ c}^{-1}$ (табл. 2). Знак вертикальної завихреності корелює з числом Річардсона наступним чином: плюс (циклон) відповідає зонам нестійкості з $Ri < 1$ або навіть $Ri < 0,25$ та навпаки (табл. 3). Проте кореляція між знаком вертикальної завихреності та вертикальними рухами була не так добре виражена (табл. 1). Звернемо

увагу на той факт, що горизонтальні розміри комірок вихору зазвичай менші від зон нестійкості на 10-30 км.

Таблиця 3

Розподіл числа Річардсона ($Ri - 0,25$) у зоні холодного фронту для розрахунку 03.09.2001 об 11 год. за Гринвічем

y, км	z, м	x, км					
		150	170	190	210	230	250
-500	5000	0,7	0,7	0,3	0,4	0,1	0,1
	3000	-0,1	-0,1	-0,2	0,0	>1	>1
	1000	>1	>1	>1	>1	>1	>1
	500	>1	>1	>1	>1	0,3	0,3
-600	5000	>1	>1	1,4	1,5	-0,2	-0,2
	3000	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2
	1000	-0,1	-0,1	>1	>1	>1	>1
	500	-0,1	-0,1	>1	>1	-0,1	-0,2
-800	5000	-0,2	-0,2	2,6	-0,1	-0,1	-0,1
	3000	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2
	1000	0,0	0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1
	500	0,1	0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2

Наприкінці стадії максимального розвитку хмарних утворень часто спостерігаються найбільш сильні висхідні рухи, відбувається порушення однорідності структури полів основних термодинамічних величин. У чисельному експерименті хмари та опади, що визначалися за розрахованими величинами, спостерігались у смузі з координатами $240 \text{ км} < x < 270 \text{ км}$ при $y > -700 \text{ км}$. Структура змодельованого поля опадів була комірковою, період його існування – $0,5 < t < 2,5$ год.

Значення Ω_z , отримані у ході чисельних експериментів, вказують на те, що для завершальної стадії розвитку хмар характерні як циклонічні, так і антициклонічні мезомасштабні вихори, інколи вони утворювали ланцюжки попарних циклонічних та антициклонічних комірок.

На рис. 2 показаний просторовий розподіл вертикальної проекції вихору швидкості у різні моменти часу для розрахунку з кроком сітки по горизонталі 10 км. Цей масштаб не дозволив відтворити вихори для окремих купчастих хмар, але дозволив відтворити вихрову структуру смуги хмар та ансамблів купчастих хмар у процесі їх еволюції.

Циклонічна циркуляція супроводжувала змодельовану смугу хмар в процесі її розвитку і змінилася на антициклонічну циркуляцію на стадії її розпаду.

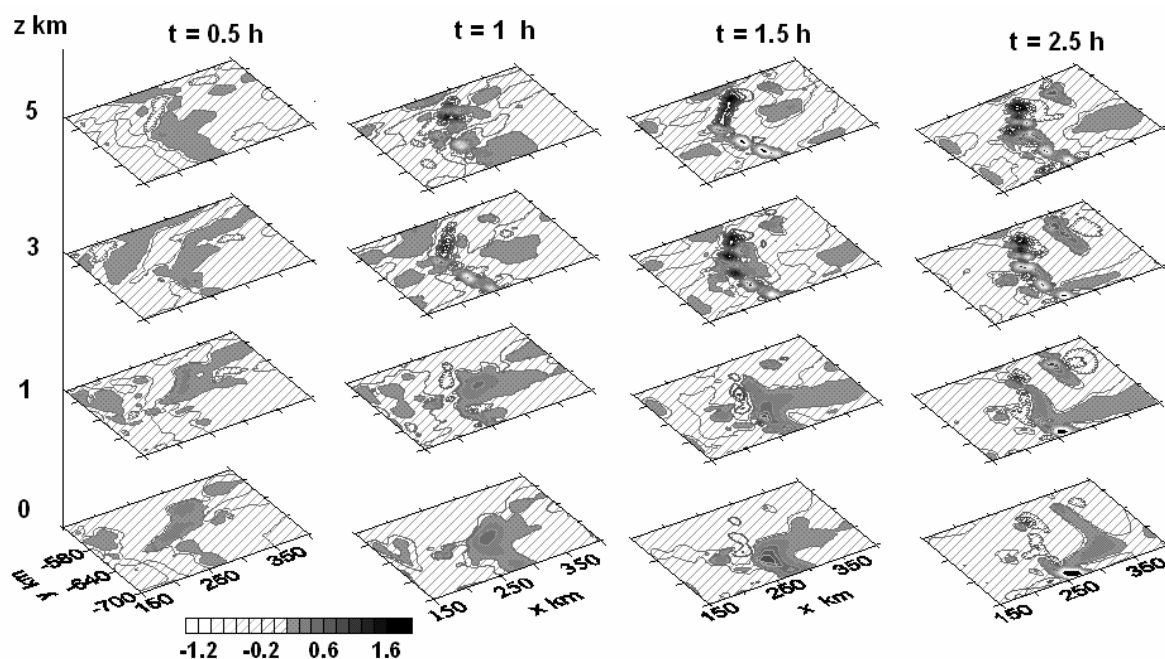


Рис. 2. Просторовий розподіл вертикальної складової вихору швидкості, Ω_z , $1 \cdot 10^{-3} \text{ c}^{-1}$ (цифри поблизу шкали) при різних t

Висновки

Теоретична інтерпретація радіолокаційних спостережень за допомогою чисельних моделей показала, що еволюція фронтальної хмарності супроводжується збуренням однорідності у внутрішній структурі смуг опадів, викликаного підсиленням гідростатичної нестійкості в основному уздовж лінії фронту. Така бароклинна нестійкість спричиняє формування комірок та смуг фронтальних висхідних рухів, транспортування вологи. Для кожного моменту структура поля Ω_z неоднорідна: по висоті змінюються і знак, і величина. Горизонтальні розміри комірок вихору зазвичай менші від зон нестійкості на 10-30 км.

Стійкі зони висхідних рухів призводили до формування комірок купчастих хмар порядку десятків кілометрів з інтенсивним вихором циклонічної циркуляції, що є характерним для початкової стадії.

У кінці стадії максимального розвитку конвективних хмар відбувається розпад циклонічних центрів на окремі парні вихрові

утворення з циклонічною та антициклонічною циркуляцією, що свідчить про тенденцію до руйнування.

Остання стадія, стадія розпаду, супроводжувалася зменшенням абсолютних значень висхідних рухів, зменшенням вертикальної протяжності шарів із висхідними рухами і домінуванням антициклонічної циркуляції.

Проаналізовані результати чисельного моделювання та радіолокаційних спостережень підтверджують, що вертикальна складова вихору швидкості може бути непрямим критерієм ідентифікації стадії розвитку *Cb*.

* *

С помощью трёхмерных диагностических и прогностических численных моделей проведена интерпретация данных радиолокационных исследований фронтальных кучево-дождевых облаков с целью определения взаимосвязей термодинамических характеристик облачной атмосферы, направления (знака) вертикальной составляющей вихря скорости и стадии развития облака. Путём численного моделирования были получены новые данные о распределении метеорологических характеристик в районе радиолокационных наблюдений и взаимосвязи между зонами неустойчивости и характерными особенностями формирования облачности.

*Анализ результатов радиолокационных и численных исследований позволил определить, что знак вертикальной составляющей вихря скорости может служить косвенной характеристикой стадии развития конвективного облака, что может быть использовано, например, для краткосрочного прогноза эволюции *Cb* в пунктах радиолокационного наблюдения.*

* *

1. Лесков Б.Н., Сирота Н.В., Бондаренко А.В. Об угловой скорости и периоде вращения конвективных облаков // Тр. УкрНИГМИ. – 2001. – Вып. 249. – С. 35-53.
2. Пірнач А.М., Білокобильський А.В. Чисельне моделювання літніх фронтальних хмар // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2000. – Вип. 248. – С. 5-21.
3. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 264 с.

4. *Belokobylski A.V., Pirnach A.M.* Numerical simulation of the warm-season frontal clouds over Ukraine // In Proc. 13th ICCP. – Reno, Nevada, USA. – 2000. – P. 1165-1169.
5. *Palamarchuk L.V. and Krakovskaia S.V.* Features of frontal cloudiness structure over Ukraine in winter seasons // In Proc. 12th ICCP. – Zurich, Switzerland. – 1996. – P. 645-648.
6. *Pirnach A.M., Krakovskaia S.V.* Numerical studies of dynamics and cloud microphysics of the frontal rainbands // J. Atmos. Res. – 1994. – Vol. 33. – P. 333-365.
7. *Pirnach A.M.* 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.
8. *Wallace J.M. and Hobbs P.V.* Atmospheric science // Academic Press, Inc.– 1977.– 468 p.

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут, Київ*