

Державна гідрометеорологічна служба України

Гідрометеорологічний центр
Чорного та Азовського морів

ВІСНИК

**ГІДРОМЕТЦЕНТРУ
ЧОРНОГО ТА АЗОВСЬКОГО МОРІВ**

№ 1 (23)

Одеса - 2019

**Вісник Гідрометцентру Чорного та Азовського морів.
Державна гідрометеорологічна служба України.**
— 2019. — № 1(23). — 144 с. — Мови: укр., рос.

**Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей.
Государственная гидрометеорологическая служба Украины.**
— 2019. — № 1(23). — 144 с. — Языки: укр., рус.

Редакційна колегія

Головний редактор: Неверовський І. П.
Члени редакційної колегії: Лаврентьева В. М.
Драган А. М.
Комп'ютерна верстка: Щеголева М. А.

Адреса редакційної колегії: Україна, 65009, м. Одеса,
вул. Французький б-р, 89
ГМЦ ЧАМ
тел. (0-482) 63-16-10
www.odessabul@ukr.net

*Свідоцтво про держ. реєстрацію друкованого засобу масової інформації
серія ОД № 1690-561Р від 12.03.2013 р.*

ДОСЛІДЖЕННЯ ЧАСОВОЇ МІНЛИВОСТІ КІЛЬКОСТІ ДНІВ З ТУМАНАМИ В ОДЕСІ

Вступ. Вода — дивовижна хімічна сполука. Вона є єдиною речовиною, яка існує в атмосфері водночас у трьох агрегатних станах: твердому (лід), рідкому (вода) і газоподібному (пара). На поверхні Землі (без підземних вод) знаходиться $1,3 \cdot 10^{18}$ тон води, з них 99,2 % припадає на Світовий океан. В атмосфері кількість води у вигляді пари, крапель і кристалів хмар становить $1,3 \cdot 10^{13}$ тон, з яких 95 % припадає на пару [1].

З точки зору погоди, вода є найважливішою складовою частиною атмосфери, оскільки випаровування і конденсація супроводжуються поглинанням і виділенням великої кількості енергії, від якої залежить багато видів рухів у атмосфері, які впливають на атмосферні процеси, а тому і на погоду. Загальна кількість опадів, які випадають з атмосфери за рік, дорівнює приблизно $5 \cdot 10^{14}$ тон, що в 40 разів перебільшує загальний вміст води в атмосфері. Ця цифра свідчить про інтенсивність вологообміну між землею поверхнею і атмосферою.

Аналіз публікацій. Процеси, завдяки яким у повітрі на деякій висоті в результаті конденсації водяної пари утворювались сукупності крапель визначених конденсацій і розподілу по розмірах, тобто хмари. Але конденсація пари може відбуватись у безпосередній близькості від земної поверхні (у приземному шарі атмосфери). У цьому випадку продукти конденсації водяної пари формують серпанок або туман [1].

Туманом називають сукупність завислих у повітрі крапель води або кристалів льоду, що приводить до зменшення горизонтальної дальності видимості поблизу від земної поверхні до 1 км і менше. При видимості від 1 до 10 км сукупність завислих крапель або кристалів льоду називається серпанком. Поряд з поняттям серпанку існує й поняття імли, яка являє собою сукупність завислих у повітрі твердих часток. Імла теж погіршує прозорість повітря до 10 км й менше, але спостерігається при відносній вологості повітря значно менший від 100 %.

Дальність видимості є, як відомо, інтегральною характеристикою мікроструктури туману або серпанку. Вона обумовлюється інтенсивністю розсіювання сонячного світла аерозольними частками, що складають ці явища погоди. Але інтенсивність розсію-

вання залежить від концентрації крапель або кристалів, їхнього розподілу за розмірами. Обидві ці характеристики визначають і відповідність туману. Отже, туман може характеризуватись такими ж параметрами, як і хмари: концентрацією аерозольних часток, їхнім розподілом за розмірами й водністю. Як і для хмар, розрізняють абсолютну водність (або просто водність) й питому водність туману.

У тумані вода буває в двох (рідкому та змішаному), а при низьких від'ємних температурах у трьох (рідкому, змішаному та твердому) фазових станах.

Вологовміст повітря може збільшуватися під впливом випаровування води з підстильної поверхні, горизонтального та вертикального переміщення повітря. Падіння температури відбувається за рахунок молекулярного й турбулентного теплообміну з оточуючими масами повітря й земною поверхнею, радіаційного вихолодження, адіабатичного розширювання об'ємів повітря при їхніх висхідних рухах. Відносно фіксованої точки простору, поряд з переліченими процесами на змінення вологовмісту й температури повітря чинять вплив і горизонтальний перенос (адвекція) та вертикальні рухи повітря. У залежності від співвідношення зазначених процесів тумани підрозділяються на тумани охолодження, тумани змішування й тумани випаровування. Тумани охолодження, в свою чергу, розділяються на адвективні й радіаційні [1, 2].

Адвективні тумани виникають у теплій повітряній масі, яка переміщується на більш холодну підстильну поверхню й вихолоджується завдяки турбулентному й радіаційному теплообміну з цією поверхнею. Утворенню такого туману сприяють велика різниця температури підстильної поверхні та початкової температури відносно теплого потоку, велика відносна вологість повітря, помірна швидкість вітру (2-5 м/с), збільшення або постійність з висотою масової частки водяної пари, помірно стійка стратифікація й порівняно слабкий турбулентний обмін. Якщо швидкість вітру велика, то виникає інтенсивний турбулентний обмін, який перешкоджає утворенню туману. При слабкому вітрі повітряна маса повільно переміщується й завдяки цьому повільно охолоджується. Турбулентний обмін завжди сприяє вирівнюванню масової частки пари по вертикалі. Коли вона з висотою збільшується у приземному шарі, то під впливом турбулентності відбуваєть-

ся збільшення вологості повітря біля земної поверхні за рахунок переносу пари зверху донизу. Дуже стійка стратифікація (сильна інверсія температури) приводить до затухання турбулентного обміну. Порівняно з ним молекулярний теплообмін дуже малий. Тому охолодження повітря поширюється від земної поверхні дуже повільно, і туман утворюється в дуже тонкому шарі біля підстильної поверхні.

Адвективний туман відрізняється найбільшою повторюваністю й тривалістю. В Україні, наприклад, 59 % загального числа днів з туманом приходить саме на адвективний туман. В 9 % випадків тривалість існування такого туману перевищує 24 години. Адвективні тумани найбільш інтенсивні й змінюють великі площі.

Частинним випадком адвективних туманів є берегові тумани, що утворюються на суші у холодну половину року, коли вітер має напрямок з моря. У період з жовтня до травня такі тумани є частим явищем на узбережжі Чорного моря. Як правило, берегові тумани відносяться до теплих, тобто до таких, які складаються з крапель рідкої води.

Дуже ретельні спостереження теплих адвективних туманів майже два десятиріччя проводилися на експериментальному метеорологічному полігоні проблемної науково-дослідної лабораторії Одеського гідрометеорологічного інституту (ЕМП ПНДЛ ОГМІ). Розташоване на полігоні обладнання давало змогу організувати комплексні експерименти в натуральних туманах, у процесі яких відбувалося одночасне вимірювання внутрішніх (розподіл крапель за розмірами, їхня концентрація, водність, оптична прозорість туману) та зовнішніх (характеристики температури, вологості, вітру) параметрів туманів. Такі дослідження дозволили, по-перше, визначити важливі параметри мікроструктури, що характеризують особливості теплих приморських туманів північно-західного узбережжя Чорного моря, отримати інформацію про механізми взаємозв'язку між флуктуаціями зовнішніх та внутрішніх параметрів туманів.

Спостереження показали, що в середньому на протязі року спостерігається в Одесі 50-60 днів з туманом з максимумом 90 днів. 70 % цих туманів утворюється в період листопад-березень. На теплий період року приходить менше 10 % загальної річної кількості туманів. У холодну частину року за місяць буває від 5 до 9 днів з туманами, а в окремі роки за місяць спостерігається до 20 днів з туманом.

Адвективні тумани мають порівняно велику тривалість: в Одесі, наприклад, від 5-8 годин до декількох діб. Сумарна річна тривалість досягає 200-600 годин.

Інформації про розподіл водності туманів з висотою дуже мало. За існуючими експериментальними даними вона суттєво змінюється з висотою лише поблизу земної поверхні і верхньої границі туманів.

Верхня границя адвективних туманів у більшості випадків співпадає з верхньою границею приземної або піднятої інверсії температури. За даними зондування атмосфери над Україною, що відбувалося з жовтня 1960 р. до червня 1962 р., середня товщина адвективних туманів дорівнює 320 м. Верхня границя адвективних туманів на висотах менших за 100 м не зустрічалась. Найбільш часто вона розташовувалась на висотах 200-400 м (57 % випадків). Спостерігались випадки, коли товщина адвективного туману перевищувала 600 м.

Комплексні експерименти у натурних туманах північно-західного узбережжя Чорного моря показують, що зв'язок між флуктуаціями характеристик спектру крапель й зовнішніх параметрів (флуктуаціями температури, швидкості вітру, їхніх вертикальних градієнтів, радіаційного балансу підстильної поверхні) проявляється досить виразно [1].

Дослідження показують, що переважний внесок у змінювання параметра масштабу α гама-розподілу крапель за розмірами робить радіаційний баланс, швидкість вітру і температура повітря поблизу земної поверхні, в той час коли на параметр форми λ чинять вплив приблизно в рівній мірі швидкість вітру, температура повітря й градієнт температури у шарі 2-12 м. Змінювання концентрації крапель відбувається головним чином під дією змінювання температури й градієнта швидкості вітру.

Змінювання модального радіусу крапель у великій мірі залежить від швидкості вітру й вертикального її градієнта, а концентрації крапель модального інтервалу — від температури повітря на висоті 2 м і температури земної поверхні.

Радіаційні тумани утворюються завдяки радіаційному охолодженню земної поверхні й прилягаючого шару повітря та турбулентного перемішування. Подальший їхній розвиток може залежати й від випромінювання самого туману. Радіаційний туман знаходиться в значно більшій залежності, ніж адвективний, від

місцевих умов: характеру підстильної поверхні, місцевих повітряних течій тощо [1].

Власне кажучи, є підстави вважати, що в процесі охолодження повітря до точки роси, коли туман ще не утворився, масова частка водяної пари залишається постійною. Але більш ретельні міркування заставляють відкинути здавалося би такий очевидний висновок. В дійсності, і це підтверджується експериментально, під впливом хоча й слабого турбулентного перемішування й випадіння роси відбувається перерозподіл водяної пари між шарами атмосфери, внаслідок чого масова частка водяної пари ще до початку туманоутворення на деякому рівні як правило зменшується.

Процес утворення радіаційного туману можна розділити на декілька фаз:

1. Зародження приземного серпанку й початок утворення приземної інверсії температури.
2. Утворення оптично тонкого у вертикальному напрямку шару туману, у якому горизонтальна дальність видимості може зменшитися до 0,1-0,2 км.
3. Виникнення оптично товстого й більш сталого шару туману, товщиною близько 20 м з добре помітною інверсією температури безпосередньо над його чітко означеною верхньою границею.
4. Розсіювання туману.

Сприятливими умовами для утворення радіаційного туману є, по-перше, відсутність хмар або наявність хмар тільки верхнього ярусу. Хмарний покрив приводить до зменшення випромінювання з верхньої границі туману й земної поверхні за рахунок збільшення противипромінювання атмосфери, що зменшує охолодження підстильної поверхні й шару туману. По-друге, утворенню радіаційного туману сприяє висока відносна вологість повітря. Чим вона більша, тим менше охолодження потрібне для досягнення стану насичення.

Сонячна радіація після сходу Сонця приводить до швидкого руйнування приземної інверсії й розсіювання радіаційного туману.

Невисокий рослинний покрив, який має малу ефективну теплоємність, вночі може сильно охолоджуватися й таким чином сприяти утворенню туману.

Тумани змішування утворюються при надходженні холодного повітря на більш теплу підстилаючу поверхню. Повітря, що надходить, дуже швидко змішується з порівняно теплим шаром повітря, яке розташовується над теплою й вологою поверхнею. Цей процес протікає дуже інтенсивно й туман утворюється вже через декілька хвилин після початку адвекції холодного повітря [1].

Тумани змішування часто утворюються в холодну половину року над акваторією Чорного моря при вторгненні морського арктичного повітря. Теорія формування туману змішування розроблена Л. Т. Матвеевим [2].

Тумани випаровування виникають завдяки припливу водяної пари у повітря за рахунок випаровування води з теплої підстильної поверхні у відносно холодне повітря. Вони особливо часто утворюються над морями Арктики, де температура відкритої води значно вища, ніж температура льоду або снігу. Тому повітря, що переміщується над льодом або материком, при переході на водну поверхню є значно холоднішим від води. Під впливом інтенсивного випаровування з водної поверхні над ополонками виникає туман.

Необхідно мати на увазі, що холодне повітря знизу нагрівається від теплої підстильної поверхні й стає у нижній частині нестійким. Нестійкість сприяє розвитку інтенсивного турбулентного переміщення і, таким чином, тепло- і вологообміну. Вище тонкого шару нестійкості зберігається інверсія, яка утворилася при переміщенні повітря над льодом або снігом. Під її впливом водяна пара затримується у під інверсійному шарі атмосфери й туман захоплює весь цей шар.

Випаровування води грає помітну роль в утворенні туману над озерами й річками восени, а також вночі, коли повітря при переміщенні з суші виявляється холоднішим від води. У цих випадках основним фактором є радіаційне вихолодження повітря, а випаровування стає стимулюючим ефектом при туманоутворенні [1-6].

Метою роботи є виявлення тенденцій кількості днів з туманами в Одесі за період 2009-2018 рр. Вихідними даними для досліджень були щоденні спостереження за атмосферними явищами на АМСЦ м. Одеси.

Результати дослідження. В табл. 1 представлено річний розподіл туманів по місяцям за період дослідження.

Таблиця 1.

Річний хід кількості днів з туманами в Одесі

Рік	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Всього
2009	16	7	10	3	4	9	1	3	2	10	19	13	97
2010	12	11	7	14	14	8	5	5	3	6	15	13	113
2011	17	1	6	3	3	4	8	1	4	8	6	16	77
2012	10	2	3	12	9	8	2	0	13	6	12	8	85
2013	12	11	8	5	10	7	0	2	2	16	10	12	95
2014	7	12	5	8	10	2	1	4	0	11	7	15	82
2015	13	7	5	5	11	3	4	1	10	6	7	10	82
2016	10	9	9	10	11	5	4	3	2	6	5	4	78
2017	8	15	14	6	3	5	5	0	11	6	10	12	95
2018	11	8	14	7	6	1	5	2	4	6	8	14	86
Всього	116	83	81	73	81	52	35	21	51	81	99	117	890

В 2009 році було виявлено всього 97 днів з туманами, з яких максимум спостерігався в листопаді (19 випадків); мінімум (1 день) було виявлено в липні. У 2010 році має місце найбільша кількість днів з туманами за період дослідження — 113. Найбільше значення (15 днів) зафіксовано у листопаді, мінімум (3 дні) — у вересні. За 2011 рік спостерігалось 77 днів з туманами, максимальна кількість була виявлена у січні — 17 випадків, а мінімум показника визначено у лютому та серпні (1 день). Протягом 2012 року виявлено 85 випадків, з яких 13 днів у вересні — максимальна кількість та мінімальна у лютому та липні — 2 дні, в серпні цього року тумани не спостерігались. За 2013 рік зафіксовано 98 днів з туманами, максимум — 16 днів — у жовтні, мінімум — 2 дні — у серпні та вересні, в липні туманів не виявлено. У 2014 році визначено 82 дні з туманами, максимум — 15 днів — у грудні, мінімум — 1 день — у липні, не спостерігались тумани у вересні. За 2015 рік зафіксовано 82 випадки: максимум мав місце в січні — 13 днів, мінімум — 1 день — у серпні. В 2016 році було нараховано 78 днів, з яких максимум — в травні — 11 випадків, мінімум — 2 дні — у вересні. Протягом 2017 року спостерігалось 95 днів з туманами, максимум — 15 днів — виявлено у лютому, мінімум — 3 дні — у травні, не було зафіксовано туманів у серпні. За 2018 рік визначено 86 днів, з яких найбільше значення має місце у березні та грудні — 14 випадків, мінімальна кількість спостерігається у червні — 1 день.

Найбільшу кількість днів з туманами за період 10 років було виявлено в грудні та січні — 117 та 116 днів відповідно, мінімальну кількість зафіксовано в серпні — 21 день.

В табл. 2 представлено розподіл туманів по сезонам.

Таблиця 2.

Сезонний розподіл кількості днів з туманами в Одесі

Сезон	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	Всього
Зима	36	36	34	20	35	34	30	23	35	33	316
Весна	17	35	12	24	23	23	21	30	23	27	235
Літо	13	18	13	10	9	7	8	12	10	8	108
Осінь	31	24	18	31	28	18	23	13	27	18	231
Всього	97	113	77	85	95	82	82	78	95	86	890

З табл. 2 видно, що найбільша кількість днів з туманами за період 2009-2018 рр. спостерігалась взимку — 316 днів. Мінімальне число випадків було виявлено влітку — 108 днів. Весною та восени кількість днів складала 235 та 231 відповідно.

Взимку максимальна кількість днів спостерігалась в 2009 та 2010 рр. та становила 36 днів. Найменшу кількість було визначено в 2012 році — 20 днів. Весною максимум днів виявлено в 2010 році — 35 днів, а мінімум зафіксовано в 2009 році — 17 днів. Влітку максимальна кількість днів з туманами спостерігалась у 2010 році — 18 днів, мінімум — 7 днів — у 2014 році. Восени максимум визначено у 2009 та 2012 роках — 31, а мінімум у 2016 — 13 днів.

Висновки. В результаті виконання роботи отримані наступні висновки. В період з 2009 по 2018 роки в Одесі була зафіксована загальна кількість днів з туманами 890. Найбільшу кількість днів з туманами за період 10 років було виявлено в грудні та січні — 117 та 116 днів відповідно, мінімальну кількість зафіксовано в серпні — 21 день. В сезонному ході найбільшу кількість було виявлено взимку — 316, найменша кількість днів спостерігається влітку — 108 днів.

Література

1. Школьний Є. П. Фізика атмосфери. — Одеса: ОГМІ, 1997. — С. 632.
2. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Фізика атмосфери. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — С. 758.

3. Задачник по общей метеорологии / Под ред. В. Г. Морачевского. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — С. 237.
4. Дроздов О. А. Климатология. — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — С. 568.
5. Недострелова Л. В., Фасій В. В. Часовий розподіл кількості туманів у Харкові // Актуальные научные исследования в современном мире. — Вып. 4(48). Ч. 2. — Переяслав-Хмельницький, 2019. — С. 69-73.
6. Фасій В. В. Сезонні коливання кількості туманів у Харкові // Зб. статей за мат. студ. наук. конф. ОДЕКУ. Одеса, 15-18 квітня 2019 р. — С. 214-218.

Нажмудінова О. М.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ НА ОДЕЩИНІ У 2015-2018 РР.

Вступ. Ожеледно-паморозеві утворення і, зокрема, відкладення ожеледі, є поширеним явищем на території України у холодний період року. Значний діаметр сильної ожеледі зумовлений особливостями синоптичних процесів, серед яких виділяють переміщення південних і південно-західних циклонів. Паморозь найчастіше виникає під час туманів, серпанку, інверсійного розподілу температури, такі умови характерні для західної периферії стаціонарних антициклонів.

Крім циркуляційних процесів, на розподіл ожеледі і паморозі впливають місцеві умови. За ймовірністю відкладень ожеледі рівня небезпечна (НМЯ I) і стихійна (СМЯ II), Одеська область потрапляє в район з найбільшою повторюваністю явища — 1 раз на 2-3 роки.

Наслідки глобального потепління на території України, що часто проявляються у підвищенні температури повітря взимку та зумовлюють часті відлиги, призводять до зміни інтенсивності та розподілу ожеледі, яка формується при значній різниці температур, різкому потеплінні або різкому похолоданні [1].

Проблемі наземного зледеніння (ожеледоутворення) присвячений великий цикл робіт вітчизняних і закордонних авторів, особливо в 70-80-х роках ХХ століття. Однак, незважаючи на визначені наукові і технічні досягнення в її рішенні, залишаються задачі, що вимагають: удосконалення знань про фізичні процеси

ЗМІСТ

Лаврентьєва В. М., Толкач Н. М., Куляс К. А. Відділу аерологічних спостережень 110 років!.....	3
Чумаченко В. В., Недострелова Л. В. Дослідження річної мінливості кількості днів з грозою над Одесою	11
Фасій В. В., Недострелова Л. В. Дослідження часової мінливості кількості днів з туманами в Одесі	17
Нажмудінова О. М. Характеристики ожеледно-паморозевих явищ на Одещині у 2015-2018 рр.	25
Громенко Д. Є., Недострелова Л. В. Аналіз кліматичних параметрів снігового покриву на території Вінницької області.....	34
Лебеденко А. І., Недострелова Л. В. Просторова мінливість повторюваності декадної висоти снігового покриву по декадах на станціях Кіровоградської області.....	42
Бешляга О. В., Вовкодав Г. М. Оцінка забруднення повітряного басейну міста Одеса сірководнем	53
Бешляга О. В., Вовкодав Г. М. Оцінка забруднення повітряного басейну міста Одеса фенолом	56
Матвієнко Д. О., Вовкодав Г. М. Оцінка впливу сільськогосподарської діяльності на якість вод Дніпровського водосховища	62
Вовкодав Г. М., Саченко І. С. Екологічна оцінка і класифікація вод лиманів Тузловської групи	64