

Б.Н. Лєсков, Г.М. Пірнач, М.В. Сирота, В.М. Шпиг

СМЕРЧІ У КРИМУ 22 ЛИПНЯ 2002 РОКУ

Наведено інформацію про смерчі на території Криму, їх зародження, переміщення та заподіяну ними шкоду. Розглянуто синоптичні та аерологічні умови їх виникнення. За допомогою тривимірних діагностичних та прогностичних моделей досліджено термодинамічні характеристики конвективних систем, у яких утворилися смерчі.

Вступ

Одним із найбільш цікавих і надзвичайно небезпечних погодних явищ, що пов'язані з конвективною хмарністю, є смерч. Проходження смерчів часто супроводжується великими руйнуваннями і навіть людськими жертвами. Проте в більшості випадків про інтенсивність явища доводиться робити висновки лише за результатами його проявів.

Незважаючи на тривалий період досліджень купчасто-дощових хмар, смерчі залишаються досить мало вивченими. Найбільш повно це явище висвітлене у кліматичному та синоптичному аспектах. Так, у [10] було проведено узагальнення даних спостережень смерчів на території колишнього СРСР. При цьому були отримані їх кліматичні характеристики (середня кількість за рік для певної території, розподіл кількості випадків залежно від інтенсивності за шкалою Фуджіти, розподіл кількості випадків смерчів по місяцях та ін.) і встановлені основні схеми синоптичних процесів, при яких виникають смерчі. Фактична інформація про смерчі та географія їх поширення наведена у [5, 11]. Окремо слід відзначити роботу [3], де висвітлено загальні відомості про умови формування і параметри смерчів, які спостерігались на території України. В цій роботі наводяться дані про добовий хід повторюваності смерчів, повторюваність смерчів різної тривалості та ін.

У [15] було досліджено дані про смерчі та їх руйнівну діяльність у семи країнах світу. Використовуючи великий ряд даних із США, автори показали, що кількість випадків смерчів зменшується за логарифмічним законом зі збільшенням категорії смерчів за шкалою Фуджіти. Виявлено цікавий факт: смерчі формуються як у суперкоміркових С_b, так і в С_b інших класів. Також у [15] відзначається, що сильні смерчі у Франції

ймовірні один раз на 5-10 років, а у Великобританії – один раз кожні 250-300 років.

Ряд робіт присвячено аналізу окремих випадків проходження смерчів [1, 2, 9]. Є інформація про смерчі, які виникли під час проходження купчасто-дощових хмар, що мали циклонічний та антициклонічний характер обертання [12]. У результаті обробки даних радіолокаційних спостережень та теоретичних міркувань у [13] було показано зв'язок між механізмами формування смерчів та гакоподібною циркуляцією у Сб, також наведені умови, що є необхідними для виникнення такої циркуляції, а саме: значна абсолютна завихреність у межах підхмарного шару, висхідний потік, що приносить до хмари вологе повітря з підхмарного шару, та зсув вітру з висотою. У цьому дослідженні вказується на те, що механізм формування гакоподібного радіолокаційного еха є різновидом поступального руху частини хмари, яка швидко обертається, та хмарного простору, що оточує цю частину. Обертання відбувається поруч із центром хмари, потім осередок, який обертається, рухається відмінно від решти хмари. Таким чином утворюється гакоподібне радіолокаційне ехо. Ехо такої форми, що спостерігається біля тилового правого краю добре розвиненої грозової комірки, є простим індикатором вихору, який існував раніше і відійшов від основної частини.

У 1971 р. Тетсуя Теодор Фуджіта опублікував роботу [14], у якій запропонував свою класифікацію смерчів, що була призначена для оцінювання інтенсивності смерчів, виявлення відмінностей між незначними і сильними смерчами. Класифікація передбачає 7 категорій смерчів (від нульової до шостої), словесну характеристику кожної категорії, діапазон швидкостей вітру та характер нанесених збитків.

Теорії виникнення смерчів присвячені роботи Л.Т.Матвєєва та А.І.Ромова [4, 8]. Проте залишається безліч питань щодо фізичних процесів, які відбуваються у хмарі під час зародження смерчу та його подальшої еволюції.

Моделювання атмосферних процесів дозволяє відтворювати просторовий розподіл ряду метеорологічних величин. За допомогою діагностичних та прогностичних моделей [6, 7, 16] з використанням вкладених сіток стало можливим, деякою мірою, компенсувати брак інформації щодо термодинамічних характеристик хмарності циклону, в якій 22 липня 2002 року сформувалися смерчі, дослідити умови, що

склалися в тропосфері і передували їх формуванню, та оцінити подальшу еволюцію конвективних хмар.

Погодні умови 22 липня 2002 р.

Більша частина території Європи 22 липня 2002 року була під впливом масштабної депресії, центр якої в 00 годин за Гринвічем був у районі м. Стокгольм, тиск 1005 гПа. З депресією були пов'язані два атмосферні фронти з хвилями. Один із них простягався квазімеридіонально по лінії Бидгощ-Лодзь-Будапешт. Інший проходив по території України по лінії Житомир-Вінниця-Одеса.

О 3-ій годині за Гринвічем над Кримом сформувався циклон із тиском у центрі 1005,5 гПа (100 км у діаметрі). Близько 12-ї години за Гринвічем цей циклон, який продовжував перебувати над Кримом, різко збільшився за своєю площею (275x200 км), тиск у центрі становив 1004,9 гПа. Атмосферні фронти змістилися на схід і перебували над Україною. Перший проходив по лінії Барановичі-Луцьк-Івано-Франківськ, а інший – Київ-Миколаїв-Сімферополь.

Атмосферні фронти обумовили опади в Данії і на півночі Німеччини. Зливи відмічалися в Альпах, на сході Угорщини та у Словаччині, на півдні України і Білорусії. Найбільша кількість гроз була пов'язана зі східним фронтом. Грози спостерігалися уздовж узбережжя Чорного моря та на території Криму.

Погодні умови в Криму цього дня визначались впливом малорухомого циклону (рис. 1), в якому простежувався фронт оклюзії. Крим був у периферійній частині висотної улоговини, орієнтованої від Скандинавії на Босфор. У полудневі години 22.07.2002 р. у циклоні над Кримом активізувався холодний фронт, який пересувався із заходу на схід. За даними радіозондування розрахункові рівні конденсації і конвекції були на висотах 2,0 км і 11,5 км. Швидкість висхідних рухів могла скласти 20 м/с. Тропопауза була на висоті 10,4 км, де температура становила -46°C . Градієнт температури вище рівня конденсації був більше волого-адіабатичного. Сприятливі синоптичні умови: циклон, фронтальний розділ, велика нестійкість атмосфери – призвели до інтенсивного розвитку конвективних хмар. Метеорологічні станції відмічали грози, зливи (ст. Ішунь – 87 мм, ст. Піонерська – 22 мм), град (ст. Джанкой – до 18 мм). У населених пунктах Випасне і Лобанове спостерігалися смерчі, які призвели до великих руйнувань. У Джанкої спостерігався шквал (15 м/с).

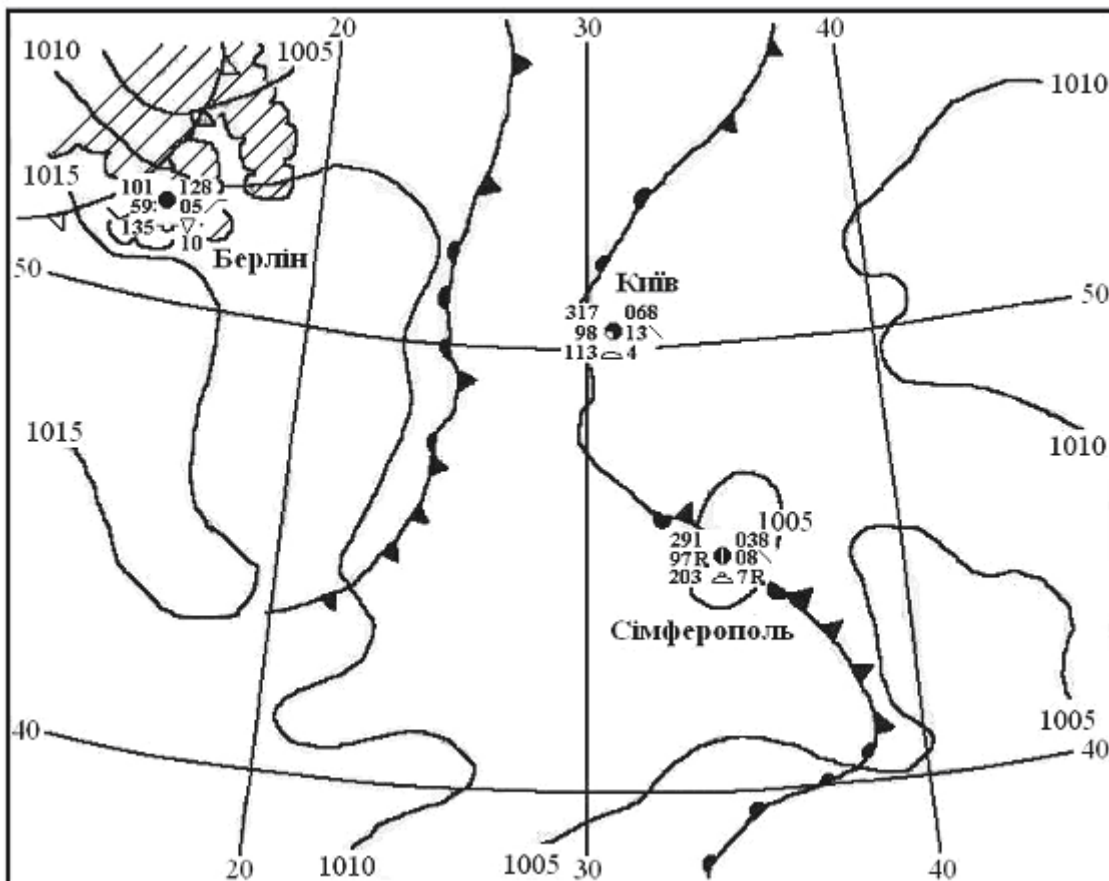


Рис. 1. Синоптична ситуація над Європою 22.07.2002 р. (15 год.)

Інтенсивна конвекція, про що свідчить наявність потужних купчастих хмар, спостерігалася навіть уночі, а наступної доби у Криму грозово-зливові процеси знову відновилися.

Дані супутникових та радіолокаційних спостережень. Фактичні відомості про смерчі

Перші ознаки розвитку потужних конвективних хмар з'явилися після 14-ої години. О 14.53 почалось спостереження за конвективними хмарами. У цей час на екрані радіолокатора за 30-50 км на захід і північний захід від с. Золоте Поле, де він розташований, були зафіксовані хмари. Розвиток деяких хмар був настільки бурхливим, що в перші 6-9 хв. визначити параметри їхнього обертання було неможливо через швидкі зміни їх геометричної форми.

Система "Антиград" на висоті 2 км зафіксувала град діаметром до 5см і більше. Але градова смуга, ширина якої була 4-5 км, пройшла між станціями Ішунь і Джанкою. В Ішуні граду не було, а над Джанкою пройшла східна периферія градової смуги.

На рис. 2 показані горизонтальні та вертикальні розрізи зони радіолокаційної відбивальності (η) за різні строки. На горизонтальному розрізі о 16.13 на висоті 5 км видно, що зони с. Випасне досягла фронтальна частина південної хмарної системи. На вертикальному розрізі о 16.13 (правий верхній кут) видно, що тут була потужна хмарна система з осередками $\eta > 45dbZ$, а її верхня межа досягала 12,5 км. Опади з цієї частини хмари спостерігалися на землі. При цьому в опадах теж була зона $\eta > 45dbZ$, що вказує на велику інтенсивність опадів. При таких параметрах хмари ймовірно був і град.

На горизонтальних розрізах (рис. 2) хмарної системи на висоті 5 км о 16.44, 16.48, 16.54 бачимо, що фронтальна частина системи купчасто-дошових хмар своїм краєм накривала район прояву смерчу. На цьому ж рисунку видно вертикальні розрізи (правий верхній кут на горизонтальному розрізі відповідного строку) фронтальної частини хмарної системи у напрямі векторів, показаних на горизонтальних розрізах. На цих розрізах видно рідкісну картину будови великої конвективної системи. На своїй периферії вона складається з майже окремих конвективних утворень, які відносно мало контактують між собою. Їх чітка вертикальна структура вказує на їх стабільність. Структури, зображені на рис. 2, вказують на можливість їх обертання з великими кутовими швидкостями. Просторове положення комірок було вертикальним, без жодних деформацій. Тому ймовірно, що під такими комірками могли формуватись смерчі. Можна припустити, що часова і просторова стабільність усіх конвективних об'єктів детермінована їх динамікою і, насамперед, вельми інтенсивним обертанням навколо вертикальної осі. Закінчуючи аналіз ситуації за 22.07.2002 р., варто зазначити, що об'єднана структура хмар, яка потім "вбирала" в себе й інші периферійні конвективні утворення, розвинулась у потужну систему купчасто-дошових хмар, верхня межа якої після 15 год. 20 хв. перевищувала 15-16 км, проникнувши таким чином у нижню стратосферу на 4-5 км. Максимальні значення кутової швидкості обертання центральної частини хмарної системи на висотах 7-10 км сягали 9-12 град/хв. Ясна річ, що такий енергетичноємний процес повинен був супроводжуватись різними явищами. Спостереження підтвердили це.

У зоні сіл Томашівка-Випасне-Лобанове спостерігалися смерчі: два у зоні Томашівка-Випасне та один у с. Лобанове. Генетично смерч у с. Лобанове не був пов'язаний зі смерчами у зоні с. Випасне (рис. 3).

Смерчі у зоні Томашівка-Випасне виникли на відстані 5-6 км на північний захід від Томашівки. Один з них (№ 1) дійшов до с. Томашівка і потім повернувся назад.

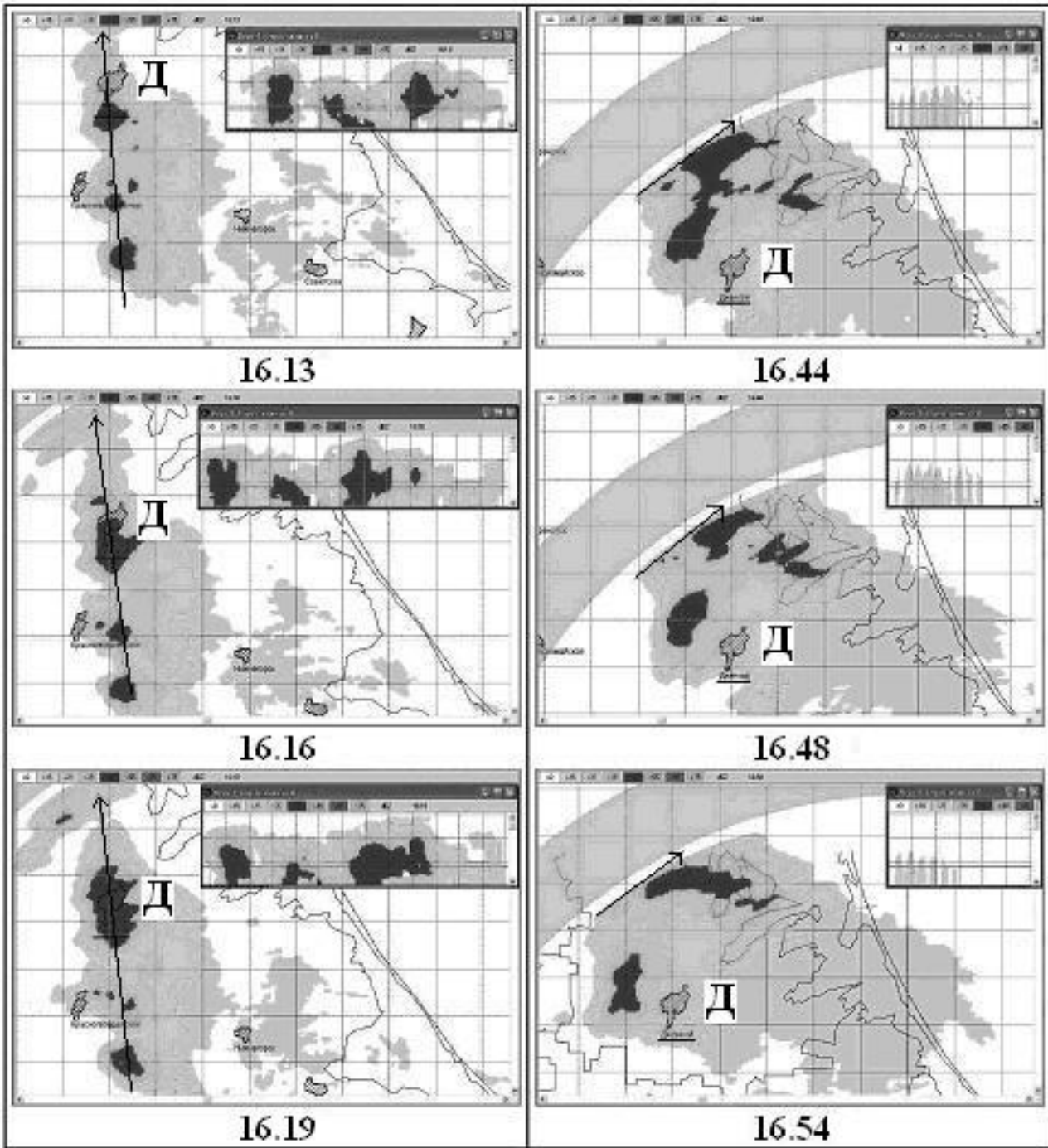


Рис. 2. Дані радіолокаційних спостережень: горизонтальні розрізи (основна частина блоку за відповідний строк; масштаб: 1 сторона клітинки – 10 км) та вертикальні розрізи (правий верхній кут у кожному блоці за відповідний строк, масштаб: 1 сторона клітинки – 5 км) у різні моменти часу. Умовні скорочення: Д – м. Джанкой

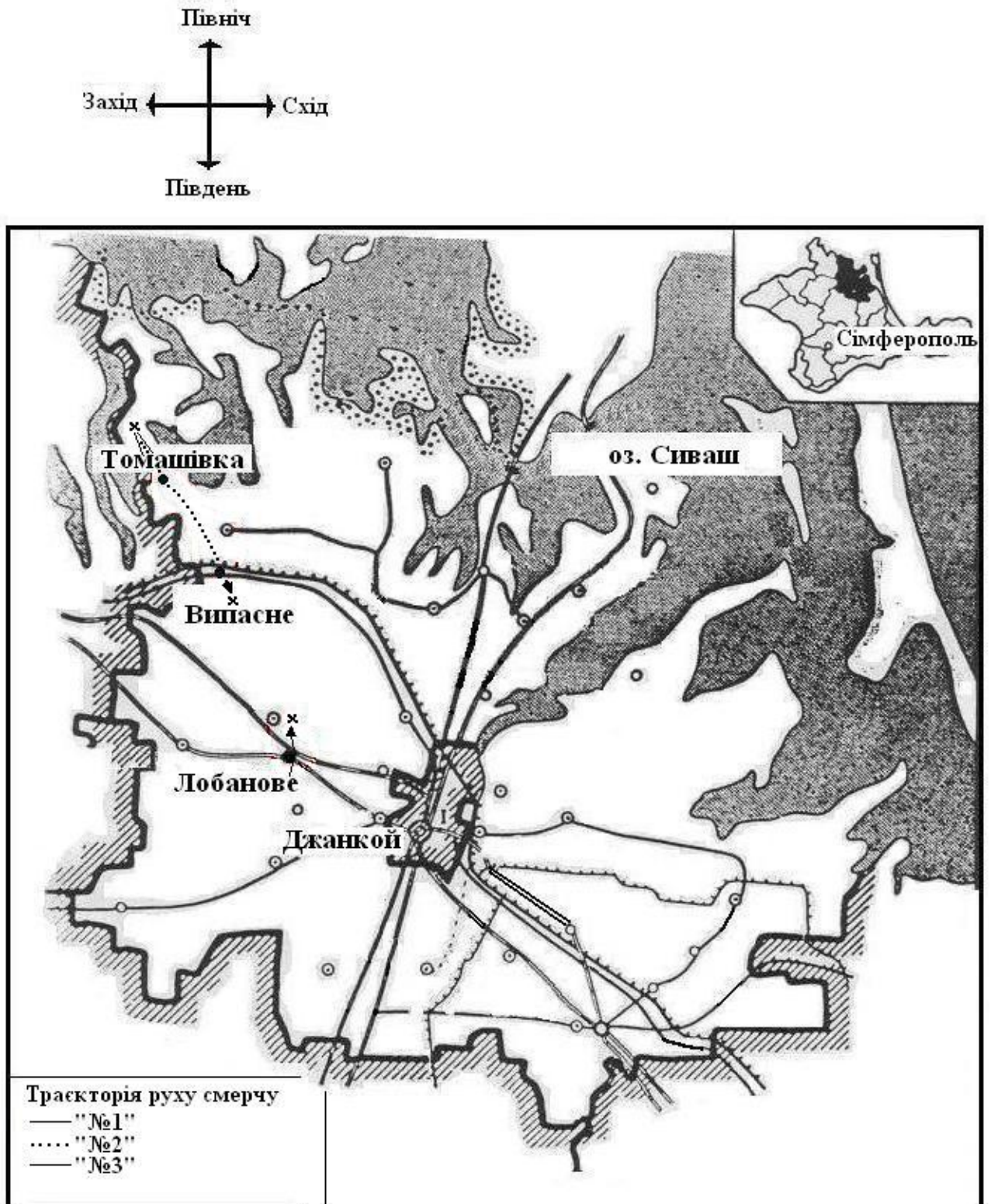


Рис. 3. Джанкойський район АР Крим. Траєкторії руху смерчів

Він зник (за словами очевидців, “розсипався”), не дійшовши 2-3 км до місця виникнення. Згодом там же утворився інший смерч (№ 2), який у верхній частині складався із трьох “хоботів”, які то сходилися, то

розходилися. Внизу вони були об'єднані уже в один смерч. У с. Томашівка смерч мав діаметр 20-30 м, пройшов точно по вулиці і зніс дахи з двох будинків. Через 3-5 км за селом “хоботи” смерчу об'єдналися повністю, діаметр смерчу досяг 400-500 м. Далі він вийшов на с. Випасне о 15 год. 50 хв. за Київським часом.

У цілому цей смерч рухався в напрямі 330-150°. Смерч у селі Лобанове (№ 3) мав напрям 180-360°, тобто йшов назустріч першому смерчу. Вони розсипалися, коли відстань між ними була близько 8 км.

У с. Випасне із 150 будинків було пошкоджено 81, 30 із них не підлягали відновленню. Будинки та господарські будівлі падали на очах у людей. У повітрі літали листи шиферу, цілі дахи, багатометрові балки і вирвані з корінням дерева. Двоє мешканців села отримали травми. У сусідньому селі Лобанове повністю знесло купол місцевої церкви. Обстеження зон дії смерчів показало, що за класифікацією Фуджіти смерч у селі Випасне можна віднести до першої-другої категорії, а в селі Лобанове – до нульової.

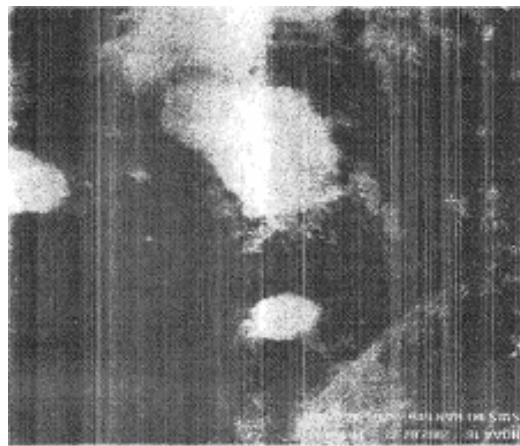
Радіолокаційні спостереження за хмарами 22.07.2002 р., на жаль, не можуть повною мірою надати інформацію про параметри хмарної системи в зоні дії смерчу. Причиною цього була відстань від системи “Антиград” – 106 км. Радіус дії системи “Антиград” 105 км.

Згідно зі супутниковими даними NOAA-12 (рис. 4) за 11.10 GMT, 13.10 GMT; 13.23 GMT і 15.24 GMT (GMT – Гринвіцький меридіональний час) конвективні системи, що виникли незалежно одна від одної, рухались назустріч. На рис. 4 наведено знімок, що відповідає часу 13.22 за Гринвічем. На цьому знімку виділено квадрат, де на верхній межі конвективної хмарності чітко простежуються лійкоподібні утворення. Ці утворення були приурочені до периферійних частин систем конвективної хмарності.

Термодинамічні умови формування конвективної хмарності

За допомогою тривимірної діагностичної моделі [6] ($\Delta x = \Delta y = 20$ км, $\Delta z = 50$ м; початок координат – м. Сімферополь) були отримані поля метеорологічних величин. Ці поля відповідали часу проведення радіозондування атмосфери 11 GMT.

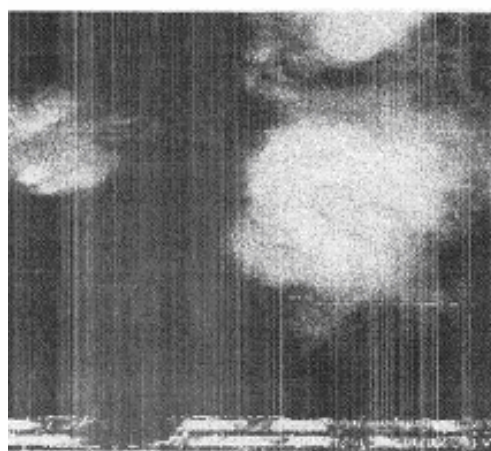
Згідно із результатами моделювання, циклон, який знаходився над Кримом, був невисоким теплим баричним утворенням. Він простежувався до висоти 3 км включно. Вище він переходив у баричну улоговину.



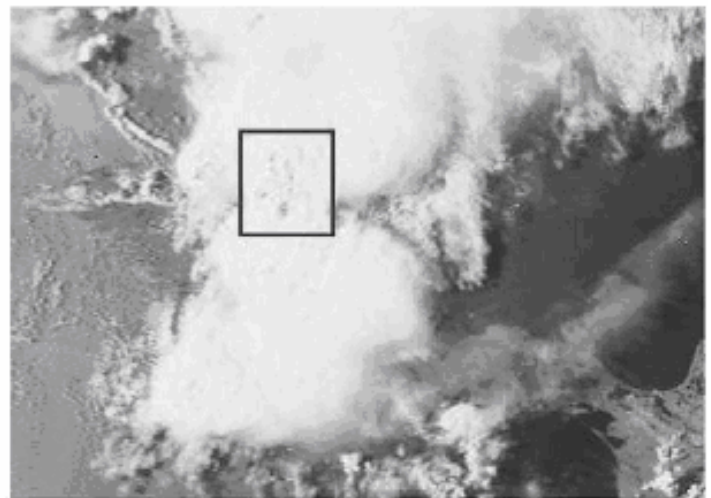
1110 GMT



1323 GMT



1524 GMT



1322 GMT

Рис. 4. Супутникові знімки хмарності над акваторією Чорного моря та Кримом у різні моменти часу

Приземна температура (приведена до рівня моря) змінювалась у Криму від 24°C до 36°C (згідно з результатами моделювання). Дані наземних спостережень вказують на відповідність змодельованого і фактичного розподілу термобаричних величин. Наприклад, на метеостанції Ангарський перевал (це гірська станція, її висота над рівнем моря становить 769,4 м) температура о 12.00 GMT була $21,2^{\circ}\text{C}$, на станції Алушта – $23,9^{\circ}\text{C}$, Джанкой – $31,5^{\circ}\text{C}$, Владиславівка – $33,1^{\circ}\text{C}$. Таким чином, склалася сприятлива ситуація для розвитку конвективної хмарності: синоптичні умови (фронт з хвилями), орографічний фактор (Кримські гори) і термічний фактор (вплив моря та сильне прогрівання підстильної поверхні).

Сильні опади, пов'язані з конвективною хмарністю цього циклону, спостерігались в його західній та північній частинах. На півдні вони мали помірний характер. При використанні вкладених сіток у тривимірній

діагностичній моделі ($\Delta x = \Delta y = 5$ км, $\Delta z = 50$ м) було отримано, що максимальні значення інтегральної термодинамічної швидкості конденсації досягали 8,0 мм/год. Максимальні значення вертикальної швидкості у зонах великих значень термодинамічної швидкості конденсації були від 1-2 м/с до 7,5 м/с. Області з інтенсивним циклонічним обертанням були розташовані, в основному, у північній частині циклону. У його західній частині таких областей було значно менше. Майже всі області з циклонічним обертанням тут супроводжувались замкненими областями з антициклонічним обертанням. Деяко більше областей з циклонічним обертанням без наявності антициклонічної пари було у північній частині. Значення вихору швидкості змінювалось від $-0,25 \cdot 10^{-3}$ до $+0,25 \cdot 10^{-3}$ с⁻¹.

У той же час на північний захід від Криму була ще одна смуга хмар. Значення термодинамічної швидкості конденсації, вертикальних швидкостей та вертикальної складової вихору швидкості були тут у декілька разів меншими.

Для вивчення термодинамічних умов еволюції купчастих хмар використовувалась тривимірна прогностична модель [7, 16], сітка з кроком 2 км по горизонталі та 250 м по висоті. Розрахунок здійснювався від 11.00 GMT до 14.00 GMT. Було розглянуто декілька районів на півдні, заході та півночі від с. Золоте Поле. Основна увага приділялась північній частині циклону, де конвективні процеси були найбільш інтенсивними. Розглянута хмарна система у північній частині циклону відрізнялась наявністю чітко виражених смуг вертикальних рухів з великими значеннями як висхідних, так і низхідних рухів ($1 < w < 26$ м/с) і вертикальною протяжністю областей з висхідними рухами не менше 1 км.

У всьому досліджуваному районі домінували інтенсивні термодинамічні процеси. Шари з перенасиченням відносно льоду спостерігались майже скрізь. Шари з перенасиченням відносно води, в основному, були розташовані нижче шарів з перенасиченням відносно льоду. Кількість зон з перенасиченням відносно води була більшою, ніж з перенасиченням відносно льоду.

За площею зони з перенасиченням відносно льоду були набагато більшими (майже як одне ціле), ніж зони перенасичення відносно води (мали коміркову структуру). Ймовірно, саме в межах таких областей

існують найбільш стабільні умови для підтримання процесів утворення опадів за механізмом Фіндайзена-Бержерона.

Просторовий розподіл вихору швидкості в конвективних системах та навколо них

Ланцюг вихрових комірок з циклонічним обертанням практично відповідав конфігурації максимальних вертикальних рухів. Під час чисельного експерименту було отримано, що значення вертикальної складової вихору швидкості до деякої висоти збільшуються, після чого починають зменшуватися. Просторовий розподіл вертикальної складової вихору швидкості з висотою набуває більш хаотичного вигляду, ніж біля земної поверхні (рис. 5). Така картина спостерігалася до висоти 4 км.

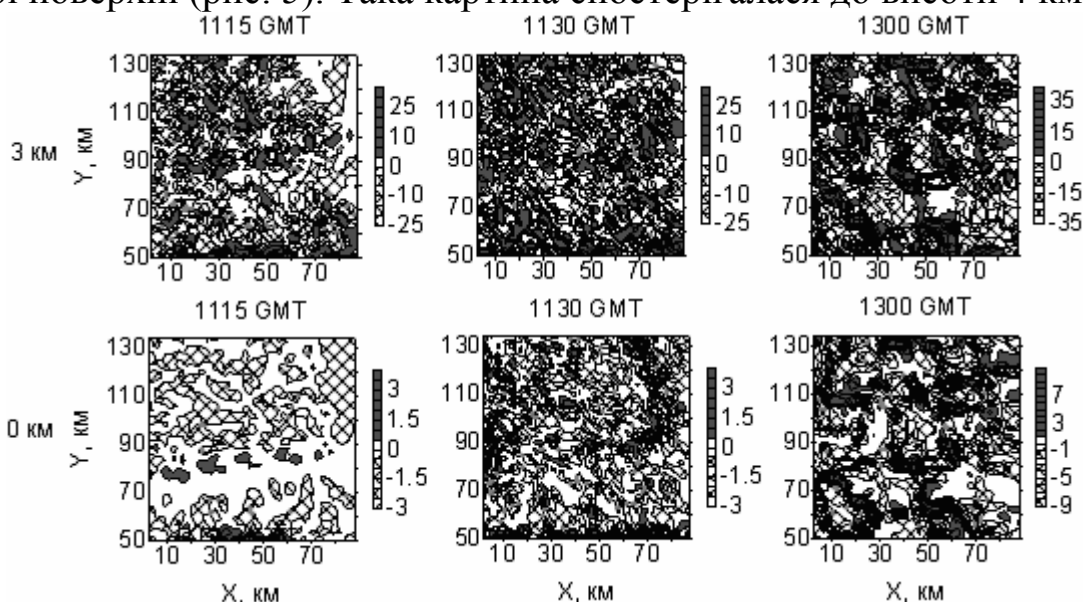


Рис. 5. Просторовий розподіл та еволюція вертикальної складової вихору швидкості, 10^{-3} c^{-1} (Значення поблизу шкали. Висота над рівнем моря вказана у лівій частині рисунка)

Вище цього рівня кількість центрів з антициклонічним та циклонічним обертанням зменшилась, але при цьому спостерігалось збільшення їхньої площі. Розвиток купчастої хмарності супроводжувався збільшенням по модулю значення вертикальної складової вихору швидкості. На висотах це збільшення відбувалося більш інтенсивно та мало більшу величину, ніж біля земної поверхні.

Еволюція вихору мала тенденцію у певний момент часу набувати вибухового характеру і формувати вихрові ланцюжки з великими значеннями вертикальної складової вихору швидкості. Час існування таких утворень – від декількох хвилин до декількох десятків хвилин.

Взаємозв'язок між псевдопотенційною температурою та зонами атмосферної нестійкості

Однією з найбільш чутливих до гідростатичної нестійкості в атмосфері є псевдопотенційна температура (Θ_p). Порівняння її просторового розподілу з просторовим розподілом вертикальних рухів дозволяє стверджувати, що майже завжди області з великими градієнтами значень Θ_p супроводжуються інтенсивними вертикальними рухами. Чітко виділені області зменшення псевдопотенційної температури (відносно даного рівня) зі значними її вертикальними градієнтами практично завжди ініціюють максимальні для даної хмарної системи висхідні рухи. Інколи з такими областями можуть збігатись і зони низхідних рухів. Наприклад, значення псевдопотенційної температури і вертикальних рухів дорівнювали відповідно 308-346° К та -6 – +2 м/с на півдні та у центральній частині Криму (рис. 6), де конвективні явища мали помірний характер. У той же час у північній частині, де були інтенсивні конвективні явища, відмічалися великі градієнти значень псевдопотенційної температури та збільшення значень вертикальних рухів (w). Так, у районі формування смерчів вони змінювалися у таких межах: $280 \leq \Theta_p \leq 370^\circ\text{K}$ та $-30 \leq w \leq 25$ м/с (рис. 6).

Синоптичні та термодинамічні умови формування смерчів

Смерч – явище локальне. Проте їх виникнення, у першу чергу, обумовлюють макромасштабні атмосферні процеси. Смерчі виникають у циклонах, у циркуляцію яких залучено морське повітря з високим вологовмістом. Це відбувається поблизу атмосферних фронтів, неподалік від центрів циклонів та хвильових збурень [10].

22 липня 2002 р. на периферії обширної баричної улоговини, поблизу центра хвильового збурення, сформувався циклон, саме тут утворилися смерчі. За А.І.Снітковським [10] синоптичний процес, який призвів до формування смерчів, належить до четвертого типу. Характерними особливостями даного процесу були:

- 1) меридіональність;
- 2) швидке оклюдування полярної фронтальної системи;
- 3) наявність у теплому секторі вологого морського повітря;
- 4) атмосферні процеси проходили з великою інтенсивністю.

Смерчі утворилися під дуже потужними купчасто-дощовими хмарами, вершини яких пробивали тропопаузу. Їх проходження

супроводжувалося грозами та зливами, причому площа, зайнята цими явищами, була у багато разів більшою, ніж зона самих смерчів.

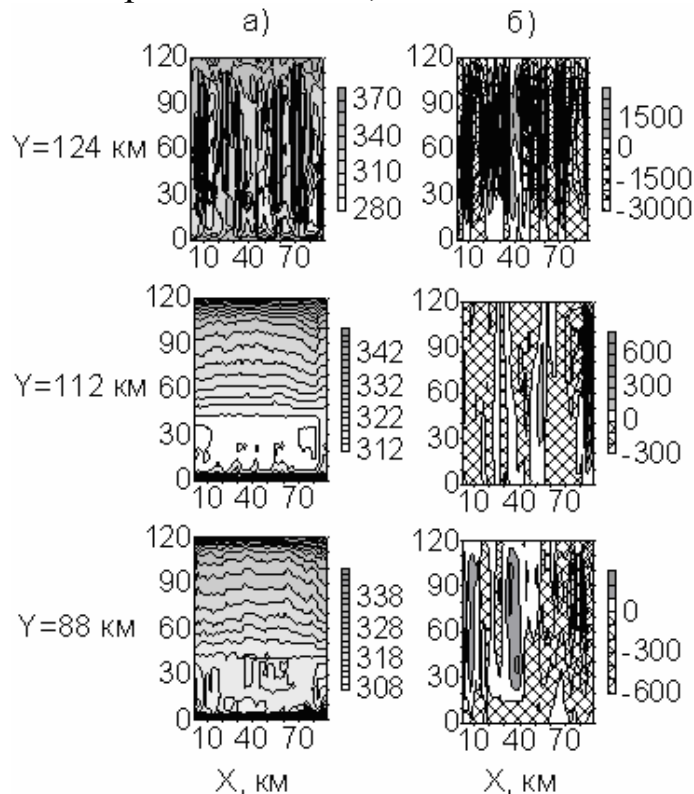


Рис. 6. Вертикальні розрізи (висота вказана на вертикальній осі, км) при різних Y: X відповідає горизонтальній осі; (а) псевдопотенційна температура; К (значення біля шкали); (б) вертикальні рухи, см/с (значення біля шкали)

Згідно з теорією А.І.Ромова [9] вирішальна та першочергова роль у зародженні смерчів належить взаємодії факторів зміни вітру з висотою та горизонтальної неоднорідності вертикальних проєкцій швидкості повітря. Товщина шару зародження смерчів перебуває у межах 0,5-2,0 км, найчастіше за все 0,5-1,0 км. Необхідною умовою досягнення смерчем земної поверхні є достатньо низьке розташування вищезгаданого шару (у межах нижньої третини атмосфери).

На основі теоретичного аналізу рівняння вихору швидкості та аналізу експериментальних даних у [4] було показано, що геострофічна адвекція тепла та холоду (барокліний ефект) призводить до виникнення та підсилення антициклонічних та циклонічних вихорів.

У своїх роботах [4, 8, 9] Л.Т. Матвєєв та А.І. Ромов показали, що першочергова роль в утворенні смерчів належить наступній компоненті загального рівняння вихору швидкості:

$$\frac{\partial \Omega_{zs}}{\partial t} = w_y u_z - w_x v_z = N_{zs}.$$

Смерчонебезпечне завихрення хмари досягається тоді, коли величина цієї компоненти дорівнює $1 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-2}$ і більше. При цьому значення вертикальної складової вихору (Ω_z) наближаються до $1 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-1} \text{ с}^{-1}$ [9].

За допомогою діагностичної моделі було досліджено просторовий розподіл вертикальної складової швидкості вітру та вищезгаданої компоненти загального рівняння вихору швидкості у початковий момент формування хмарності. Виявлено їх комірково-осередкову структуру. Поле вихору швидкості було пов'язане з атмосферним фронтом та лінією нестійкості. Більшість конвективних хмар мала попарну структуру (з циклонічним та антициклонічним обертанням).

Викликає інтерес зміна Ω_z , N_{zs} та енергії нестійкості (E_H) у купчастих хмарах з висотою. Було виконано серію вертикальних розрізів у різних частинах циклону, де спостерігалися хмари вертикального розвитку. Хмари вважалися конвективними, якщо у вузлах регулярної сітки були наявні позитивні значення інтегральної термодинамічної швидкості конденсації і швидкість вертикальних рухів перевищувала 1 м/с. Згідно з отриманими результатами нижня межа хмар знаходилася на висоті від 600 до 1000 м від поверхні землі, при цьому позитивні значення Ω_z з порядком $10^{-4} - 10^{-5}$ спостерігалися у більшості випадків вже у нижньому двохсотметровому шарі тропосфери. Виявилось, що позитивним значенням Ω_z можуть відповідати негативні значення N_{zs} , при чому така зміна знаків на розподіл енергії нестійкості з висотою не впливала (рис. 7). У той же час величина вертикального градієнта енергії нестійкості залежала від злиття знаків Ω_z та N_{zs} на фоні загальної тенденції розвитку хмари. При загальному збільшенні (зменшенні) E_H з висотою у випадку наявності позитивних значень Ω_z та N_{zs} на двох сусідніх рівнях її вертикальні градієнти були вищими за абсолютною величиною. Якщо Ω_z та N_{zs} мали різні знаки, то збільшення (зменшення) E_H мало у декілька разів меншу величину, ніж в інших випадках. Якщо ж Ω_z та N_{zs} мали від'ємний знак, то величина збільшення (зменшення) E_H з висотою була меншою (більшою).

При моделюванні хмарності, згідно з отриманими даними, у північній частині циклону значення Ω_z , N_{zs} та E_H були більшими, ніж у

центральної та південній частинах (рис. 7), більшою була і товщина конвективних хмар.

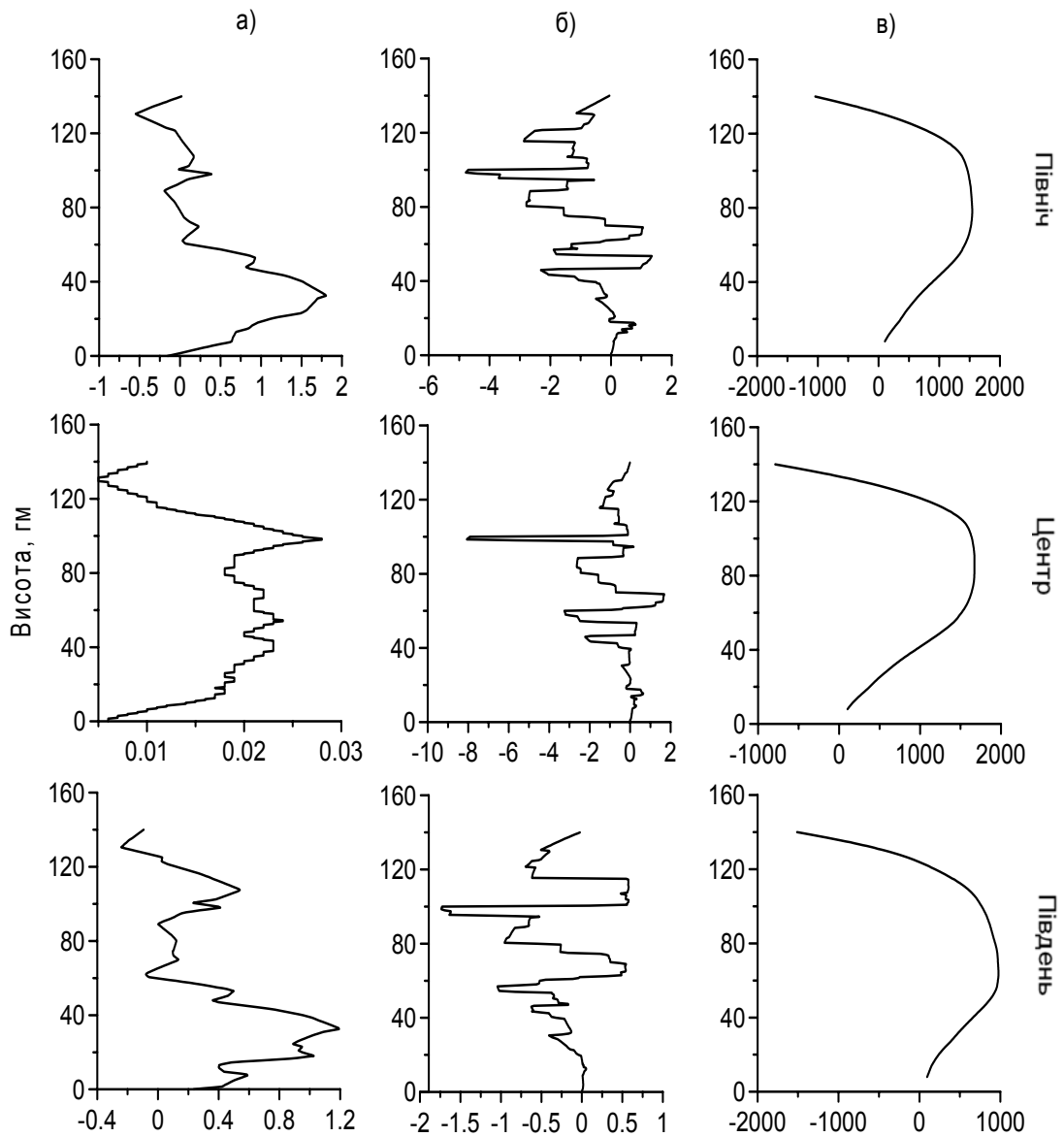


Рис. 7. Вертикальні розподіли [$\Omega_z, 10^{-3} \text{ c}^{-1}$ – (а), $N_{zs}, 10^{-6} \text{ c}^{-2}$ – (б), енергія нестійкості, Дж/кг – (в)] у купчастих хмарах у різних частинах циклону

О 14.00 год. (11.00 GMT) Ω_z та N_{zs} не досягали значень, які характерні для виникнення смерчів. Але вже близько 16-ї години позитивні значення Ω_z були у межах 0,001-0,046 c^{-1} (рис. 5). Згідно з отриманими при чисельному моделюванні результатами можна зробити висновки, що сприятливі умови для зародження смерчів склалися на висоті 3-5 км від земної поверхні.

Висновки

Згідно з даними спостережень радіолокатора та даними, отриманими під час моделювання, смерчі виникли у потужних Сб, вершини яких досягали 11-15 км і більше та пробивали тропопаузу. Ці хмари утворились у різних конвективних хмарних системах і рухалися назустріч одна одній. Характерні особливості синоптичної ситуації у цьому випадку були такі: меридіональність, швидке оклюдування полярної фронтальної системи, наявність у теплому секторі вологого морського повітря та швидкоплинність атмосферних процесів.

Значення вертикальної складової вихору швидкості збільшувались до певної висоти, після чого починали зменшуватись. Вище цього рівня кількість центрів з антициклонічним та циклонічним обертанням зменшувалася, але спостерігалось збільшення площі таких центрів.

Розвиток купчастої хмарності супроводжувався збільшенням значень вертикальних рухів. На висоті це відбувалось більш інтенсивно, ніж поблизу земної поверхні.

При порівнянні просторового розподілу псевдопотенційної температури з просторовим розподілом висхідних рухів було отримано, що майже завжди інтенсивні вертикальні рухи приурочені до зон значних вертикальних градієнтів псевдопотенційної температури.

Було виявлено, що Ω_z та N_{zs} не впливають на загальний розподіл енергії нестійкості в конвективній хмарі, але визначають величину її вертикальних градієнтів.

* *

Приведено інформацію о смерчах, которые наблюдались на территории Крыма, об их возникновении, перемещении и причинённых ими разрушениях. Рассмотрено синоптические и аэрологические условия их возникновения. С помощью трёхмерных диагностических и прогностических моделей исследовано термодинамические характеристики конвективных систем, в которых образовались смерчи.

* *

1. Будилина Е.М., Прох Л.З., Снитковский А.И. Смерчи и шквалы умеренных широт. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 32 с.
2. Васильев А.А., Песков Б.Е., Снитковский А.И. Смерчи 9 июня 1984 г. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 40 с.

3. Клімат України / За ред. *Ліпінського В.М., Дячука В.А., Бабіченко В.М.* – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
4. *Матвеев Л.Т.* Правила качественного анализа условий вихреобразования в атмосфере и некоторые результаты их проверки // *Метеорология и гидрология.* – 1956. – № 4. – С. 28-30.
5. *Наливкин Д.В.* Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. – Л.: Наука, 1969. – 487 с.
6. *Паламарчук Л.В., Пирнач А.М.* Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трёхмерных полуэмпирических моделей // *Тр. УкрНИГМИ.* – 1992. – Вып. 243. – С. 107-126.
7. *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.
8. *Ромов А.И.* Об изменении вихря и циркуляции скорости в атмосфере. // *Тр. УкрНИГМИ.* – 1955. – Вып. 4. – С. 18-28.
9. *Ромов А.И., Шишкин Н.С., Сосновская Р.П.* Смерчи на Украине 30 мая 1985 г. // *Метеорология и гидрология.* – 1987. – № 2. – С. 27-36.
10. *Снитковский А.И.* Смерчи на территории СРСР // *Метеорология и гидрология.* – 1987. – № 9. – С. 12-25.
11. Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии. Климат. пособие / Под ред. *Бабіченко В.Н.* – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 224 с.
12. *Тунеголовец В.Н., Михайленко Т.Д.* Смерчи во Владивостоке 20 сентября 1997 г. // *Метеорология и гидрология.* – 1998. – № 6. – С. 100-107.
13. *Fujita T.* Formation and Steering mechanisms of tornado cyclones and associated hook echoes // *Mon. Weath. Rev.* 1965. – Vol. 93. – P. 67-78.
14. *Fujita T.* Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity. Satellite and Mesometeorology Research Project Report 91: the University of Chicago, 1971. – 42 p.
15. *Harold Brooks and Charles A. Doswell.* Some aspects of the international climatology of tornadoes by damage classification // *J. Atmos. Res.* – 2001. – Vol. 56. – P. 191-201.
16. *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
Кримська служба з активних впливів на гідрометеорологічні процеси*