

Т.М. Заболоцька, В.М. Підгурська, Т.М. Шпиталь

НЕБЕЗПЕЧНО СИЛЬНІ ОПАДИ В УКРАЇНІ ТА МОЖЛИВІ ПРИЧИНИ ЇХ УТВОРЕННЯ

Виконано оцінку синоптичних умов і термодинамічних характеристик атмосфери, що зумовлюють формування та випадання небезпечно сильних опадів на території України. Визначено головні причини утворення таких опадів у теплий і холодний періоди року.

Вступ

Небезпечні метеорологічні явища завдають значних збитків економіці країни, але найбільші спричиняють дуже сильні опади, особливо, коли вони тривалі та охоплюють велику площу. Це призводить до інтенсивного стоку води і формування паводків у теплий період року, створення снігових заносів, іноді з ожеледдю та налипанням мокрого снігу, що паралізує рух транспорту та пошкоджує лінії електропередач у холодний період.

Такі опади можна класифікувати як небезпечно сильні (НСО), оскільки часто протягом дощу випадає понад 100 мм, а іноді і до 200 мм; відповідно снігу та мокрого снігу – до 60-90 мм. Для визначання причин утворення НСО було проаналізовано дані наземних метеорологічних спостережень усієї мережі України, радіозондувань атмосфери і синоптичний матеріал за тридцятиріччя в теплий період року (1966 - 1995 рр.) і двадцятиріччя (1980 - 2000 рр.) у холодний. Для аналізу відбиралися випадки, коли за півдобу випадало понад 50 мм дощу чи 20 мм снігу, а самі опади охоплювали великі площі (декілька адміністративних областей).

Результати досліджень та їх обґрунтування

Теплий період року. Аналіз вибраних даних показав, що НСО спостерігалися на всій території, але найчастіше (75% усіх випадків) у західних, південно-західних і центральних районах. Їх максимальна кількість здебільшого (80% випадків) становила близько 100 мм, у 15% - до 150 мм і в 5% - до 200 мм. Частіше такі опади були в червні та липні. Апроксимація числа випадків з НСО

поліномом указує на деяку циклічність у їх утворенні: збільшення повторюваності (на 45%) спостерігалось у 1966-1974 рр., зменшення (на 45%) – у 1975-1987 рр. і знову збільшення, але менш суттєве (на 30%) – у 1988-1995 рр. (рис. 1).

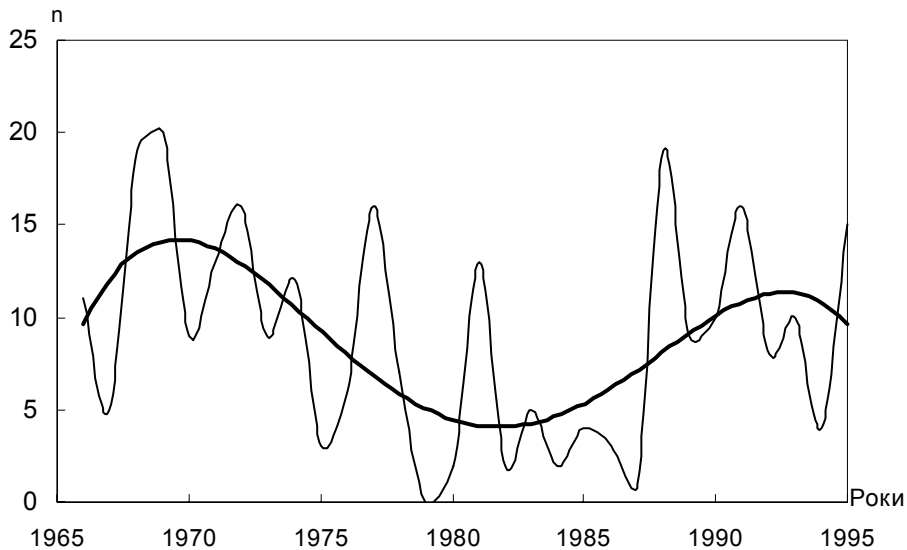


Рис. 1. Кількість випадків (n) НСО за окремі роки

Синоптичний аналіз показав, що такі опади спостерігаються за умови: а) виходу на територію України південно-західних і південних циклонів (Zn) або їх взаємодії з холодним фронтом з хвилями із заходу чи північного заходу; б) наявності блокуючого процесу, що гальмує рух циклонів, при якому має місце як їх стаціонування, так і аномальне переміщення. Часто циклон здійснює петлеподібний рух.. Через блокування створюються великі горизонтальні градієнти тиску та температури, що зумовлюють хуртовини, сильні і дуже сильні опади [3].

Типи блокуючих процесів були різні, але найчастіше циклон, що виходив на Україну, блокувався двома антициклонами (Az): із заходу (азорський) і сходу, іноді з півночі (полярний) і сходу. При цьому східний Az завжди займав усю Європейську частину Росії, був малорухомих через інтенсивний циклогенез над Західним Сибіром. Це перешкоджало його руху на схід, як наслідок, природному переміщенню південних і південно-західних циклонів з території України.

Всього для кількісного аналізу було відібрано 15 синоптичних ситуацій, які мали місце протягом 30-річного періоду. Для кожної з них було побудовано траєкторію руху центру циклону. Як виявилось, у двох ситуаціях спостерігалось аномальне зміщення, п'яти – стаціонування, у восьми – петлеподібне переміщення.

Оскільки Zп обертовий рух проходить у площині, близькій до горизонтальної, то за такий рух відповідає вертикальна складова вихору (Ω) [1]. Можна вважати, що вона “пропорційна” інтенсивності циркуляції. Цей параметр розраховувався кожні три години в синоптичному масштабі ($r = 500$ км) протягом усього періоду перебування Zп над територією України за формулою:

$$\Omega = \frac{1}{l\rho} \left[\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right],$$

де l - параметр Коріоліса; ρ - густина повітря; P - тиск.

Як гальмівний рух, так і стаціонування циклонів приводять до зміни циркуляційних процесів. Виявилося, що якраз у період блокування значення Ω збільшувалися до $> 1 \cdot 10^{-4}$ 1/с, у цей самий час випадали дуже сильні опади. Значення $\Omega > 1 \cdot 10^{-4}$ 1/с утримувалися у межах доби у 70% випадків, 1,5-2 доби – 30%. Максимальні значення Ω складали $1,02 \div 3 \cdot 10^{-4}$ 1/с, причому $1-1,5 \cdot 10^{-4}$ 1/с – у 60% випадків, $1,51-2 \cdot 10^{-4}$ 1/с – 15%, $> 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с – 25%. У кожній синоптичній ситуації опади охоплювали великі площі: 50-70 тис. км² – 45%, 100 тис. км² – 35%, 150 тис. км² – 20% всіх випадків. Опади також були тривалими: в межах доби – 40%, до двох діб – 60% розглянутих випадків.

Як приклад на рис. 2 представлено зміни в часі значень вертикальної складової вихору і кількості опадів у двох синоптичних ситуаціях: 2-4 липня 1971 р. і 30 вересня 1995 р. У першому випадку $\Omega_{\max}$ становив $2,12 \cdot 10^{-4}$ 1/с, значення $\Omega > 1 \cdot 10^{-4}$ 1/с утримувалися дві доби, у цей самий час опадів у Вінницькій області (Могилів-Подільський) випало 120 мм, у Чернівецькій – 100 мм, у Тернопільській (Чортків) – 110 мм. Другий випадок – приклад “вибухового” циклогенезу. Тут $\Omega_{\max}$ становив $3 \cdot 10^{-4}$ 1/с. Аномальний рух циклону та його стаціонування тривали близько 20 год., за цей час випало 60-70 мм опадів. Циклон був стиснутий із заходу і сходу двома антициклонами, але його сила була настільки великою, що, піднімаючись на північ, він став причиною спуску далеко на південь західного Az.

Однією з головних умов виникнення фронтальних опадів є наявність упорядкованих висхідних рухів. Можна вважати, що завдяки посиленню циркуляції внаслідок блокування упорядковані висхідні рухи будуть більші за середньостатистичні значення (близько 2 см/с [2]). Волога маса, піднімаючись угору, через падіння температури стає вологонестійкою ($\gamma > \gamma_{\text{ва}}$), тобто складаються сприятливі умови і для розвитку примусової конвекції, яка охоплює великі площі та довго триває.

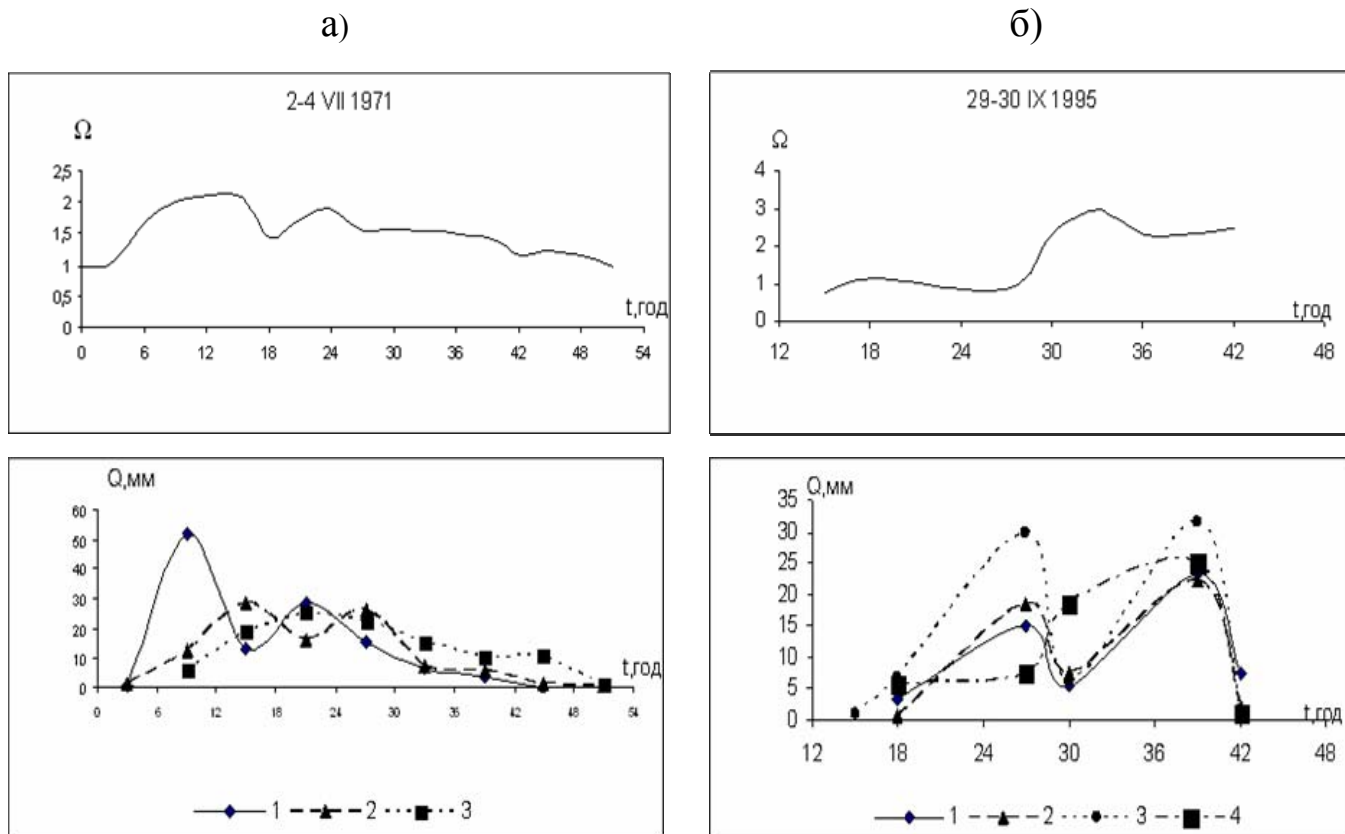


Рис. 2. Зміни в часі значень вертикальної складової вихору (Ω) та кількості опадів (Q): а) 00 год. 2 липня – 03 год. 4 липня 1971 р.(51 год.), 1- Могилів-Подільський, 2–Чернівці, 3–Чортків; б) 15 год. 29 вересня–18 год. 30 вересня 1995 р. (27 год.), 1– Київ, 2– Житомир, 3– Гайсин, 4– Умань

Для кожної із 15 синоптичних ситуацій було розраховано як упорядковані висхідні рухи ($W_{\text{вп}}$), так і примусову конвекцію ($W_{\text{пк}}$) за плевометричними даними на всій площі випадання сильних опадів.

Розрахунки $W_{\text{вп}}$ і $W_{\text{пк}}$ показали, що в усіх розглянутих синоптичних ситуаціях значення $W_{\text{вп}}$ були більші за середньостатистичні. Тільки у двох випадках, у яких значення Ω_{max} було меншим $1 \cdot 10^{-4} \text{ 1/с}$ і становило $0,7-0,8 \cdot 10^{-4} \text{ 1/с}$, $W_{\text{вп}} \sim 3-3,6 \text{ см/с}$, в інших 13 ситуаціях – від 7 до $10,5 \text{ см/с}$. Швидкість примусової конвекції змінювалася від 15 до 70 см/с , при цьому приблизно у 50% випадків вона була до 20 см/с , у 40% – $20-30 \text{ см/с}$ і у 10% - понад 30 см/с .

Крім розрахунків швидкості вертикальних рухів оцінювали енергію нестійкості як характеристику наявності умов для розвитку вільної

конвекції і профілі еквіпотенційної температури як характеристики потенційної нестійкості ($\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ – повітря потенційно нестійке).

Треба зауважити, що через різні умови падіння температури та вологи в однорідній повітряній масі θ падає (приблизно на рівні 1,5-2 км), а потім знову росте. Тому ми вважали, що потенційна нестійкість є тоді, коли $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ до 700 мб поверхні і вище.

Аналіз вищевказаних двох характеристик показав, що тільки в чотирьох синоптичних ситуаціях були умови для розвитку вільної конвекції. Ще в двох – такі умови були епізодичні. В останніх 9 випадках (60% ситуацій) умов для розвитку вільної конвекції не було. Таким чином, підйом вологого повітря відбувався завдяки упорядкованим висхідним рухам і примусовій конвекції.

Необхідним фактором для утворення опадів є наявність достатньої вологи, дефіцит точки роси повинен бути близьким до нуля. Виявилось, що у всіх синоптичних ситуаціях повітряні маси були досить вологими. У більшості випадків (13 ситуацій) питома волога біля землі становила 9-13 г/кг, на рівні 700 мб поверхні (~ 3 км) – 5-6 г/кг, тобто опадоутворюючий прошарок був достатньо насичений вологою.

У двох випадках питома волога на землі була 6-7 г/кг, але її значення майже не зменшувалось з висотою і на рівні 3 км становило ~ 4 г/кг, таким чином, опадоутворюючий прошарок теж був досить насичений вологою.

У формуванні та тривалості сильних опадів значну роль відіграють такі характеристики динаміки атмосфери, як зсув вітру в опадоутворюючому прошарку та профіль і градієнт швидкості вітру у тропосфері. Зсув вітру, профіль і градієнт швидкості в тропосфері (до 6 км) характеризують вплив динамічних чинників на формування та утримання зони опадів. Якщо в атмосфері (особливо в опадоутворюючому прошарку) великий зсув вітру, то вертикальна вісь зони опадів деформується і зона „розсіюється”. Таку саму негативну роль відіграє і зростання з висотою швидкості вітру, бо це повинно спричинити “розмивання” опадів.

Зсув вітру (від поверхні землі до 3 км) був переважно невеликим: від землі до 850 мб поверхні він був у межах 5-60°, причому до 30° – у 70% усіх випадків. У прошарку 850-700 мб зсув теж у середньому був невеликим – у

60% випадків до 30° , 35% – до 60° і у 5% – до 80° . Такий зсув вітру не міг сильно деформувати вертикальну вісь зони опадів.

Градiєнт швидкості вітру ($\overline{gr.V}$) в період випадання сильних опадів розраховували у трьох прошарках: земля - 850, 850-700 і 700-500 мб.

У першому прошарку було додатково виділено приземний: від поверхні землі до 500 м. Зумовлено це тим, що біля поверхні землі швидкість вітру завжди зростає з висотою, тому значення градиєнта досить великі і характерні тільки цьому прошарку. Верхню межу (500 м) було вибрано тому, що в проаналізованих випадках опади охоплювали великі площі і для характеристики вітрового режиму використовували дані станцій радіозондування, розміщених на різних висотах над рівнем моря (від 100 до 330 м).

Сам розподіл тропосфери на декілька прошарків мав наступне пояснення: пограничний прошарок (500 м – рівень 850 мб поверхні) забезпечує підйом вологи до рівня конденсації; прошарок між поверхнями 850 і 700 мб є опадоутворюючим, а прошарок між поверхнями 700 і 500 мб, як середня частина тропосфери, характеризує умови переміщення баричних систем.

У приземному прошарку градиєнт швидкості в середньому становив $1,6 \cdot 10^{-2}$ 1/с, діапазон змін у межах $0,0$ - $3,0 \cdot 10^{-2}$ 1/с; найчастіше (~55% всіх випадків) $\overline{gr.V}$ не перевищував $1,2 \cdot 10^{-2}$ 1/с, але в 40% випадків він був $2,7$ - $3,0 \cdot 10^{-2}$ 1/с.

У пограничному прошарку значення $\overline{gr.V}$ змінювались від $-0,25$ до $1,3 \cdot 10^{-2}$ 1/с, причому від'ємні значення були у п'яти випадках ($\overline{gr.V} = -0,15 \cdot 10^{-2}$ 1/с, діапазон у межах $-0,05$ ÷ $-0,25 \cdot 10^{-2}$ 1/с), в останніх – позитивні, де у 90% випадків $\overline{gr.V}$ не перевищував $0,3 \cdot 10^{-2}$ 1/с.

В опадоутворюючому прошарку число випадків з від'ємним значенням градиєнта збільшилося до восьми і $\overline{gr.V}$ склав $-0,29 \cdot 10^{-2}$ 1/с, а в інших семи випадках він дорівнював $0,20 \cdot 10^{-2}$ 1/с.

У середній тропосфері (700-500 мб) від'ємні значення $\overline{gr.V}$ спостерігалися тільки в чотирьох випадках і середнє значення було $-0,09 \cdot 10^{-2}$ 1/с, в останніх – швидкість вітру збільшувалась і $\overline{gr.V}$ становив $0,12 \cdot 10^{-2}$ 1/с.

Від'ємні значення $\overline{gr.V}$, які мали місце у всій тропосфері під час сильних опадів, вказують на зменшення швидкості вітру з висотою, що сприяло збереженню зон опадів. Із всіх прошарків найменшими змінами

швидкості вітру характеризувався якраз опадоутворюючий прошарок (850-700 мб). Такі зміни з висотою швидкості вітру не могли сприяти „розмиванню” опадів. Таким чином, представлені дані дають підставу вважати, що динамічні параметри в проаналізованих випадках були сприятливими щодо утримання в часі зон опадів.

Холодний період року. За двадцятиріччя було зареєстровано 55 випадків з НСО. Це значно більше, ніж у теплу пору року, і зумовлено тим, що циклонічна діяльність більш активна в холодний період, коли має місце збільшення температурних контрастів не тільки між високими та низькими широтами, а й між континентами та океанами. Випадки з НСО протягом досліджуваного періоду були розподілені нерівномірно (рис. 3).

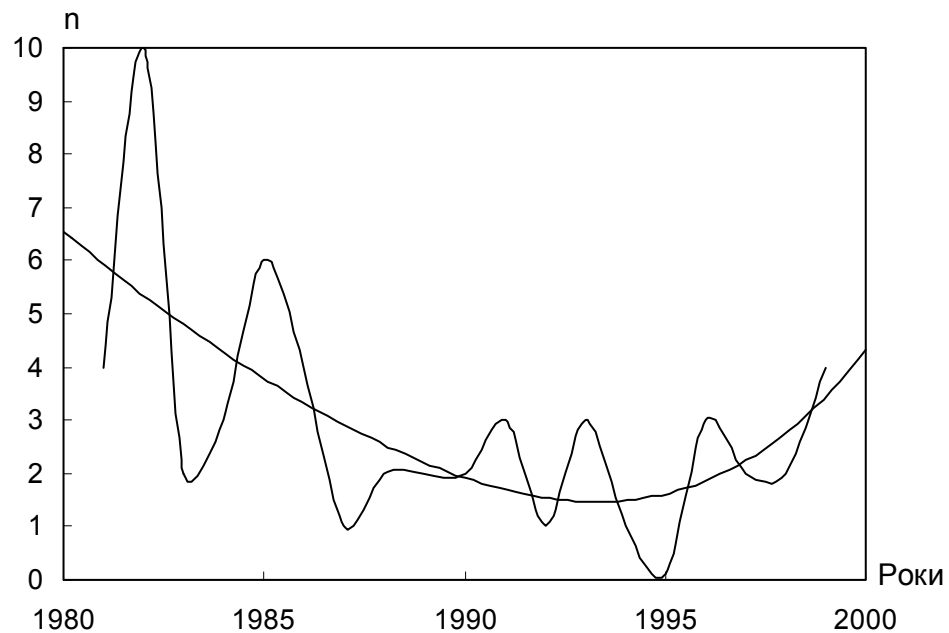


Рис. 3. Кількість випадків (n) з $Q_{\max} > 20$ мм за 12 год. в окремі холодні періоди

Виділяється період з 1980 до 1986 року, коли протягом шестиріччя спостерігали 55% усіх випадків, потім майже десятиріччя небезпечно сильні опади відмічали значно рідше (20%), а, починаючи з 1995 р., число випадків з НСО знову збільшилося (25% за 5 років). Таким чином, якщо досліджуваний період умовно розділити на три: 1980-1986, 1986-1995 і 1995-2000 рр., то частота виникнення НСО відповідно складе: 5,2 , 1,7 і 2,6.

Небезпечно сильні опади спостерігали щомісяця холодного півріччя, але найчастіше вони випадали в листопаді (45%), грудні і лютому (18 і 16% відповідно), значно рідше в січні та березні (9 і 7%) і ще рідше в жовтні (5%). Домінували опади у вигляді мокрого снігу або дощу зі снігом (45%); дощ спостерігали у 35% випадків, а сніг – у 20%. За місяцями це мало такий вигляд: жовтень – тільки дощ; листопад – майже порівну дощ і мокрий сніг; грудень – у рівних частинах дощ, мокрий сніг і сніг; січень і лютий – мокрий сніг і сніг (сніг частіше); березень – дощ або мокрий сніг. У цілому фазовий стан НСО можна визначити так: дві третини випадків – мокрий сніг і сніг, а одна – дощ.

Максимальна кількість опадів ($Q_{\max}$) у досліджуваних випадках коливалася від 24 до 90 мм, в Криму – до 190 мм. Близько 90% усіх випадків мали $Q_{\max}$ до 50 мм. Найчастіше (50-73%) випадали опади 30-40 мм, а в 15% $Q_{\max}$ перевищувала 50 мм.

Слід відмітити, що така кількість опадів у кожному конкретному випадку надто велика для холодного періоду року. У порівнянні з місячною кліматичною нормою виявили, що у 5% випадків $Q_{\max}$ становила половину місячної норми, у 27% – три чверті норми, у 44% – в межах норми, а в кожному четвертому випадку – півтори місячної норми. Випадки, коли кількість опадів перевищувала місячну кліматичну норму, спостерігали в жовтні, листопаді та березні, тобто, коли домінували дощі.

Максимальна кількість дощу у 66% випадків становила 20-40 мм, у 28% – 41-60 мм і у 6% – > 60 мм. Спектр значень $Q_{\max}$ був широким: від 24 до 80 мм. За опадами змішаної фази на градацію 20-40 мм припадала половина випадків (54%), 41-60 мм – 36% і понад 60 мм – 10%. Спектр значень максимальної кількості опадів був найширшим: у межах 25–90 мм. За випаданням снігу три чверті випадків мали $Q_{\max}$ 30-40 мм, спектр був вузьким: 26-45 мм.

Небезпечно сильні опади в холодний період року охоплювали значні площі: від 20 до 150 тис. км², а іноді і більше (це площі, окреслені ізогістою 20 мм). При цьому опади площею 20-25 тис. км² були не часто (5%), також рідко вони випадали на площах понад 150 тис. км² (1%). Чверть випадків (24%) мали площу від 25 до 50 тис. км², а максимальна повторюваність (55%) припадала на площі 50-100 тис. км². Площі розміром 100-150 тис. км² були у 15% випадків.

Якщо порівнювати площі з опадами різного фазового стану, то опади площею до 50 тис.км² більш характерні дощу (45%), потім снігу (36%) і значно рідше змішаним опадам. Площі від 50 до 100 тис. км², охоплені дощами, були у 44% випадків, снігом – 36% і змішаними опадами – 70%, відповідно 100-150 тис. км² – 11, 28, 11%.

Небезпечно сильні опади в холодний період року спостерігали на всій території України, але особливо виділяються південні та центральні райони, де за 20-річний період зареєстровано від 20 до 25 випадків з НСО, тобто майже щорічно.

Область з підвищеною повторюваністю НСО витягнута з південного заходу на північний схід по лінії руху південно-західних та південних циклонів. Це, головним чином, Одеська, Миколаївська, Херсонська, Вінницька, Кіровоградська, Черкаська, Запорізька, Дніпропетровська області та Крим. На заході України випадків з НСО значно менше: від 3 до 9, на сході та північному сході – близько 11-16.

Особливо великі опади відмічено в Херсонській, Дніпропетровській, Запорізькій областях та в Криму. У цих регіонах $Q_{\max} / Q_N$ становить 1,02-1,72. На заході (Закарпаття, Львівська, Рівненська обл.), півночі (Київська, Житомирська обл.) та сході (Донецька, Луганська обл.) – у межах 0,5-0,7; на решті території – близько 0,9.

Модальне значення тривалості опадів припадає на градацію $>12 \div \leq 24$ год. (48%), тобто майже в половині випадків, що мали місце за 20-річний період, НСО тривали від півдоби до доби. Меншу, але також суттєву повторюваність (41%), мали випадки, коли опади тривали до 1,5 доби. Таким чином, у більшості випадків (89%) опади були в межах $12 < T \leq 36$ год, але майже кожен десятий тривав менше 12 год. Опади, що тривали понад 1,5 доби, були рідкістю: один випадок за 20 років ($T = 40 - 42$ год.). Середнє значення тривалості для дощу становило близько 20 год., змішаних опадів – 24 год. і снігу – 28 год.

Практично всі випадки з НСО, як і в теплий період, пов'язані з виходом на територію України неоклюдованих південних (40%), південно-західних, особливо з Придунайської низовини (53%) і дуже рідко західних і північно-західних (7%) циклонів. Циклони південного напрямку руху виникають головним чином тоді, коли над Західною Європою формується улоговина. По західній частині улоговини йде затік холодного повітря, а по

східній – теплого. За рахунок виникаючих контрастів температури та падіння тиску формується на півдні фронтальна зона. Наростаюча адвекція холоду збільшує термічні градієнти, фронтальна зона загострюється і на ній формується Z_n . Виходу циклонів з півдня на територію України обов'язково передуює адвекція тепла зі швидкістю ведучого потоку (на рівні 3 км) не менше 40 км/год.

Розвиток НСО відбувався, головним чином, за двома типами процесів. Перший – його слід вважати основним, бо ним зумовлено 80% усіх випадків – характеризувався наступним: на Україну зміщувалися південні та південно-західні Z_n , але через розвиток антициклогенезу (на сході чи півночі від України) ці циклони блокувались і приймали квазістаціонарний стан.

Надзвичайно сильні опади за цим виникали перед теплим фронтом (ТФ). За таким процесом можливі два підтипи:

а) блокування домінує, тобто становить 70-90% усього часу перебування Z_n на території України;

б) блокування часткове, воно займає 25-40% загального часу.

В обох підтипах, крім блокування, мало місце, як і у теплий період, аномальне (відхилення від напрямку основного переносу у порівнянні з попереднім часом становить понад 45°) або петлеподібне зміщення.

Другий процес спостерігався рідше (20% випадків) і представляв собою зміщення (найчастіше повільне) холодного фронту з хвилями в системі північно-західного Z_n , на південній периферії якого через загострення температурних контрастів згодом формувалася вторинний циклон. За переміщенням на територію України фронтальні системи холодного фронту з хвилями та вторинного Z_n об'єднувалися. Поблизу центрів хвиль і перед його теплими гілками випадали дуже сильні опади.

Як за першим, так і другим процесами складалися умови для посилення циклонічної циркуляції, що призводило до збільшення упорядкованих рухів. Крім цього фактору невід'ємною умовою для утворення НСО була наявність насиченої вологою повітряної маси.

Для кожного випадку з НСО були визначено в часі: питому вологу, дефіцит точки роси, рівень конденсації як характеристики умов насичення вологою, стійкість стратифікації, вертикальну складову вихору, зсув і градієнт швидкості як характеристики термодинамічного стану тропосфери.

Сумісний аналіз розподілу опадів у просторі та часі з даними вертикальної складової вихору (як характеристики інтенсивності циркуляції) показав, що дійсно сильні опади випадали в той час, коли посилювалася вертикальна складова вихору Ω . Це мало місце в кожному з розглянутих випадків (рис. 4, окремі приклади).

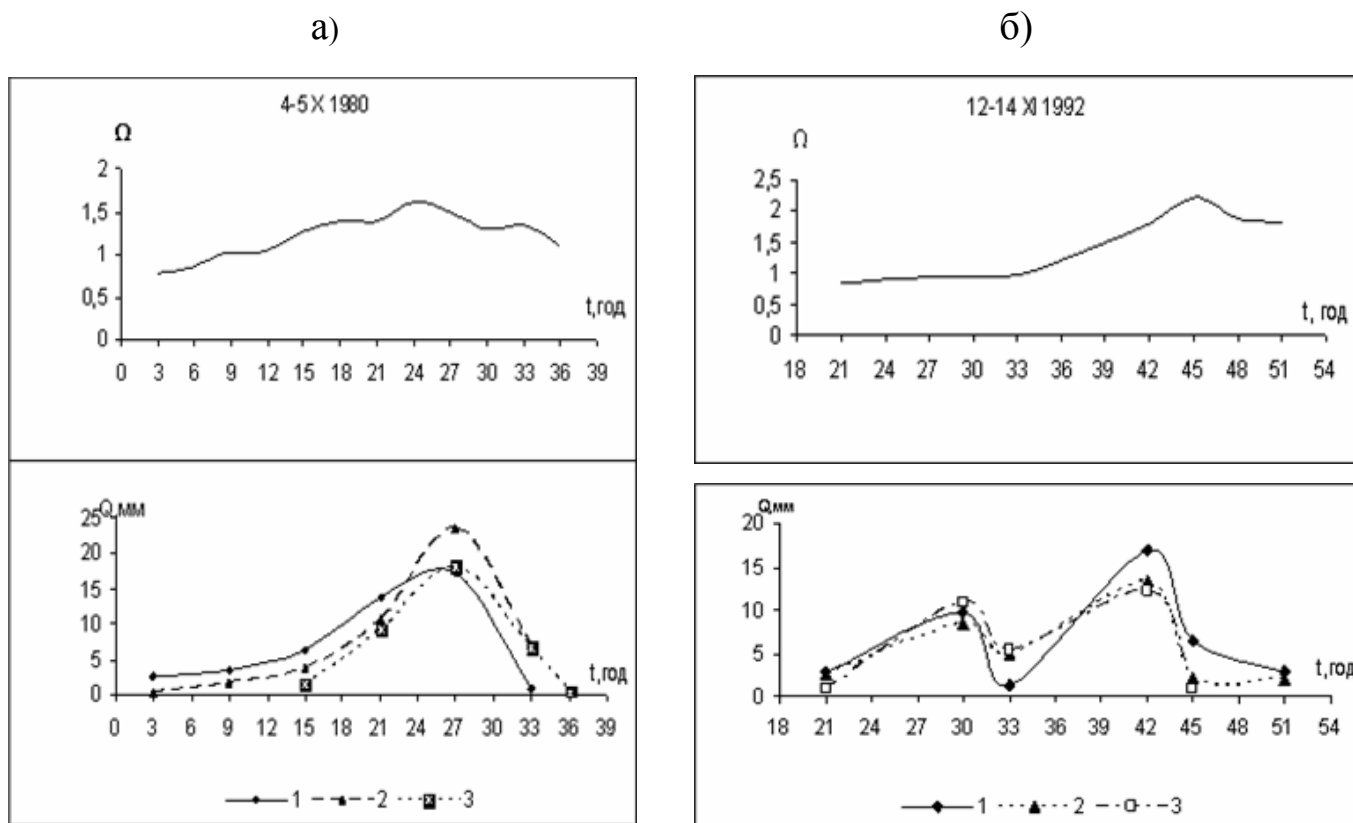


Рис. 4. Зміни в часі значень вертикальної складової вихору (Ω) та кількості опадів (Q): а) 03 год. 4 жовтня – 15 год. 5 жовтня 1980 р. (36 год.), 1 – Асканія Нова, 2 – Велика Олександрівка; 3 – Херсон; б) 21 год. 12 листопада – 03 год. 14 листопада 1992 р.(30 год.), 1 – Київ, 2 – Умань, 3 - Затишшя

Самі значення Ω змінювались у межах від 0,5 до $3,5 \cdot 10^{-4}$ 1/с. Розподіл їх був таким:

$\Omega \cdot 10^{-4}$ 1/с	≤ 1	1,01 – 2	2,01 – 3	> 3
Повторюваність, %	17	59	19	5

Як видно з наведених даних, найчастіше (59%) значення Ω були $1 \div 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с. Майже порівну (17 і 19% відповідно) було випадків з $\Omega < 1$ чи $> 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с. Значення $\Omega > 3 \cdot 10^{-4}$ 1/с були дуже рідко (5%).

Залежність між значеннями Ω і $Q_{\max}$ практично відсутня. За будь-якими значеннями Ω найчастіше випадали опади до 40 мм (~70% усіх випадків). Помітним було лише те, що найсильніші опади спостерігали за $1 < \Omega < 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с (табл. 1).

Таблиця 1

Повторюваність (%) максимальної кількості опадів залежно від вертикальної складової вихору

$\Omega \cdot 10^{-4}$ 1/с	$Q_{\max}$, мм						
	20-30	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	>80
< 1	43	30	23	4	-	-	-
1-2	22	39	19	13	4	1	2
> 2	38	40	12	10	-	-	-

Як видно з таблиці, у випадках з $\Omega < 1 \cdot 10^{-4}$ 1/с спектр $Q_{\max}$ становив 20-60 мм, при цьому переважали (43%) опади 20-30 мм; три чверті всіх НСО мали $Q_{\max}$ у межах 20-40 мм (73%); опади з $Q_{\max}$ 50-60 мм бували дуже рідко (4%).

Такий приблизно розподіл був і у випадках з $\Omega > 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с, теж переважали опади до 40 мм (78%). Різниця тільки в тому, що дещо частіше були опади 50-60 мм (10%).

Найбільш широкий спектр $Q_{\max}$ був у випадках з $1 < \Omega < 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с, до 80 мм і більше, хоча близько 60% з них мали $Q_{\max}$ 20-40 мм, а в кожному п'ятому спостерігали понад 50 мм. Максимум повторюваності припадав на градацію 30-40 мм.

Невід'ємним чинником для випадання опадів є насичення тропосфери вологою. Для визначання цієї характеристики аналізували значення питомої вологи на п'яти рівнях (земля, 850, 700, 500, 400 мб) залежно від інтенсивності циклонічної циркуляції (табл. 2).

Таблиця 2

Середні значення питомої вологи (S , г/кг) на різних рівнях тропосфери залежно від вертикальної складової вихору

$\Omega \cdot 10^{-4}$ 1/с	Рівень тропосфери, мб				
	Земля	850	700	500	400
< 1	4,7	4,2	2,6	0,9	0,3
1 - 2	4,1	4,0	3,1	1,0	0,3
> 2	4,2	3,3	2,1	0,6	0,2

У звичайних умовах вміст водяної пари падає з висотою і вже на рівні 1,5-2 км зменшується вдвічі. Як видно з таблиці, у період випадання НСО тропосфера насичена вологою. Біля поверхні землі питома волога була в межах 4,1-4,7 г/кг; на висоті 1,5 км (850 мб) – 3,3-4,2 г/кг; 3 км (700 мб) – 2,1-3,1 г/кг; 5,5 км (500 мб) – 0,6-1,0 г/кг і на 7 км (400 мб) – 0,2-0,3 г/кг.

Завдяки більш інтенсивній циркуляції зменшення S на рівні 1,5 км незначне – на 11% для циклонів з $\Omega < 1 \cdot 10^{-4}$ 1/с; на 2% для $1 < \Omega < 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с і на 27% для $\Omega > 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с. Між циклонами з різною інтенсивністю циркуляції було помітно зміни в розподілі S . У пограничному прошарку (земля – 850 мб) найбільш насичена вологою тропосфера в циклонах з $\Omega < 1 \cdot 10^{-4}$ 1/с, далі зі збільшенням вертикальної складової вихору насиченість вологою ставала меншою.

В опадоутворюючому прошарку (850-700 мб) більше вологи в циклонах з $1 < \Omega < 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с, і взагалі, ці циклони більш насичені вологою у всій тропосфері порівняно з циклонами, в яких вертикальна складова вихору < 1 або $> 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с. Цим циклонам притаманний і найбільш широкий спектр $Q_{\max}$.

Таким чином, якщо зважити, що біля поверхні землі приблизно однакові умови насичення вологою, то найбільш сильний винос вологи спостерігали в циклонах з $1 < \Omega < 2 \cdot 10^{-4}$ 1/с.

Наведені в табл. 2 дані – це середні значення питомої вологи від початку і до кінця випадання опадів. Якщо за цей час розглядати кожне зондування атмосфери, то досить часто, особливо в період їх максимального випадання, спостерігали збільшення питомої вологи на 850 мб поверхні порівняно з землею. Такий стан відмічався у 60% всіх зондувань. Це

збільшення розповсюджувалося у 30% випадків і на 700 мб поверхні (табл. 3).

Таблиця 3

Розподіл співвідношень питомої вологи на різних рівнях тропосфери

Рівні тропосфери, мб	Зменшення питомої вологи, %				Збільшення питомої вологи, %			
	вдвічі	на три чверті	наполовину	на чверть	на чверть	наполовину	на три чверті	вдвічі і більше
$\frac{850}{\text{Земля}}$	-	-	12	26	33	13	7	9
$\frac{700}{\text{Земля}}$	3	7	33	28	14	9	3	3
$\frac{700}{850}$	1,5	6	43	36	12	-	1,5	-

Таким чином, випадання НСО у холодний період року супроводжувалося незвичним для атмосфери вертикальним розподілом вологи, а саме, накопиченням її в опадоутворюючому прошарку. У теплий період року таке явище практично відсутнє (1%).

Накопичення вологи в опадоутворюючому прошарку було пов'язане з наявністю інверсії або ізотермії. У всіх без винятку випадках, коли спостерігали збільшення питомої вологи на поверхні 850 чи 700 мб, завжди нижче знаходились затримуючі прошарки різної інтенсивності. Товщина прошарків з інверсією змінювалась від 0,05 до 1,3 км, але у половині випадків не перевищувала 0,4 км; ізотермія відмічалась рідше (25% усіх випадків), товщина прошарків змінювалась від 0,1 до 0,8 км, а у 75% випадків не перевищувала 0,4 км.

Слід зазначити, що у всіх випадках був низький рівень конденсації, переважно (86%) на рівні 500 м або нижче. Такі характеристики як наявність позитивної енергії нестійкості, зменшення з висотою еквівалентно-потенційної температури ($\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$), перевищення градієнта температури волого-адіабатичного значення ($\gamma > \gamma_{ba}$) були характерні для чверті синоптичних ситуацій, що мали місце в жовтні та на початку листопада. У цих випадках були умови для розвитку конвекції. Рівень ізотерми 0°C у них знизився на 1400-2400 м, тобто температурна нестійкість була значною і

могла сприяти розвитку конвекції. У всіх останніх випадках ізотерма 0°C знижувалася всього на 500-700 м.

У цілому ж у холодний період року практично відсутні умови для розвитку вільної конвекції (позитивна енергія нестійкості зовсім відсутня,

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 \text{ і } \gamma < \gamma_{ba}), \text{ такий стан спостерігався за різними значеннями } \Omega. \text{ Таким}$$

чином, у холодний період року, як і в теплий, головною причиною в утворенні значних висхідних рухів був динамічний фактор. Всі випадки з НСО відбувалися через блокування циклонів та їх аномальне зміщення або за розвитком хвильової діяльності на фронтах, що рухалися повільно. За таких умов різко порушувалася геострофічність руху (йдеться про посилення циклонічної діяльності перед теплим фронтом або теплою гілкою холодного фронту з хвилями). У такому разі виникали значні висхідні впорядковані рухи, які піднімали великі маси повітря, при цьому не тільки ті, що близько до поверхні фронту, а й ті, що над фронтом, а можливо навіть і підфронтальні. Ці рухи ще й посилювалися хвильовою діяльністю внаслідок існування затримуючих прошарків, про що вказано раніше. За умови насичення вологою теплого повітря виникали опади, яких було тим більше, чим повільніше рухався фронт.

Для всіх синоптичних ситуацій з НСО визначали зсув вітру та градієнти швидкості в тропосфері, щоб з'ясувати їх вплив на стійкість у часі зони опадів. Зсув вітру визначали у двох прошарках: земля - 850 мб і 850-700 мб (табл. 4).

Таблиця 4

Повторюваність (%) різних градацій зсуву вітру

Прошарки, мб	Зсув вітру, град			
	0-30	31-60	61-80	>80
земля-850	45	25	20	10
850-700	55	20	9	16

Як видно, в обох прошарках переважав зсув вітру до 60°, при цьому слід зазначити, що у прошарку земля – 850 мб майже половина випадків (45%) мала зсув до 30°, а у прошарку 850-700 мб ще більше – 55%. Тому загалом можна вважати, що зсув вітру не сприяв деформуванню зони опадів.

Градієнт швидкості ($\overline{gr.V}$) розраховувався для п'яти прошарків: земля-500, 500-1500, 1500-3000, 3000-5000, 5000-7000 м.

У першому приземному прошарку внаслідок впливу тертя $\overline{gr.V}$ був значно більшим, ніж в останніх: він змінювався в межах $0,25-3,2 \cdot 10^{-2}$ 1/с, середнє значення становило $1,7 \cdot 10^{-2}$ 1/с, розподіл $\overline{gr.V}$ був досить рівномірним: до $1,5 \cdot 10^{-2}$ 1/с – 42%, $1,5-2,5 \cdot 10^{-2}$ – 47% і $>2,5 \cdot 10^{-2}$ – 11%.

У пограничному прошарку значення $\overline{gr.V}$ змінювалися від $-0,56 \cdot 10^{-2}$ 1/с до $0,43 \cdot 10^{-2}$ 1/с, причому від'ємні значення були в шести випадках ($\overline{gr.V} = -0,29 \cdot 10^{-2}$ 1/с, діапазон у межах $-0,07 \div -0,56 \cdot 10^{-2}$ 1/с), в останніх - позитивні, де у 85% випадків $\overline{gr.V}$ не перевищував $0,3 \cdot 10^{-2}$ 1/с.

В опадоутворюючому прошарку від'ємні значення також відмічались у шести випадках, діапазон становив $-0,02 \div -0,75 \cdot 10^{-2}$ 1/с, $\overline{gr.V} = -0,18 \cdot 10^{-2}$ 1/с, для позитивних відповідно $0 - 0,3 \cdot 10^{-2}$ 1/с та $0,12 \cdot 10^{-2}$ 1/с.

У середній тропосфері кількість випадків з від'ємними значеннями зменшилася до трьох (у межах $-0,02 \div -0,29 \cdot 10^{-2}$ 1/с; $\overline{gr.V} = -0,13 \cdot 10^{-2}$ 1/с), в решті з них швидкість вітру збільшилася (діапазон становив $0,04 \div 0,56 \cdot 10^{-2}$ 1/с), $\overline{gr.V} = -0,13 \cdot 10^{-2}$ 1/с.

У верхній частині тропосфери (500-700 мб) відмічався тільки один випадок з від'ємними значеннями ($-0,05 \cdot 10^{-2}$ 1/с), інші змінювались у межах $0,04 \div 0,63 \cdot 10^{-2}$ 1/с, $\overline{gr.V} = 0,25 \cdot 10^{-2}$ 1/с.

Порівнюючи градієнти швидкості вітру в різних прошарках тропосфери в холодний і теплий періоди року можна зазначити, що помітних відмінностей немає: від'ємні значення наявні у всій тропосфері, опадоутворюючий прошарок характеризується найменшими змінами, навіть у верхній тропосфері $\overline{gr.V}$ такого самого порядку, що і в середній. Всі ці дані свідчать про те, що зміни швидкості вітру в холодний період під час НСО не сприяли „розмиванню” зони опадів.

Висновки

Головними чинниками в утворенні небезпечно сильних опадів слід вважати:

- а) наявність блокуючого процесу, що призводить до квазістаціонарного стану циклону;
- б) посилення інтенсивності циклонічної циркуляції перед теплим фронтом;
- в) значне зростання впорядкованих висхідних рухів, розвиток примусової конвекції в теплий період року;
- г) мінімальний дефіцит точки роси.

* *

Выполнена оценка синоптических условий и термодинамических характеристик атмосферы, обуславливающих формирование и выпадение чрезвычайно сильных осадков на территории Украины. Определены основные причины возникновения таких осадков в теплый и холодный периоды года.

* *

1. Кричак О.Г. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 531 с.
2. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 876 с.
3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. – Ч.II. – Вып. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 295 с.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*