

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

**Т.Є. Данова**

**„ФІЗИЧНІ ОСНОВИ ВПЛИВУ НА АТМОСФЕРНІ ПРОЦЕСИ”**

Навчальний посібник

Одеса 2009

**ББК 26.23**  
**Д 17**  
**УДК 551.510**

Рецензенти:

Професор, д-р.фіз-мат.н. Волощук В.М.  
ст.н.с., канд.геогр.н. Лесков Б.Н.  
доцент, канд.техн.н. Войтенко В.

**Данова Т.Є.**

**Д 17** Фізичні основи впливу на атмосферні процеси: Навчальний посібник /Данова Т.Є. –2009. – 124с.

Навчальний посібник містить основні положення щодо поняття фізичних процесів, впливів на атмосферні процеси, які здійснюються з метою запобігання небезпечних явищ погоди або послаблення їх сили, а також створення сприятливих умов для сільського господарства. Досліджуються можливості не тільки прогнозувати ці явища, але і запобігати їм. Штучний вплив може виявитися ефективним засобом підвищення врожаїв, поліпшення видимості, послаблення катастрофічних явищ.

**ББК 26.23**

© Одеський державний  
екологічний університет,  
2010

# ЗМІСТ

|                                                                                                            |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Вступ</b> .....                                                                                         | 3  |
| <b>1 Фазові переходи води в атмосфері та шляхи управління ними</b> .....                                   | 9  |
| 1.1 Основні положення теорії фазових переходів.....                                                        | 9  |
| 1.2 Рівновага фаз .....                                                                                    | 12 |
| 1.3 Фазовий стан конденсату при гомогенній конденсації.....                                                | 13 |
| 1.4 Кристалізуюча дія холодореагентів.....                                                                 | 16 |
| 1.5 Гігроскопічні та поверхнево-активні речовини в ролі регуляторів конденсаційних процесів.....           | 18 |
| 1.6 Конденсаційне і коагуляційне зростання частинок в хмарах                                               | 19 |
| 1.7 Трансформація спектра хмарних крапель при внесенні реагентів, теорія процесів опадоутворення.....      | 22 |
| <b>2 Турбулентні струмені в атмосфері</b> .....                                                            | 24 |
| 2.1 Основні властивості вільних турбулентних струменів.....                                                | 24 |
| 2.2 Стимулювання атмосферної конвекції.....                                                                | 29 |
| 2.3 Метод руйнування купчастих хмар, що розвиваються.....                                                  | 31 |
| 2.4 Викид домішок в атмосферу. Очищення від домішок локальних повітряних басейнів штучними струменями..... | 32 |
| 2.5 Пасивні струмені. Розповсюдження частинок реагенту у хмарі або тумані.....                             | 34 |
| <b>3 Управління процесами хмаро і опадоутворення</b> .....                                                 | 42 |
| 3.1 Технічні засоби активного впливу .....                                                                 | 42 |
| 3.2 Структура купчасто-дощових хмар за даними радіолокаційних спостережень .....                           | 47 |
| 3.3 Контроль результатів впливу .....                                                                      | 56 |
| 3.4 Проблема збільшення опадів на значній території. Викликання опадів з хмар неконвективних форм .....    | 58 |
| 3.5 Утворення дощу в краплинних хмарах та викликання опадів з конвективних хмар .....                      | 60 |
| 3.6 Фізика утворення граду і шляхи запобігання градобойів.....                                             | 71 |
| <b>4 Розсіювання туманів</b> .....                                                                         | 79 |
| 4.1 Видимість в тумані .....                                                                               | 79 |
| 4.2 Розсіювання туманів за допомогою штучних теплових джерел .....                                         | 81 |
| 4.3 Розсіювання туманів за допомогою зміни їх властивостей поглинати .....                                 | 83 |
| 4.4 Розсіювання туманів за допомогою реагентів, що інтенсифікують конденсаційні процеси.....               | 84 |
| 4.5 Акустичні методи розсіювання туманів.....                                                              | 86 |
| 4.6 Електричні методи прояснення туманів.....                                                              | 88 |
| 4.7 Оптичні квантові генератори як засіб для прояснення                                                    |    |

|          |                                                                                                                   |            |
|----------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
|          | туманів.....                                                                                                      | 90         |
| 4.8      | Регулювання випаровування з метою боротьби з туманами.....                                                        | 95         |
| 4.9      | Попередження туманів шляхом пасивації ядер конденсації.....                                                       | 97         |
| 4.10     | Фотохімічні смуги.....                                                                                            | 98         |
| <b>5</b> | <b>Вплив на електричні процеси в хмарах.....</b>                                                                  | <b>100</b> |
| 5.1      | Механізм утворення грози.....                                                                                     | 100        |
| 5.2      | Методи спостереження за електричним станом хмар.....                                                              | 103        |
| 5.3      | Розряди грозової хмари на землю, які штучно викликаються за допомогою ракет.....                                  | 104        |
| 5.4      | Можливості створення іонізованих каналів в атмосфері за допомогою лазерів.....                                    | 105        |
| 5.5      | Можливості впливу на хмари сильноточними пучками релятивістських електронів і протонів.....                       | 105        |
| 5.6      | Можливість управління грозонебезпечними хмарами за допомогою зміни кристалізаційних потенціалів хмарної води..... | 106        |
| 5.7      | Засів хмар кристалізуючими реагентами з метою зміни їх електричного стану.....                                    | 107        |
| <b>6</b> | <b>Можливості управління великомасштабними атмосферними процесами.....</b>                                        | <b>109</b> |
| 6.1      | Енергія, що реалізується в процесі розвитку ураганів .....                                                        | 109        |
| 6.2      | Можливості управління ураганами .....                                                                             | 110        |
| 6.3      | Можливості ослаблення антициклонів з метою ослаблення супутніх їм засух .....                                     | 112        |
| <b>7</b> | <b>Вплив на високі шари атмосфери .....</b>                                                                       | <b>114</b> |
| 7.1      | Вплив на іоносферу .....                                                                                          | 114        |
| 7.2      | Вплив на іоносферу потужним короткохвильовим радіовипромінюванням .....                                           | 115        |
| 7.3      | Іоносферні явища, спричинені ядерними вибухами.....                                                               | 116        |
| 7.4      | Стратосферний озон як біологічний захист. Антропогенний вплив на озон.....                                        | 116        |
|          | <b>Література.....</b>                                                                                            | <b>118</b> |
|          | <b>Іменний покажчик.....</b>                                                                                      | <b>120</b> |
|          | <b>Предметний покажчик.....</b>                                                                                   | <b>121</b> |

## ВСТУП

Найважливіша геофізична задача, що поставлена природою перед людиною - активний вплив на атмосферні процеси. Зі всього різноманіття атмосферних процесів, які впливають на виробничу діяльність людини, слід виділити явища, зумовлені конвективними хмарами, туманами, порушенням екологічного режиму різних шарів атмосфери. Тому досліджуються можливості не тільки прогнозувати ці явища, але і запобігати їм. Штучний вплив може виявитися ефективним засобом підвищення врожаїв, поліпшення видимості, послаблення катастрофічних явищ.

Вплив на атмосферні процеси – це одночасно і метод пізнання законів природи. Відгук атмосфери на вплив в строго контрольованих дослідах, що супроводжуються теоретичним аналізом, дозволяє визначати, наскільки вірні наші уявлення про фізичні процеси, які відбуваються в атмосфері, оцінити надійність інформаційно-вимірювальної апаратури, що контролює стан атмосфери.

Атмосфера – це єдина лабораторія, де вдається спостерігати такі унікальні явища як шароподібна блискавка і полярне сяйво, нетеплове радіовипромінювання природних об'єктів і літальних апаратів.

Існує думка, що при розвитку техніки влада природної стихії над людиною зменшуватиметься. Але за умови появи високошвидкісних літаків і потужних ракет все частішими стають випадки штучної ініціації грозових розрядів в хмарах, в яких до підходу до них літальних об'єктів електрична активність не виявлялася. Це один з прикладів відгуку атмосфери на вторгнення людини.

Важливою обставиною, що стимулює необхідність пошуків шляхів управління атмосферними процесами, є збільшене ненавмисне шкідливе втручання людини в ці процеси.

В результаті виробничої та побутової діяльності людини в атмосферу надходять невластиві їй домішки, які додають атмосфері нових властивостей. Наприклад, у великих містах при сході сонця не тільки розсіюється туман, але і одночасно відбуваються фотохімічні перетворення одних домішок в інші, більш шкідливі для людини й оточуючого її тваринного і рослинного світу.

Темп штучної трансформації властивостей атмосфери безперервно зростає, і це примушує думати про неминучі наслідки і контрзаходи, бо можливості людини адаптуватися до умов існування, що погіршуються, значно обмежені.

Крім того, треба пам'ятати про вплив на атмосферні процеси військових аспектів науки. В арсеналі засобів «холодної війни» з'явився новий термін «метеорологічна війна». Із створенням нових

засобів атомної техніки і генераторів електромагнітного випромінювання з'явилися нові можливості впливу на атмосферні процеси, які дозволяють використовувати стратосферу і космос як плацдарм і арену дії. Заборона використовувати у військових цілях вплив на навколишнє середовище стала міжнародною життєвою необхідністю.

Ташкентський форум 1973 р. започаткував проведення міжнародних конференцій з проблем впливу на атмосферні процеси. З того часу вони проводяться регулярно. Займається конференціями Всесвітня метеорологічна організація.

Офіційна історія розвитку впливу на атмосферні процеси налічує трохи більше ста років.

З 1899 по 1902 рр. пройшло декілька міжнародних наукових нарад, присвячених боротьбі з градом, після чого уряди Франції, Італії, Австрії асигнували великі кошти для проведення дослідів гарматного обстрілу градових хмар. В 1910 р. в Британському товаристві прикладних знань було зроблено доповідь про вплив електрики на погоду. В 1931 р. в Нідерландах вперше спромоглися викликати штучний дощ, скинувши з літаків в переохолоджену хмару подрібнену тверду вуглекислоту. Перші досліди зі штучного викликання опадів з переохолоджених хмар були проведені в Радянському Союзі в 50-х роках. На початку 60-х років С. П. Корольов розглядав перспективу використання космічних систем як активного засобу в боротьбі зі стихією.

Ракети та радіолокатори в СРСР стали на протиградовий захист великих територій в середині 60 років ХХ ст.

В Європі й Америці деякі аеродроми та інші важливі об'єкти систематично «розкриваються» шляхом розсіювання туманів і низьких хмар. В хмарах і туманах лазерами пробиваються канали зв'язку літальних апаратів із землею. Штучно створюється купчаста хмарність, інтенсифікуються опади, очищуються від домішок локальні повітряні басейни, викликаються грозові розряди і опади на підході хмарності до об'єктів, які охороняються.

Досвід ліквідації наслідків аварії на Чорнобильській АЕС показав, що штучний перерозподіл опадів в період підвищеної радіаційної небезпеки атмосфери, який має на меті зменшити попадання радіоактивних частинок з хмар у водні артерії, є дієвим засобом локалізації радіаційної поразки навколишнього середовища.

Все це поставило на міцний фундамент науку про вплив на атмосферні процеси на користь народного господарства і оборони.

Наука про управління атмосферними процесами націлена на досягнення результатів, що передбачають великий економічний і соціальний ефект. Проте її перспективне планування викликає

труднощі, перш за все тому, що механізм ряду атмосферних процесів, якими передбачається управляти і якими вже управляють, залишається все ще недостатньо пізнаним.

Енергія атмосфери колосальна, і які б не були успіхи штучного вивільнення атомної енергії, сили природи ще довго будуть більш доступні людині. Та все ж атмосферні процеси піддаються розумному управлінню.

Найближчі задачі у сфері впливу на атмосферні процеси:

1. Штучне регулювання опадів. Необхідно визначити можливість одержання додаткових опадів з наявних природних переохолоджених хмар (внутрішньомасових і фронтальних) за допомогою впливу кристалічними реагентами, оцінити економічну ефективність отримання додаткових опадів в різних фізико-географічних регіонах.

2. Пригнічення несприятливих локальних процесів. Необхідно провести додаткові дослідження і оцінити ефективність впливу на:

- гасіння і локалізацію лісових пожеж шляхом штучного викликання опадів;

- запобігання гроз шляхом зменшення величин електричних полів, що утворюються в хмарі, і штучне пригнічення висхідних потоків направленими вниз струменями.

3. Пошук способів впливу на хмари та тумани.

4. Удосконалення методів запобігання граду. Оцінити економічну доцільність організації протиградового захисту, виходячи з частоти та інтенсивності градобою.

5. Удосконалення методів розсіяння переохолоджених туманів і хмар. Розробити техніку тривалої підтримки безхмарного неба в заданому районі. Створити чисельні моделі передбачення результатів впливу.

6. Пошук нових реагентів для стимулювання кристалізації. Створення способів введення їх в хмари, розробки нових засобів і приладів, що забезпечують проведення активних впливів.

7. Дослідження можливостей впливу на процеси мезометеорологічного і синоптичного масштабу і, зокрема, на циклонічні утворення атмосфери. Отримати уявлення про можливість активних впливів на метеорологічні процеси, енергія яких на один – два порядки більша за енергію процесів, що піддаються впливу на цей час.

8. Оцінити ненавмисні впливи на клімат, спричинені людською діяльністю. Вивчити можливість активних перетворень деяких рис клімату. З'ясувати вплив на клімат промислового виробництва енергії, зміни концентрації вуглекислоти і запыошеності атмосферного повітря, розрахувати зміну вологообігу при проведенні крупних гідротехнічних заходів.

Різноманітність природних ландшафтів в Україні та особливості циркуляційних процесів є причиною досить частої повторюваності різних небезпечних явищ, здатних завдавати відчутного збитку економіці країни. Катастрофічні повені в Карпатах, засухи, зливи, грози, град призводять до значних втрат в сільськогосподарському виробництві, ускладнюють функціонування ліній зв'язку і електропередач, порушують роботу аеропортів.

Україна на більшій частині своєї території представлена високородючими ґрунтами з величезним потенціалом урожаїв зернових, овочевих і технічних культур високої продуктивності. Сильна засуха 1931-32 років, що призвела до неврожаю на величезних площах європейської частини СРСР, і, як наслідок, до великих людських жертв, примусила впритул займатися проблемою викликання штучних опадів. У 1931 році в Москві відбулася Всесоюзна конференція по боротьбі із засухою, а в 1933 році відбулася Перша Всесоюзна нарада з питань штучного регулювання опадів і боротьби з туманами. З того часу і до початку Другої світової війни в галузі впливів на погоду працювала значна кількість радянських учених, фізиків і метеорологів (з них Аганін М.А., а пізніше Федосєєв В.А. – в Одесі).

Іншим важливим дослідженням є оцінка можливостей отримання додаткових опадів з конвективних хмар, наведена в монографії Прихотько Г.Ф. «Штучні опади з конвективних хмар». Автором детально аналізується ряд дослідів по засіву з літака конвективних хмар, визначаються критерійні значення параметрів хмар, дія на які може бути успішною.

Великий внесок у розвиток активних впливів на погоду на Україні вніс І.П. Половина. Найвідоміші його монографії «Вплив на внутрішньомасові хмари шаруватих форм» і «Розсіяння переохолоджених шаруватоподібних хмар і туманів» є результатами узагальнення великого числа натурних експериментів з впливу на хмари шаруватих форм і тумани з метою їх розсіяння при застосуванні як реагента твердої вуглекислоти. Отримані в результаті дослідження хмар за допомогою літаків-лабораторій, оснащених метеорологічними приладами, цінні експериментальні дані послужили основою для створення загальної картини полів шаруватоподібної хмарності в регіоні, придатної для розсіяння, розробки методик дії на великих і малих площах із застосуванням холодореагентів.

У 70-і роки в УкрНДГМІ отримав розвиток напрям з активних впливів, регламентуючий структуру експериментів з детальною розробкою плану робіт і подальшим його уточненням в міру необхідності, вибором експериментальної одиниці залежно від різновиду об'єктів впливу, розробкою математичного апарату для оцінки експериментів, оцінкою конкретних експериментів і т.п. Роботи

проводилися групою учених під керівництвом Корнієнко Є.Є. на експериментальному метеорологічному полігоні.

Разом із згаданими дослідженнями в УкрНДГМІ широкого розвитку набули прикладні роботи по дослідженню льодоутворюючих аерозолів. Результати проведених досліджень лягли в основу математичного моделювання як мікроструктури хмар різних типів в умовах природного розвитку і при активній дії, так і динаміки хмар і хмарних комплексів внаслідок різного роду збурень (Буйков М.В., Пірнач А.М., Лесков Б.Н., Волощук В.М. та ін.)

Цикл робіт з вивчення мікроструктури теплих приморських туманів, що значною мірою ускладнюють роботу порту, був виконаний в Одеському гідрометеорологічному інституті (Яворський А.Ю., Школьнік Є.П., Епімахова Р.М., Домрачев А.Є. та ін.). Проведені дослідження на спеціальному обладнаному метеорологічному полігоні ОГМІ дозволили одержати структуру теплих туманів і виявити її зв'язки з параметрами зовнішнього середовища. Роботи виконувалися з метою штучного розсіяння теплих туманів.

Вперше протиградові роботи на території України були організовані в Криму в 1965 році під керівництвом Гайворонського І.І. (Центральна аерологічна обсерваторія).

У 70-ті роки минулого століття в ОГМІ під керівництвом Медведєва Г.А. було проведено детальне дослідження градових процесів на півдні України – від умов розвитку конвективних хмар і аналізу їх параметрів радіолокацій до характеристик збитків від градобой в регіоні і рекомендацій щодо доцільності захисту сільськогосподарських культур від граду.

Організація виробничого захисту сільськогосподарських культур від градобой в Одеській області була зумовлена необхідністю знизити збиток, який щорічно наноситься градом цінним культурам і насадженням. Державним комітетом з гідрометеорології та охорони навколишнього середовища при Раді Міністрів СРСР в кінці 1977 року було вирішено організувати на території Одеської області протиградовий загін, який спочатку функціонував у складі Кримської служби активних дій на гідрометеорологічні процеси.

На території України сьогодні функціонують дві організації, які проводять виробничі роботи по захисту сільськогосподарських культур – це Кримська воєнізована служба з активних впливів на гідрометеорологічні процеси, яку очолює Сирота Володимир Миколайович, та Одеська воєнізована служба з активних впливів на гідрометеорологічні процеси, яку очолює Данов Євгеній Іванович.

Принципи дії на градові процеси базуються на сучасних уявленнях про механізм утворення граду. Стан вивченості процесу градоутворення в конвективній хмарі, який ґрунтується на результатах інструментальних

спостережень і різних фізико-математичних моделях, залишає безліч невирішених питань. Ці питання стосуються складної взаємодії атмосферних процесів різного масштабу, а відносна недоступність таких хмар для прямих інструментальних спостережень є причиною відсутності чітких уявлень про порядок величин метеорологічних елементів хмари, особливо у момент її максимального розвитку.

Практика районування території Одеської області за ступенем градонебезпечності, дозволила продовжити подібні дослідження у ряді областей України з метою планування організації протиградових робіт. Роботи виконувалися на замовлення Державного комітету СРСР з гідрометеорології і контролю природного середовища. Виконання цієї тематики здійснювалося протягом десяти років, по 1991 рік включно, співробітниками науково-дослідного сектора ОГМІ, викладачами і студентами кафедри активних дій і радіолокації (під керівництвом Данової Г.М.), фахівцями Одеської воєнізованої служби з активних впливів на гідрометеорологічні процеси.

Експеримент з викликання додаткових опадів на території, що охороняється від граду, є наступним крупним сумісним проектом Одеської протиградової служби й ОГМІ. Ця задача визначається, з одного боку, необхідністю отримання додаткових опадів в регіоні з дефіцитом зволоження, а з другого – наявністю протиградового полігону, технічно оснащеного засобами спостережень за об'єктами впливу, густої мережі вимірювання опадів, систем для запуску протиградових виробів.

Для стабільного отримання високих урожаїв може йтися не тільки про отримання додаткових опадів, а про їх перерозподіл, тобто, в окремі місяці опади можуть приносити негативний ефект (наприклад, заважати збиранню врожаю). Активна дія в цьому випадку повинна зводитися до зменшення (або припинення) природних опадів.

Таким чином, розвиток в світі та Україні роботи з активних впливів на гідрометеорологічні процеси продовжується протягом більш ніж 50 років. В науці про управління погодою використовуються новітні досягнення фізики хмар та фізичної хімії, термодинаміки атмосфери та математичної статистики, прикладної метеорології. Ці досягнення обов'язково повинні стати одним з важливіших чинників розвитку виробничих сил сучасного суспільства.

# 1. Фазові переходи води в атмосфері і шляхи управління ними

## 1.1. Основні положення теорії фазових переходів

В багатьох процесах, що вивчаються метеорологією, провідна роль належить фазовим переходам води. Вода у всіх трьох агрегатних станах - твердому, рідкому і газоподібному – бере участь в більшості процесів, пов'язаних з формуванням погоди.

В природі часто зустрічаються системи, утворені з води в її різних агрегатних станах, причому в цих системах безперервно спостерігається перехід води з одного стану в інший - замерзання, танення, випаровування і конденсація.

У такому разі говорять про різні фази води, розуміючи під фазою фізично однорідні частини системи, здатні переходити одна в іншу. Для системи, що складається з однієї речовини, поняття «фаза» і «агрегатний стан» співпадають.

В кожній системі, що складається з декількох фаз, в результаті молекулярного обміну постійно відбувається перехід з однієї фази в іншу, і часто в ході таких процесів настає деяка стала рівновага, при якій припиняється всілякий зовнішній прояв фазових переходів, - настає фазова рівновага. Система, що прийшла в стан рівноваги, може знаходитися в ньому до того часу, поки зовнішні умови середовища залишаються постійними. Такий стан системи називається *рівноважним, стабільним*.

Для замкнутих систем стабільність визначається умовою постійності ентропії в часі.

Для характеристики фазової рівноваги та умов переходу застосовується поняття термодинамічного потенціалу [7].

*Термодинамічний потенціал* є найважливішою функцією, яка витікає з першого і другого початків термодинаміки.

Запишемо перший початок термодинаміки (рівняння збереження енергії) у вигляді:

$$dQ = du + pdv, \quad (1.1)$$

де  $dQ$  – кількість тепла, яка була передана системі;

$du$  – приріст внутрішньої енергії;

$pdv$  – робота проти зовнішніх сил тиску.

Виразимо  $dQ$  через ентропію  $\varphi$ , для цього скористаємося співвідношенням:

$$d\varphi \geq \frac{dQ}{T} \text{ або } dQ \leq Td\varphi,$$

$$Td\varphi = du + pdv,$$

$$du + pdv - Td\varphi \leq 0.$$
(1.2)

Знак рівності відноситься до зворотних процесів, нерівності - до незворотних.

Оскільки перехід з однієї фази в іншу відбувається при постійних температурі і тиску пари, то можна отримати:

$$dS = d(u - T\varphi + pv).$$
(1.3)

Термодинамічним потенціалом називається сума:

$$S = u - T\varphi + pv.$$
(1.4)

При всіх незворотних процесах відбувається зменшення термодинамічного потенціалу  $dS < 0$ .

При рівноважних процесах ( $dS = 0$ ).

*Зворотний процес.* Якщо під дією зовнішніх сил або зовнішнього теплообміну система в процесі перетворень проходить ряд послідовних рівноважних станів, то такий процес є зворотним.

Фазові перетворення за своєю сутністю – процеси незворотні, незалежно від того, рівноважними чи нерівноважними є їх початкові та кінцеві стани.

*Ознакою беззворотності* для замкнутих систем є зростання ентропії, наближення її до максимального значення.

Замкнута система, яка залишена сама по собі, повинна прийти до *стабільного стану*. Час, за який це відбудеться, називається *часом релаксації*  $\tau$ .

Якщо час релаксації  $\tau$  стабільного стану малий в порівнянні з часом протікання даного процесу, припустимо застосовувати закони рівноважних стабільних станів [7].

Такі стани називатимемо *квазірівноважними*, а процеси переходу з одного *квазірівноважного* стану в інший – *квазізворотними*. Якщо час релаксації достатньо великий у порівнянні з часом протікання даного процесу, то система знаходиться в нестійкому стані, в так званому *метастабільному стані*.

Розглянемо основні положення флуктуаційної теорії фазових перетворень. Суть її в тому, що:

- в будь-якій термодинамічній системі, окрім повільної зміни ентропії в часі, що визначається другим початком термодинаміки,

відбуваються швидкі флуктуаційні зміни параметрів системи, а отже, і ентропії.

Якщо система знаходиться в стабільній рівновазі, це означає, що ніякі флуктуації не можуть вивести її з цієї рівноваги.

Система, що знаходиться в метастабільній рівновазі, обов'язково перейде в стан стабільний. Для цього необхідно, щоб в результаті флуктуації параметрів системи утворився зародок стабільної фази, подальше зростання якого буде пов'язано зі збільшенням ентропії, тобто з незворотним наближенням системи до більш стійкого стабільного стану.

Такі зародки називаються *гетерофазними* (на відміну від *гомофазних*, які розпадаються при збільшенні ентропії системи).

Перепад ентропії, необхідний для утворення гетерогенних зародків, є потенційним *ентропійним бар'єром*. В загальному випадку система може мати декілька бар'єрів, подолання будь-якого з них виводить систему з метастабільної рівноваги. Це може трапитися тільки в результаті флуктуацій, оскільки в замкнутих системах саме вони можуть викликати зменшення ентропії.

Аналогію між стабільним і нестабільним станом системи та умовами механічної рівноваги показано на рисунку 1.1

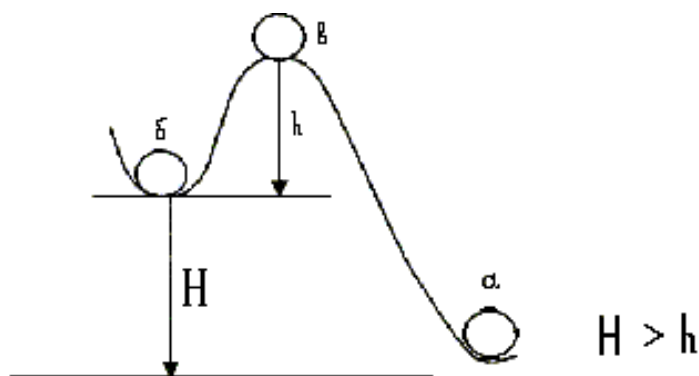


Рисунок 1.1 – Механічний аналог кінетичних відносин.

- (а) - куля знаходиться в стані стабільної рівноваги;
- (б) - куля знаходиться в метастабільному стані.

Припустимо, що, коли внутрішня енергія порівняно велика, є мала ймовірність переходу кулі із стану (а) в стан (б) (хоча за нормальних умов така ймовірність близька до нуля).

З імовірністю більше нуля куля з положення (б) опиниться в положенні (в) або скотиться назад в положення (б). Висота  $h$  в поєднанні із зовнішньою енергією кулі може служити аналогом ступеня стійкості метастабільної рівноваги.

Куля на гребені знаходиться в нестійкій рівновазі. Таке положення є аналогом гетерофазного зародку. Подолавши бар'єр, куля скотиться в положення стабільної рівноваги, в положення (г). Воно символізує перехід з метастабільного стану в стабільний (швидкий). Час релаксації стабільної рівноваги визначається (аналогічно) сумою часу, необхідного для подолання бар'єру  $h$ , і часу, необхідного для подальшого проходження різниці висот від  $H + h$  до нуля, ці значення часу можна порівняти.

## 1.2. Рівновага фаз

В кожній системі, що складається з декількох фаз в результаті молекулярного обміну, постійно відбувається перехід речовини з однієї фази в іншу і настає момент, коли між ними досягається рівновага, яка має рухомий, динамічний характер.

Для характеристики фазового переходу використовується поняття термодинамічного потенціалу [7].

$$S = u - T\varphi + pv.$$

При зворотних процесах  $dS = 0$ , для незворотних  $dS < 0$ .

Якщо при всіх можливих незворотних процесах термодинамічний потенціал зменшується, то при рівновазі фаз він досягає свого мінімуму, що і є необхідною умовою для рівноваги фаз при заданих значеннях параметрів  $T$  і  $p$ .

Для системи, що складається з одного компонента, при рівновазі фаз повинна виконуватися рівність їх питомих термодинамічних потенціалів. У фізичній хімії для характеристики рівноваги користуються правилом фаз (Гіббса).

$$F = k - n + 2, \quad (1.5)$$

де  $k$  – кількість компонентів системи;

$n$  – кількість фаз;

$F$  – число ступенів свободи (число незалежних параметрів, що визначають рівновагу системи).

Якщо стан однорідної системи характеризується точкою, що лежить на діаграмі у відповідній області для цієї фази, то стан рівноваги стійкий (рис. 1.2). Якщо дві фази в системі, то стійка рівновага буде між ними визначатися значеннями тиску і температури, що відповідають кривим, які їх розділяють.

Діаграма характеризує фазову рівновагу і дозволяє дати оцінку, в якому положенні знаходиться система, тому носить назву графіка рівноваги фаз. За допомогою графіка можна легко визначити умови, які потрібні для рівноваги фаз, але не можна сказати, що необхідно для

переходу системи з нестійкого стану в стійкий за тих же умов температури і тиску [2, 9].

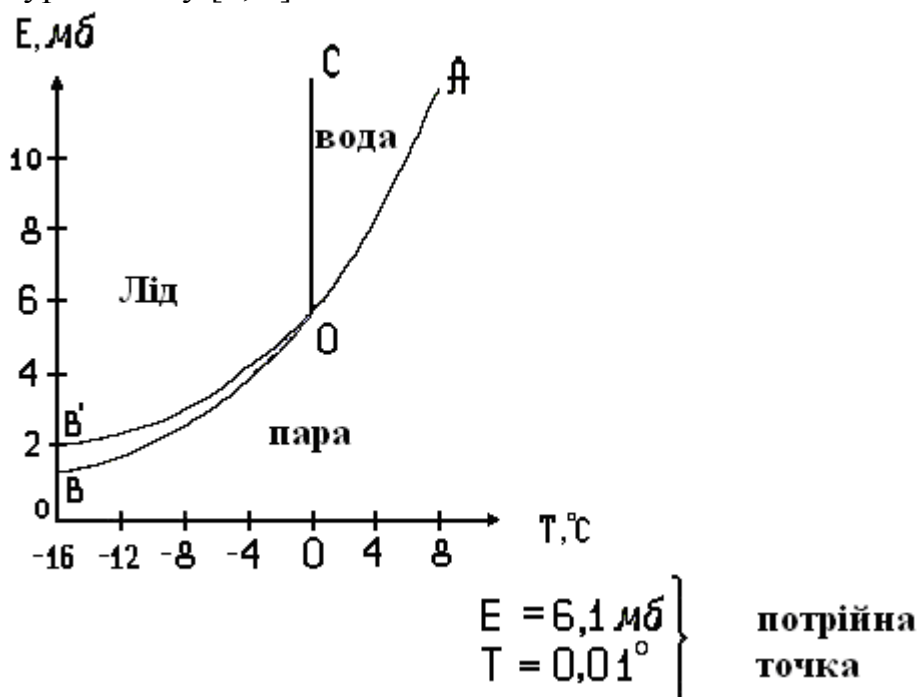


Рисунок 1.2 – Діаграма фазової рівноваги

$OA$  – лінія випаровування відповідає рівновазі між водою і паром;

$OB$  – лінія сублімації відповідає пружності насичення понад льодом;

$OB'$  – лінія насичення над водою (переохолодженого повітря);

$OC$  – лінія плавлення відповідає рівновазі між водою і льодом.

Умовою, що визначає рівновагу системи при незмінних  $T$ ,  $p$ , є мінімум термодинамічного потенціалу.

### 1.3. Фазовий стан конденсату при гомогенній конденсації

*Спонтанна конденсація* – термодинамічно незворотний процес, який забезпечує гомогенне утворення частинок при швидкому охолодженні водяної пари в хмарі або тумані. Якщо основна маса водяної пари не встигає стікати на краплі, кристали, ядра конденсації, то вологість збільшується, і пересичення може досягти значень, при яких починається інтенсивна гомогенна спонтанна конденсація.

Розглянемо випадок, коли стоки відсутні або роль їх мала, тобто в повітрі миттєво створюється пересичення більше або менше від критичного [7].

З рисунка 1.3 виходить, що пересичення значно перевищує одиницю (100%) й зі зниженням температури зростає.

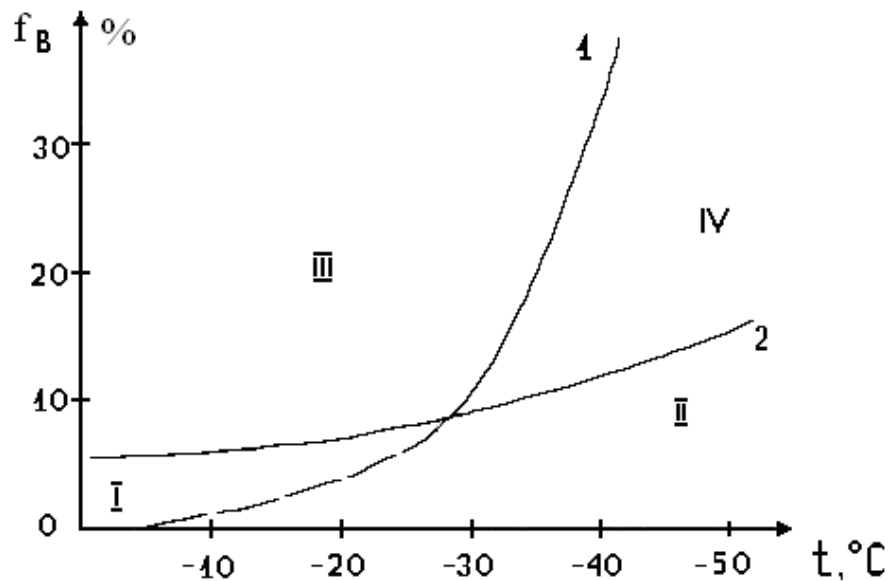


Рисунок 1.3 – Залежність фазового стану конденсату від пересичення і температури

- I - перехід п → тільки в зворотний;
- II - перехід п → в переважно зворотний;
- III - перехід п → в переважно незворотний;
- IV - перехід п → л переважно незворотний.

Нижче за криву 1 практично можлива лише термодинамічно зворотна конденсація. Вище за криву 1 повинна йти спонтанна конденсація з помітною швидкістю, що збільшується з віддаленням по осі V від цієї кривої. Лінія 1 визначає нижню межу інтенсивної спонтанної конденсації. Теоретично спонтанна конденсація починається, як тільки вологість перевищує одиницю (тобто  $f > 1$ ).

Нас цікавитиме фазовий стан конденсату, що утворюється, - вода або лід.

Припустимо, що в повітрі створилося критичне пересичення

$$f_{кр} = \left( \frac{p}{p_n} \right)_{кр}, \quad (1.6)$$

при якому відбувається інтенсивна спонтанна конденсація.

Характеризуємо пересичення водяної пари відносно вологістю повітря по відношенню до води  $f$ . Тоді для гетерофазних водяних зародків отримаємо

$$\frac{2\sigma_{\text{в-п}}}{\rho_{\text{в}}} \frac{1}{r_{\text{в}}} = \frac{kNT}{\mu} \ln f, \quad (1.7)$$

де  $\mu$  – відносна молекулярна маса;  
 $N$  – число Авогадро;  
 $r_{\text{в}}$  – радіус водяного зародка;  
 $\rho_{\text{в}}$  – густина води;  
 $k$  – стала Больцмана;  
 $\sigma_{\text{в-п}}$  – питома поверхнева енергія на межі фаз.

Для гетерофазних льодяних зародків отримаємо

$$\frac{2\sigma_{\text{л-п}}}{\rho_{\text{л}}} \frac{1}{r_{\text{л}}} = \frac{kNT}{\mu} \ln \left[ f \frac{E_{\text{в}}}{E_{\text{л}}} \right], \quad (1.8)$$

де  $r_{\text{л}}$  – радіус льодяного зародку;  
 $\rho_{\text{л}}$  – густина льоду;  
 $E_{\text{в, л}}$  – тиск насиченої водяної пари біля плоскої поверхні межі фаз (води або льоду).

Ліворуч від кривої 2 знаходиться область спонтанного утворення переважно водяного конденсату ( $\text{п} > \text{в}$ ), праворуч – область спонтанного утворення переважно льодяного конденсату ( $\text{п} > \text{л}$ ). Оскільки з помітною швидкістю спонтанна конденсація може відбуватися тільки вище за криву 1, то відрізок кривої 2, що знаходиться нижче від кривої 1, виявляється умовним.

Температурна межа, нижче якої водяна пара переходить переважно в лід, залежить від пересичення, але діапазон зміни порівняно невеликий, приблизно від  $-30$  до  $-40^{\circ}\text{C}$ .

Щоб спонтанно утворилися переважно льодяні частинки, необхідне охолодження пари з достатньо великою швидкістю до температури  $-30^{\circ}\text{C}$  і нижче.

Згідно розрахунків імовірність утворення льодяних частинок достатньо велика, якщо температура конденсації  $-30^{\circ}\text{C}$  і нижче. Це означає, що водяну пару, яка знаходиться в стані насичення в хмарі (тумані) при від'ємній температурі, необхідно ізобарично охолодити як мінімум до  $-30 \dots -40^{\circ}\text{C}$ , щоб в ньому почали спонтанно утворюватися льодяні частинки. Для досягнення великої швидкості льодоутворення потрібні більш низькі температури охолодження. Саме тому в якості реагентів використовують речовини, що мають низьку температуру кипіння ( $-60^{\circ}\text{C}$  і нижче).

В якості холодореагентів при впливі на хмари і тумани використовуються стислі під високим тиском або зріджені гази, а також кристалічні речовини з низькою температурою випаровування [7].

Введення таких речовин в хмару (туман) призводить до локального зниження температури водяної пари, яке тим більше, чим нижча температура рівноваги речовини. Відомі речовини з більш низькою температурою рівноваги (нітроген, кисень, водень). Використання таких речовин дозволяє досягати більшого ефекту охолодження. Проте вибраний холодореагент повинен бути слабо розчинним у воді. Треба враховувати можливість термостатування, спосіб зберігання і доставки.

Можливий варіант, коли водяна пара, що має високу температуру насичення, охолоджується до температури хмари, тобто в хмару, яка розглядається як холодильник, вводиться перенасичена по відношенню до нього водяна пара. Практично здійснити такий процес складно, оскільки пересичена пара не повинна бути сильно перегрітою, інакше хмара нагріватиметься.

#### 1.4. Кристалізуюча дія холодореагентів

Існують речовини, при введенні яких в хмару в *диспергованому* стані починається інтенсивна кристалізація.

Високу льодоутворювальну активність має  $AgI_2$ , аерозоль йодного срібла, що утворюється при термічній сублімації.

Характеристики активності реагенту:

1.Поріг кристалізації – максимальна температура, при якій кристалізація йде з помітною швидкістю.

2.Льодоутворювальна активність – число льодяних частинок, що утворюються в переохолодженій хмарі при диспергуванні одиниці маси реагенту при даній температурі за характерний час.

*Диспергування* – це розщеплювання (подрібнення) речовини.

Активність і поріг активності залежать від фізико-хімічних властивостей реагенту, від температури і вологості повітря, від способу введення реагенту в хмару.

На прикладі  $AgI$  розглянемо дію кристалізуючих реагентів з погляду флуктуаційної теорії фазових переходів.

Гетерофазні льодяні зародки на поверхні  $AgI$  можуть утворюватися як в результаті безпосереднього переходу водяної пари в лід, так і в результаті переходу пари у воду з подальшим утворенням площинного зародка льоду в плівці води на поверхні частинок  $AgI$ .

Експериментальні дані, отримані в результаті обробки в камері крапель води потоком аерозолі  $AgI$  до моменту її замерзання, говорять про таке [7].

Робота утворення зародка льоду в парі  $п \rightarrow л$  складає  $\sim 10^3$  при  $t = -12,0^\circ C$  (температура, при якій пружність водяної пари по відношенню до льоду максимальна). Для порівняння – робота при  $п \rightarrow в$   $\sim 10$ , на три порядки менше. Перехід пари в лід має незначну імовірність в порівнянні з переходом пари у воду.

Розрахуємо імовірність утворення льодяних кристалів на частинках  $AgI$ , введених в хмару [7].

Для даної температури рівняння імовірність утворення двовимірного зародка записується так

$$W'_{в \rightarrow л} = \frac{N}{N_0} = 1 - \exp \left[ -\Omega'_{в \rightarrow л}(T) 4\pi r^2 \tau \right], \quad (1.9)$$

де  $N$  – число частинок  $AgI$ , на яких утворилися льодяні кристали (льодоутворювальна активність);

$N_0$  – число частинок  $AgI$ , доставлених в хмару;

$W'_{в \rightarrow л}$  – відносне число крапель води, що перейшли в лід;

$\Omega'_{в \rightarrow л}$  – імовірність флуктуаційного утворення молекулярних скупчень з густиною і структурою стабільної фази;

$r$  – радіус частинок  $AgI$ ;

$\tau$  – час існування аерозолі в хмарі.

При малих значеннях показника експоненти:

$$\frac{N}{N_0} = 4\pi r \Omega(T) \tau \quad (1.10)$$

величину  $N_0$  можна розглядати як граничне значення  $N$  при  $\tau \rightarrow \infty$ .

Оскільки розрахунок активності ведеться на одиницю маси реагенту, то

$$r = \left( \frac{4}{3} \pi \rho_p N_0 \right)^{-1/3}, \quad (1.11)$$

де  $\rho_p$  - густина реагенту.

Розрахунки і досліди показують, що зі зниженням температури швидкість перетворення  $AgI$  в центри кристалізації поступово збільшується і залежить від часу  $\tau$  при  $\tau \rightarrow \infty$ ,  $N_0 \rightarrow N$ .

Пошуки нових реагентів були пов'язані з необхідністю максимально збільшити їх активність при температурах, близьких до  $0^{\circ}\text{C}$ , знайти дешеві і абсолютно нетоксичні реагенти.

*Умови високої активності реагентів:*

1) добра їх здатність диспергувати, яка дозволяє отримати оптимальну сумарну поверхню аерозольних частинок реагенту;

2) частинки реагенту повинні бути високогігроскопічними - легко обволікатися водою.

Кажучи про активність реагентів як про ймовірність утворення на них льодяних частинок, доки не згадувалося про подальшу їх долю – будуть льодяні частинки рости або випаровуватися, що визначається їх розміром і пружністю насичення по відношенню до них.

При температурах, близьких до нуля, тільки достатньо крупні частинки гетерофазні по відношенню до переохолодженої хмари. Цим обмежується доцільність дроблення реагенту на дрібніші частинки.

Диспергування реагенту повинне передбачати температуру, при якій він найбільш активний.

З підвищенням температури (наближенням її до нуля) активність всіх реагентів типу  $AgI$ , незалежно від їх фізико-хімічних властивостей, різко зменшується, оскільки при цьому збільшується гетерофазний розмір льодяних кристалів в переохолодженій хмарі.

При дослідженні фазових переходів застосовується рентгенівський аналіз, він дозволяє визначити за інтенсивністю ліній спектра пропорційну їм кількість атомів відповідного елемента.

### **1.5. Гігроскопічні та поверхнево-активні речовини в ролі регуляторів конденсаційних процесів**

*Гігроскопічність* – властивість речовин поглинати (сорбирувати) вологу з навколишнього повітря.

Ця властивість характерна водним розчинам солей  $NaCl$ ,  $CaCl_2$  і кислотам. Зниження пружності насичення над частинками, що містять вказані розчини, викликає потік пари до них і прискорює зростання крапель. Відомо, що цей процес визначається концентрацією розчинів [7].

Із зростанням крапель розчину концентрація солей або кислот падає і ефект гігроскопічності зменшується. Гігроскопічні речовини (реагенти) використовуються як стимулятори конденсаційних процесів в хмарах і туманах. На відміну від гігроскопічних речовин, які рівномірно розподіляються у всьому об'ємі краплі, *поверхнево-активні речовини (ПАР)* мають властивість нагромаджуватися в поверхневому шарі розчинника (біля поверхні розділу фаз) і змінюють його властивості:

1) знижують міжфазний натяг;

2) знижують пружність насичення пари в повітрі на межі з водним

розчином ПАР;

3) зменшують механічну нестійкість води в диспергованому стані;

4) зменшують ефективність переходу молекул водяної пари в конденсуючий стан при наближенні їх до поверхні розчину ПАР (коефіцієнт конденсації або акомодатії);

5) ПАР знижує випаровування води, якщо в навколишньому просторі вологість менша насиченої.

Залежно від конкретних властивостей ПАР та їх концентрації, а також вологості повітря концентрація в атмосфері пересиченої пари може або збільшуватися, завдяки зниженню пружності водяної пари, або зменшуватися – завдяки *коефіцієнту акомодатії*.

ПАР – це в більшості погано або обмежено розчинні речовини у воді. Отже, якщо у воду ввести сілан диметілдіхлорсіліциум, який тонкою плівкою (товщинна порівняна з молекулярними розмірами) покриває воду, то по відношенню до водяної пари, що міститься в зовнішньому середовищі, поверхня краплі, що покрита ПАР, виявляється гідрофобною, хоча і посилюється потік водяної пари до краплі за рахунок зменшення пружності насичення.

*Гідрофільність* – властивість тіл змочуватися водою, *гідрофобність* – не змочуватися.

У зв'язку з цим сілан та інші, аналогічні йому ПАР, використовуються як сповільнювачі розвитку туману. Такі ПАР сприяють зменшенню активності ядер конденсації (або крапельок туману), тобто вони справляють *пасивуючу дію*.

Протилежністю ПАР є ПІАР – *поверхнево-інактивні речовини*, що сприяють підвищенню поверхневого натягу і тиску насиченої пари, зменшенню коефіцієнта акомодатії.

Змінюючи за допомогою ПАР поверхневі властивості ядер конденсації або крапель, можна змінити швидкість їх конденсаційного зростання, а отже, і видимість в тумані. ПАР, крім використання в аерозолях, застосовуються для зменшення випаровування з поверхні водоймищ, їх можна використовувати з метою запобігання туманам випаровування [7].

## **1.6. Конденсаційне і коагуляційне зростання частинок в хмарах**

Розглянемо двофазні аерозольні системи води в рідкому і пароподібному стані. Такі системи спостерігаються в природних умовах у вигляді хмар і туманів при позитивних температурах, а також при від'ємних в переохолодженому стані. Основною причиною конденсаційного укрупнення або випаровування частинок в таких аерозолях є зміна температури. Воно викликається причинами,

головними з яких є переміщення повітря під дією вертикальних струмів, натікання повітряної маси на більш холодну підстильну поверхню, радіаційний теплообмін аерозолі з навколишнім середовищем. Використовуємо рівняння Клаузіуса-Клапейрона [12]

$$\frac{dE}{dT} = \frac{LE}{R_n T^2}, \quad (1.12)$$

де  $R_n$  – питома газова стала водяної пари;

$E$  – тиск насичення пари;

$T$  – температура повітря;

$L$  – енергія перетворення фаз.

Візьмемо інтеграл рівняння (1.12) в межах від  $T_0$ ,  $E_0$  до  $T$ ,  $E$ .  
Отримаємо

$$\ln \frac{E}{E_0} = \frac{L}{k} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \quad (1.13)$$

або

$$E = E_0 e^{\frac{L}{k} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)} \quad (1.14)$$

При  $T_0 = 273,15$  К,  $E_0 = 6,1078$  гПа, підставивши всі значення, після переходу до десяткового логарифма отримаємо

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{8,61503 \cdot t}{273,15 + t}}, \quad (1.15)$$

де  $t$  – температура,  $^{\circ}\text{C}$ .

Аналогічні формули шляхом заміни  $L$  на  $L_c$  можна отримати для тиску насичення над поверхнею льоду  $E_l$

$$E_l = E_0 \cdot 10^{\frac{9,76421 \cdot t}{273,15 + t}}. \quad (1.16)$$

Зі зниженням температури знижується пружність пари над льодом.

Цей висновок дуже важливий за наявності в хмарі льоду і переохолодженої води. При насиченні пари над водою настає значне пересичення його понад льодом.

Найбільша різниця  $\Delta E$  при температурі:  $t = -12^{\circ}\text{C}$ . При цьому може відбуватися інтенсивна перегонка пари з крапель у присутності кристалів.

Хай крапля має форму сфери радіусом  $r_k$ , оточимо її сферою радіусом  $r$ . Позначимо через

$S_k$  – масову частку водяної пари біля поверхні краплі;

$S$  – масову частку водяної пари в навколишньому повітрі;

тоді, при  $S > S_k$  – відбувається процес конденсації;

$S < S_k$  – відбувається процес випаровування.

Значення швидкості конденсації  $I_k$  можна знайти за рівнянням:

$$I_k = 4\pi r_k \rho D_n (S_k - S). \quad (1.17)$$

Очевидно, що конденсація водяної пари на поверхні краплі відбуватиметься при пересиченому водяною парою навколишньому повітрі при  $S > S_k$ . В протилежному випадку при  $S < S_k$  відбуватиметься процес випаровування водяної пари з поверхні краплі.

В початковій стадії розвитку хмар основну роль в процесі укрупнення зародкових хмарних елементів відіграє конденсація водяної пари. Особливо швидко відбувається зростання хмарних елементів після появи в хмарі разом з переохолодженими краплями кристалів льоду, коли хмара стає полідисперсною. В цих умовах починається «перегонка» водяної пари з переохолоджених крапель на кристали льоду завдяки тому, що тиск насиченої водяної пари над водою більший, ніж над льодом [19].

Фізичне значення *конденсаційного зростання крапель* полідисперсних хмар таке:

- якщо пересичення в хмарі велике, то ростуть всі краплі;
- якщо пересичення невелике, то ростуть крупні краплі, а дрібні випаровуються.

Швидкість росту крапель збільшується із збільшенням швидкості охолодження аерозолі, проте більшою мірою вона залежить від температури аерозолі.

Після того, як краплі і кристали льоду зростають до розмірів  $r = 20...60\text{мкм}$ , основну роль починає відігравати *процес коагуляції* хмарних частинок. Явище коагуляції зумовлене різною швидкістю падіння крапель і кристалів - гравітаційна коагуляція. Існує також різновид коагуляції, яка зумовлена турбулентними і броунівськими рухами в атмосфері. Різноманітні заряджені частинки хмар відіграють основну роль в електричній коагуляції.

### 1.7. Трансформація спектра хмарних крапель при внесенні реагентів, теорія процесів опадоутворення

Розрахунки швидкості конденсаційного росту крапель показали, що зростання дощових крапель ( $\sim 10$  мкм) в хмарах за рахунок конденсації неможливе.

При аналізі умов утворення опадів з чисто водяних хмар необхідно брати до уваги ряд чинників – температуру, водність, розміри хмарних крапель (характер розподілу за розмірами).

Сукупність всіх цих чинників визначає область малих значень швидкості укрупнення крапель (потенційний бар'єр, що перешкоджає переходу хмари в дощову).

З хмар, для яких характерні високі температури і велика водність, повинні випадати крупні краплі дощу при вертикальній потужності всього лише 2 - 3 км [12].

Для подолання потенційного бар'єра, що перешкоджає утворенню опадів в хмарах з меншою водністю і більш холодних, буде потрібний значний розвиток хмари, яке призведе до збільшення водності, перерозподілу крапель за розмірами, укрупнення їх або сильне збільшення потужності хмар.

Потенційний бар'єр зникає при появі в хмарі кристалів льоду. Потенційний бар'єр характеризується мінімальними швидкостями росту падаючих в хмарі крапель, легко долається замерзлими краплями, якщо температура частини переохолодженої хмари низька. Чим ближча температура до  $0^{\circ}\text{C}$ , тим більше часу буде потрібно для подолання цього бар'єра.

Розрахунки показують, що в хмарах неконвективних форм частинки, що замерзли, починають падати вниз відразу після їх замерзання.

В купчастих хмарах замерзлі краплі можуть підійматися вгору в залежності від швидкості висхідних рухів.

В змішаних хмарах головна роль належить кристалізації, отже, штучна кристалізація - основа впливу на переохолоджені хмари.

Випаровування падаючих крапель в підхмарному шарі відбувається при вологості, значно меншій за ту, яка спостерігається в хмарі. Проте у міру випаровування крапель вологість в підхмарному шарі підвищується і збільшується «пробіг» падаючих крапель.

Теорія і досвід показують, що при  $t = -5...-7^{\circ}\text{C}$  і нижче єдиним параметром хмар неконвективних форм, від якого залежить успіх впливу, є вертикальна протяжність хмар. Якщо вона більше 400 – 800 м то, як природна, так і штучна кристалізація хмари забезпечує випадання опадів.

Головна причина - різниця  $E_e \sim E_{\text{дmax}}$  при  $t = -12^0\text{C}$  і швидко зменшується при  $t = 0^0\text{C}$ . Тому при  $\Delta E_{\text{max}}$  штучно створені льодяні частинки, які падають в переохолодженій хмарі, встигають вирости до значних розмірів та залежать від величини вертикального температурного градієнта  $\gamma$ .

Якщо  $\gamma_{\text{ва}}$  великий, то хмара не дасть опадів при будь-якому кристалізуючому реагенті. Тому необхідно оцінити «підготовленість» хмари до опадоутворення.

Якщо умови в хмарі такі, що для утворення опадів не вистачає тільки кристалізації, то введення кристалізуючих реагентів призводить до випадання опадів.

В області позитивних температур до укрупнення крапель призводить введення гігроскопічних речовин і ПАР.

*Контрольні запитання:*

- 1 *Що називається термодинамічним потенціалом?*
- 2 *Який стан системи називається рівноважним?*
- 3 *Що таке зворотний процес?*
- 4 *Що являється ознакою беззворотності процесу?*
- 5 *Що таке метастабільний стан?*
- 6 *Що називається потенційним ентропійним бар'єром?*
- 7 *Що таке спонтанна конденсація?*
- 8 *Чому в якості холодореагентів використовують речовини з низькою температурою випаровування?*
- 9 *Що таке льодоутворювальна активність?*
- 10 *Перерахуйте умови високої активності реагентів.*
- 11 *Дайте визначення гігроскопічності.*
- 12 *Дайте визначення гідрофільності.*
- 13 *Надайте характеристику поверхнево-активним та поверхнево-інактивним речовинам.*
- 14 *Укажіть фізичне значення конденсаційного зростання крапель полідисперсних хмар.*

## 2. Турбулентні струмені в атмосфері

### Основні властивості вільних турбулентних струменів

Дослідження показують, що вертикальні струми в потужних купчастих хмарах, що знаходяться у стадії максимального розвитку, мають характер безперервного струменя. Тому доцільно використовувати для розрахунків термодинамічних параметрів хмари струменеву модель хмарної конвекції, в основі якої лежить теорія вільних струменів.

Типовий струмінь створюється потужним турбореактивним двигуном (ТРД), встановленим на стенді з направленим вгору вихідним соплом. Викинуте вгору гаряче повітря зноситься вітром, траєкторія його руху згинається, одночасно струмінь розширюється в результаті змішування з повітрям із навколишнього простору. Такі струмені, не обмежені твердими стінками, називаються вільними і затопленими. Як правило, вони сильно турбулізовані [7].

Змішуючись з більш холодним повітрям, струмінь охолоджується. Додаткове охолодження відбувається в результаті того, що повітря в струмені виконує роботу розширення по мірі підняття струменя.

Вертикальна швидкість струменя за рахунок ефекту змішування зменшується. Проте, якщо перегрів повітря в струмені достатньо великий, то в результаті дії Архімедового прискорення швидкість струменя не тільки не зменшується, але навіть збільшується.

Струмінь може виявитися теплішим за навколишню атмосферу не тільки на початковій ділянці. Додаткове перевищення температури в струмені по відношенню до атмосфери може створюватися в шарах з термодинамічною нестійкістю, в яких температура падає швидше ніж у самому струмені. В таких шарах струмінь черпає енергію з атмосфери — потенційна енергія термодинамічної нестійкості атмосфери перетворюється в кінетичну енергію струменя.

Якщо на виході двигуна в струмінь безперервно вприскувалася вода, і вологість повітря в ній велика, то при підйомі на деяку висоту (10 – 20 м) починається конденсація і виникає штучна купчаста хмара, аналогічна природним купчастим хмарам.

Якщо припиниться підтікання вологого повітря до основи такої хмари, вона швидко «розсіюється», підтвердивши, наскільки обманливе враження про те, що природні купчасті хмари висять в повітрі, як повітряні кулі. Насправді в турбулентній атмосфері відбувається інтенсивне випаровування хмар і така ж інтенсивна конденсація у висхідному потоці, яка компенсує випаровування.

В атмосферних струменях даного типу прийнято виділяти три ділянки:

1) активна, на якій швидкість руху струменя значно більша за швидкість вітру;

2) пасивна, на якій швидкості руху струменя і вітру практично співпадають;

3) проміжна.

Зрозуміло, що такий розподіл умовний, але в практичних розрахунках без нього не обійтися.

Струмінь – це один з прикладів руху тіл змінної маси, при розгляді яких потрібно використання другого закону руху Ньютона і закону збереження тепловмісту з урахуванням зміни маси тіла, яке рухається.

Виведемо наближені рівняння стосовно активної ділянки струменя. Для зручності будемо вважати:

1) осередненою по горизонталі температуру та швидкість струменя;

2) вертикальну швидкість в навколишньому повітрі рівною нулю (тобто значно менше за вертикальну швидкість на активній ділянці струменя);

3) горизонтальну складову рівною 0 або постійною на всіх даних висотах.

Кількість повітря, що проходить по вертикалі через горизонтальний переріз струменя  $S'$  і за 1 с, називається *вертикально спрямованою секундною масою (ВНСМ)*,  $w$  - вертикальна швидкість в струмені,  $\rho'$  - густина повітря в струмені, тоді [7]

$$ВНСМ = \rho' S' w.$$

Кількість рухів для ВНСМ

$$K = (\rho' S' w) w = \rho' S' w^2. \quad (2.1)$$

Його похідна за часом

$$\frac{dK}{d\tau} = (\rho' S' w) \frac{dw}{d\tau} + w \frac{d}{d\tau} (\rho' S' w). \quad (2.2)$$

На основі того, що зміна в часі кількості руху дорівнює сумі зовнішніх сил  $F$ , що діють на ВНСМ,

$$F = (\rho' S' w) \frac{dw}{d\tau} + w \frac{d}{d\tau} (\rho' S' w). \quad (2.3)$$

Якщо  $ВНСМ = const$ , то другий доданок дорівнює 0, і ми приходимо до звичайного трактування II закону Ньютона для тіл з постійною масою [7].

Для затопленого струменя зовнішньою є сила Архімеда, яка для  $ВНСМ$  рівна добутку величини  $ВНСМ$  на Архімедове прискорення одиничної маси:

$$F = (\rho' S' w) g \frac{\rho' - \rho}{\rho}. \quad (2.4)$$

Нехтуючи різницею тиску в струмені і в навколишньому повітрі, для сухого повітря можна записати

$$F = (\rho' S' w) g \frac{T' - T}{T}, \quad (2.5)$$

де  $g$  – вертикальна складова прискорення сили тяжіння;

$\rho', T'$  – густина і температура повітря в струмені;

$\rho, T$  – густина і температура повітря в середовищі.

Підставивши (2.5) в (2.3), отримаємо рівняння для швидкості в струмені

$$\frac{dw}{d\tau} = g \frac{T' - T}{T} - \frac{1}{\rho' S'} \frac{d}{d\tau} (\rho' S' w) \quad (2.6)$$

або

$$\frac{dw}{d\tau} = \frac{1}{w} \frac{dw}{d\tau} = \frac{d}{w} \frac{T' - T}{T} - \frac{1}{\rho' S'} \frac{d}{d\tau} (\rho' S' w). \quad (2.7)$$

Це рівняння називається *рівнянням Мецгерського* для тіл із змінною масою [7].

Якщо зовнішні сили відсутні ( $T' = T$ ), то отримаємо закон збереження кількості руху для секундної маси в звичайному вигляді

$$\rho' S' w^2 = \text{const}. \quad (2.8)$$

Перейдемо до розгляду закону збереження тепловмісту для струменя.

Враховуватимемо перемішування струменя з навколишнім повітрям і роботу при підйомі струменю вгору. При цьому слід врахувати зміну характеристик зовнішнього середовища за шляхом руху струменя.

Приріст температури в струмені на  $dT'$  і відповідний їй приріст тепловмісту ВНСМ

$$c_p' \rho' S' w dT' \quad (2.9)$$

визначається:

1) приростом тепловмісту за рахунок перемішування з «зовнішнім повітрям»;

$$c_p (T - T') d(\rho' S' w) \quad (2.10)$$

2) роботою Архімедових сил і роботою струменю проти сили тяжіння

$$-\left[ (\rho' S' w) g \frac{T' - T}{T} + (\rho' S' w) g \right] dz, \quad (2.11)$$

де  $c_p'$  – питома теплоємність повітря в струмені;

$c_p$  – питома теплоємність повітря в навколишній атмосфері.

Прирівнявши (2.9) сумі (2.10) і (2.11) і нехтуючи різницею між  $c_p'$  і  $c_p$ , після перетворень отримаємо рівняння для температури струменю, аналогічне рівнянню Мещерського

$$-\frac{dT'}{dz} = \frac{g}{c_p'} \frac{T'}{T} + (T' - T) \frac{d}{dz} (\rho' S' w) \frac{1}{\rho' S' w}. \quad (2.12)$$

Фізичне значення рівняння:

1) перший доданок в правій частині рівняння - вираз для адіабатичного зниження температури з висотою в повітряній частиночці, яка підіймається;

2) друга складова в другій частині рівняння, що відображає роль перемішування, повинна бути пропорційною як різниці температур в струмені і зовні неї  $(T' - T)$ , так і залученню  $\frac{d}{dz} (\rho' S' w)$ .

Якщо  $T$  мале в порівнянні зі змінною, що має місце в газовій динаміці, де розглядають високошвидкісні, сильно нагріті струмені, тоді можна записати [7]

$$\frac{dT'}{dz} = \frac{d(T' - T)}{dz}. \quad (2.13)$$

Якщо перемішування в струмені з навколишнім повітрям відсутнє, то процес стає адіабатичним, другий доданок в правій частині дорівнює нулю, тоді отримаємо формулу сухоадіабатичного градієнту.

Все вище сказане відноситься до струменю сухого повітря. При  $f < 1$  для струменю вологого повітря придатні всі викладення, тільки слід враховувати при розрахунку Архімедового прискорення віртуальну поправку до температури [7]

$$T_\theta = T \left[ 1 - \frac{e}{p} \left( 1 - \frac{\mu}{M} \right) \right]^{-1} \approx T \left[ 1 + \frac{e}{p} \left( 1 - \frac{\mu}{M} \right) \right] = T + \Delta T_\theta. \quad (2.14)$$

Вище за рівень конденсації (співпадаючим з  $f' < 1$ ) в рівняння (2.12), в його праву частину слід додати доданок, що враховує виділення тепла конденсації

$$\frac{L}{c_p'} \left[ \frac{Q' - q}{\rho' S' w} \frac{d}{dz} (\rho' S' w) + \frac{dQ'}{dz} \right], \quad (2.15)$$

де  $L$  – питома теплота пароутворення;

$Q$  – питома вологість насичення в струмені;

$q$  – питома вологість в атмосфері.

Нижче за рівень конденсації розрахунок вологості в струмені можна вести по аналогічному рівнянню (2.12)

$$-\frac{dq'}{dz} = (q' - q) \frac{1}{\rho' S' w} \frac{d}{dz} (\rho' S' w), \quad (2.16)$$

де  $q'$  – питома вологість в струмені (масова частка водяної пари).

Під  $q'$  можна розуміти не тільки питому вологість повітря, але і питомий зміст будь-якої домішки,  $q'$  можна обчислити по формулі

$$q' = \frac{\mu}{M} \frac{f'E'}{p} \left[ 1 - \frac{f'E'}{p} \left( 1 - \frac{\mu}{M} \right) \right], \quad (2.17)$$

де  $E'$  – тиск насиченої пари при  $T'$ ;

$\mu$  – молекулярна маса водяної пари;

$M$  – молекулярна маса сухого повітря.

Рівняння (2.17) справедливе для  $M$ , незалежних від пружності пари в повітрі, тобто до високих температур.

При не дуже високій вологості в струмені формула (2.17) спрощується і приводиться до вигляду

$$q' = \frac{\mu}{M} \frac{f'E'}{p}. \quad (2.18)$$

Аналогічні рівняння можна записати для навколишнього повітря, при цьому вираз в квадратних дужках прирівнюють 1.

Для струменю це допустимо при низькій вологості, коли  $f' \ll p$ .

Зміна тиску повітря в струмені і зовні неї відбувається згідно рівнянню статички атмосфери

$$\frac{1}{p} \frac{dp}{dz} = -\frac{Mg}{knT_g} \quad (2.19)$$

Прийmemo як характеристику перемішування струменя з оточуючим повітрям залучення повітря на одиницю струменя

$$B = \frac{d}{dz}(\rho' S' w) \quad (2.20)$$

Залучення повинне дорівнювати притоку повітря на зовнішній периферії одиниці довжини струменя

$$B = \rho l' v_l \quad (2.21)$$

де  $l'$  – довжина зовнішньої, яка створює переріз  $S'$ ;

$v_l$  – швидкість впадання зовнішнього повітря в переріз  $S'$  (середня по довжині  $l'$ ).

Прирівнявши (2.20) і (2.21) і розділивши на  $w S'$ , отримаємо

$$\frac{1}{\rho' S' w} \frac{d}{dz}(\rho' S' w) = \frac{\rho}{\rho'} \frac{v_l}{w} \frac{l'}{S'} \quad (2.22)$$

Величина  $\frac{v_l}{w}$  залежить від інтенсивності турбулентності в струмені і зовні нього. Знаходження цього співвідношення – головна задача теорії турбулентності, яка дотепер не була вирішена. Для вісесиметричного ізотермічного струменя за відсутності бокового потоку це співвідношення, що характеризує кут нахилу вісесиметричного струменя, постійне [7].

## 2.2 Стимулювання атмосферної конвекції

Перші відомості, що стосуються стимулювання атмосферної конвекції за допомогою штучних струменів, відносяться до далекої старовини.

В описі облоги фортеці, що відноситься до 429р. до н. е., можна прочитати про те, як «облягаючі, наваливши біля кріпосних стін зв'язки хворосту, підпалили їх гарячою сумішшю сірки і смоли. Піднялося таке високе полум'я, якого ще ніколи не бачили, принаймні з підпалених людиною. Потрібно було трохи, щоб захисники міста, які уникнули інших небезпек, загинули від вогню. Якби вітер роздув пожежу, як сподівалися облягаючі, ніхто не залишився б в живих. Але почався сильний дощ, супроводжуваний громом, який погасив вогонь і знищив небезпеку».

Атомна бомба, що вибухнула над Хіросимою 6 серпня 1945р., запалила гігантське вогнище і спричинила бурю, яка завершила знищення міста.

Більш скромними за масштабами і результативністю є досліді по навмисному стимулюванню конвекції в атмосфері в мирних цілях.

Починаючи з 50 – тих років ХХ ст., у ряді країн (Франція, СРСР) розробляються *метеотрони*, які є системою камер згорання з регульованим режимом роботи. Такі метеотрони призначаються для викликання (або інтенсифікації) опадів, а також можуть використовуватися як засіб викиду на максимальну висоту токсичних продуктів виробництва в аварійних ситуаціях.

Потужність метеотронів досягає  $10^3$  МВт, висота підйому струменя метеотрону  $10^2$  —  $10^3$  м і більше. За сприятливими метеоумовами над метеотроном виникає штучна купчаста хмара, що має всі основні ознаки купчасто-дощової.

При очищенні від токсичних домішок локальних повітряних басейнів, наприклад, глибоких відкритих промислових кар'єрів, метеотрон працює не тільки як вентилятор, що викидає домішки за межі басейну, але і як руйнівник інверсії в ньому.

Замість того, щоб спалювати паливо, можна створювати перегрів повітря біля поверхні землі на окремих ділянках шляхом зміни теплового балансу поверхні землі. З цією метою треба, по можливості, збільшити поглинальну здатність поверхні, особливо в області короткохвильової радіації, зменшити випромінювальну здатність в області власного випромінювання Землі та зменшити тепловий потік в ґрунті. Як покриття, зокрема, застосовувався асфальт, в зв'язку з чим іноді проблему *сонячного метеотрону* називають асфальтовою гіпотезою. На цей час відомі й інші, більш ефективні покриття, придатні для використання в сонячному метеотроні [7].

Можна здійснити термодинамічний розрахунок купчастої хмари, що утворюється в результаті дії метеотрону. При роботі метеотрону створюється вертикальний потік зігрітого повітря. Підсос повітря в струмінь на рівні пальників забезпечує горіння палива. Для інтенсифікації горіння можна використати подачу повітря за допомогою компресорів. Взагалі метеотрон можна розглядати як свого роду реактивний двигун, в якому струмінь використовується не для руху об'єкта, на якому він встановлений, а для підйому вгору зігрітого вологого повітря.

Про потужність метеотрону можна судити по енергії секундної маси струменя на нижньому рівні, який складається з теплової та кінетичної енергії

$$P_0 = \pi R_0^2 \rho_0 w_0 \left( \Delta T_0 c'_p + \frac{w_0^2}{2} \right), \quad (2.23)$$

де  $c'_p$  – теплоємність повітря при постійному тиску;  
 $w_0$  – вертикальна швидкість струменю;  
 $\Delta T_0$  – перегрів по відношенню до навколишнього повітря.

Розрахунки показують, що поки перегрів струменю достатньо великий, вертикальна швидкість в струмені швидко росте (в нижньому 50-метровому шарі). Вище, в міру зменшення перегріву і збільшення перемішування, вертикальна швидкість в струмені починає зменшуватися.

На рівні конденсації (РК) в дію вступає виділення теплоти конденсації, внаслідок чого зростає перегрів і збільшується швидкість.

Якщо на шляху струменю знаходиться шар ізотермії, то, залежно від запасу кінетичної енергії і потужності цього шару, струмінь може пройти його за інерцією, до того моменту, поки не витратив весь запас кінетичної енергії. Потім струмінь набуває негативної плавучості й починає опускатися. Яка роль горизонтальних розмірів струменю  $R_0$ ?

При збільшенні початкового радіусу струменю, а, отже, і потужності метеотрону, глибина проникнення струменя збільшується не набагато. В реальних умовах картина ускладнюється, перш за все, у зв'язку з наявністю зсуву вітру. При типових ситуаціях посилення зсуву вітру в атмосфері створює перешкоду розвитку конвекції. Результати виконаних розрахунків показують, що досліди по стимулюванню конвекції не можуть бути успішними, якщо вони не супроводжуються достатньо коректними розрахунками. Дійсно, порівняно малі зміни параметрів атмосфери, наприклад, зміна товщини ізотермічних або інверсійних шарів, або невеликі зміни параметрів струменю можуть різко змінити результати дослідів.

Отже, штучне створення купчастої і купчасто-дошової хмарності при відповідній температурній стратифікації атмосфери цілком реальне. Проте необхідна для цього потужність установки надзвичайно залежить від того, наскільки в цей час атмосфера підготовлена до розвитку в ній конвективних рухів, що забезпечують створення купчастих хмар.

### 2.3 Метод руйнування купчастих хмар, які розвиваються

В нестійкій стратифікованій атмосфері за рахунок енергії нестійкості можуть утворюватися висхідні та низхідні рухи, причому низхідні рухи можуть бути більш могутніми, ніж висхідні.

Висхідні рухи сприяють конденсації водяної пари, утворенню хмари, низхідні – випаровуванню крапель і руйнуванню хмари, причому низхідні рухи мають великі швидкості й руйнування хмар відбувається швидше [7, 8, 9, 12, 18, 19, 20].

Висхідні рухи, зустрічаючи затримуючі шари, гальмуються, низхідні, досягаючи основи хмари, знов опиняються в нестійкій атмосфері. Тому низхідні струмені, що утворюються в конвективних хмарах, не випробовуючи гальмування, продовжуватимуться під хмарою.

Природні низхідні потоки великої інтенсивності можуть виникати тільки у стадії руйнування хмар.

В конвективних хмарах, що розвиваються, низхідні рухи можуть бути викликані штучно – створенням усередині них могутніх, направлених вниз імпульсів сили, які можуть не тільки перешкоджати розвитку хмари, але і привести до швидкого її руйнування.

Можливий ряд способів створення низхідних імпульсів в конвективних хмарах:

1) Негативна плавучість, створена при скиданні в хмару різних порошків (точковий метод). Відомо, що за наявності в деякій масі повітря дрібних зважених частинок у великій концентрації маса повітря починає опускатися з більшими швидкостями, ніж швидкості падіння зважених частинок.

2) Створення низхідних струменів усередині конвективних хмар струменем газу від двигуна реактивного літака. Джерело імпульсу тут розташовується уздовж похилої лінії – траєкторії реактивного літака.

3) Ініціація низхідних струменів прольотом літака під час горизонтального перетину хмари літаком Іл -14.

В зоні, прилеглої до крила, при горизонтальному польоті виникають низхідні потоки з швидкостями близько 1м/с.

За подібними діями вивчаються синоптичні і термодинамічні умови.

Найефективніший вид впливу – за допомогою реактивного струменю (успішність 100%).

## **2.4 Викид домішок в атмосферу. Очищення від домішок локальних повітряних басейнів штучними струменями**

У зв'язку з розвитком промисловості забруднення атмосфери помітно збільшується. Неодноразово спостерігалися масові отруєння людей у великих містах за несприятливих погодних умов. Сумно відомі «смоги» і димові шлейфи крупних промислових центрів при глибоких

інверсіях. Ще більш небезпечні скупчення продуктів викидів атомних пристроїв.

Боротьба із забрудненням атмосфери може йти різними шляхами. При проектуванні підприємств і машин параметри пристроїв, що викидають домішки в атмосферу, повинні розраховуватися так, щоб забезпечити мінімально можливі концентрації домішок в приземному шарі атмосфери, особливо в житлових районах. Локальні повітряні басейни можуть штучно вентилюватися. Ефективність штучної вентиляції істотно залежить від того, наскільки вдало були вибрані (для даних погодних умов) параметри вентиляційних пристроїв.

Розглянемо в зв'язку з цим, перш за все, як розповсюджуються в атмосфері домішки, що викидаються промисловими джерелами (типове джерело – теплова електростанція). Струмінь – димовий факел – викидається з труби, згинається і далі зноситься вітром. При цьому концентрація домішок (твердих частинок і газів) поступово зменшується як на осі факела, так і на різних відстанях від осі. На деякій відстані від джерела факел своїм нижнім краєм торкається землі, далі за ступенем віддалення від джерела концентрація домішки у самої поверхні землі збільшується, досягає максимуму і потім зменшується. Відразу звернемо увагу на те, що характер розповсюдження домішок надзвичайно залежить від атмосферних умов [7].

Додатковий нагрів газів, що викидаються, при збільшенні їх кінетичної енергії може виявитися досить ефективним засобом зменшення концентрацій домішок біля землі, особливо при малих швидкостях вітру. Слід мати на увазі, що найбільше забруднення, як правило, спостерігається саме при слабких вітрах. Тоді включення резервних потужностей виявляється найефективнішим засобом боротьби із забрудненням атмосфери.

Ефективним засобом боротьби з катастрофічним забрудненням приземного шару атмосфери в промислових районах є обчислення розсіювання домішок і завчасне попередження про терміни настання сильних забруднень. Таке попередження дозволяє своєчасно вживати відповідних заходів, включати засоби додаткового очищення, тимчасово знижувати потужність роботи підприємства, збільшити ефективну висоту підйому факела. За наявності інверсій для успішної боротьби із забрудненням атмосфери необхідно передбачати можливе пробиття інверсії струменем. Спроби зменшення приземних забруднень шляхом регулювання режиму викидів домішок без урахування реальної метеорологічної обстановки можуть виявитися малоефективними. Вільні струмені можна використовувати для очищення локальних басейнів, забруднених в результаті роботи некерованих джерел домішок або вибухів, аварій.

Якщо привести в дію струмінь, викидаючи вгору повітря, то це сприятиме очищенню від домішок повітряних басейнів. До локальних повітряних басейнів, для очищення яких використовуються струмені, відносяться промислові кар'єри.

Висхідний струмінь втягує в себе в придонному шарі кар'єру забруднене повітря, а додатково домішки залучаються до струменю на всьому його шляху в кар'єрі. На зміну забрудненому повітрю в кар'єр поступає повітря з навколишнього середовища, формуючи компенсуючий низхідний потік.

На рисунку 2.1 приклад очищення за допомогою метеотрону відкритого промислового кар'єру.

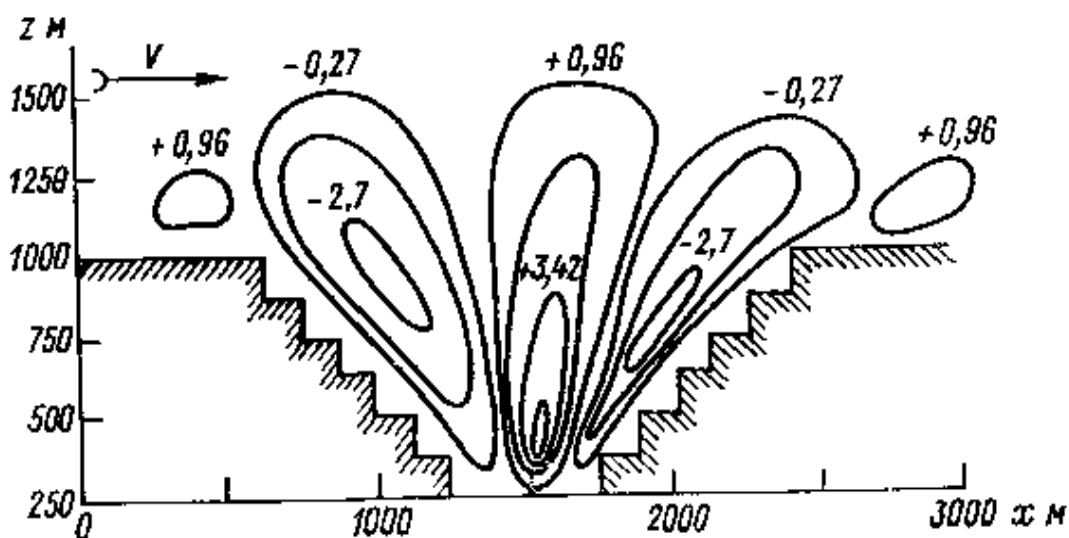


Рисунок 2.1 – Метеотрон – пристрій, який вентилює повітря в кар'єрі: ізолінії висхідних потоків (+), низхідних потоків (–), за одиницю взято вітер поза кар'єром

Температурна інверсія в кар'єрі, яка характерна для сильних забруднень, при цьому руйнується, дифузійне перенесення домішок вгору посилюється. Очищенню кар'єру сприяють обидва чинники - винесення домішок струменем і посилення дифузійного перенесення домішок зовні струменю.

## 2.5 Пасивні струмені. Розповсюдження частинок реагенту в хмарі або тумані

Теплі хмари і тумани є аеродисперсною колоїдною стійкою системою. В них відсутня потенційна нестійкість переохолоджених аерозолів.

Для порушення стійкості в хмару або туман вводять гігроскопічний реагент, частинки якого можуть швидко рости і коагулювати з більш дрібними краплями [7, 10].

При зниженні температури хмари водяна пара, що знаходиться в ній, починає конденсуватися. Конденсація відбувається на краплях, і при не дуже великій кількості крапель й великої швидкості охолодження збільшення ступеня пересичення пари може бути більшим, ніж його відтік до крапель. Пересичення пари в хмарі ростиме і може досягти критичного значення, яке відповідає умовам спонтанної конденсації.

Для хмар і туманів імовірність спонтанної конденсації визначається коефіцієнтом швидкості конденсації  $\Lambda$ , знак і значення якого залежать від швидкості охолодження аерозолі.

$$\Lambda = \frac{kNT^2}{LNT + 4\pi D^* n M_p T r} \quad (2.24)$$

$\Lambda$  — коефіцієнт швидкості конденсації (с), характеризує спрямованість і швидкість зміни вологості в аерозолі. Якщо  $\Lambda < 0$ , конденсація проходить спонтанно.

$D^*$  — коефіцієнт температуропровідності з урахуванням конденсаційного нагріву або охолодження краплі.

При природних, порівняно повільних охолодженнях водяна пара конденсується на краплях.

При введеннях в хмару або туман яких-небудь тіл з сильно охолодженою поверхнею швидкість охолодження повітря поблизу них може виявитися достатньою для спонтанної конденсації.

Щоб оцінити імовірність утворення льодяних частинок поблизу тіла, що має температуру нижчу, ніж в хмарі, проведемо наступний розрахунок [12].

В хмару при температурі  $T_{xm}$  була внесена куля радіусом  $R$  з температурою на поверхні  $T_R < T_{xm}$ .

Розрахуємо температурне поле навколо кулі та ймовірність спонтанної конденсації. Визначимо фазовий стан конденсату, оскільки нас цікавить можливість спонтанного утворення льодяних частинок.

Для спрощення розрахунків температурного поля не враховуватимемо виділення тепла конденсації. Тоді температурне поле може бути описано рівнянням теплопровідності.

$$\frac{\partial(T_r)}{\partial\tau} = D \frac{\partial^2(T_r)}{\partial r^2} \quad (2.25)$$

За граничних умов  $T=T_r$  при  $r=R$ ;  $T=T_{xm}$  при  $r \gg R$ . Початкові умови  $T=T_{xm}$  при  $\tau=0$ ,  $r>R$ ;

де  $r$  – поточний радіус віддалення від центру кулі;

$\tau$  – час;

$D$  – коефіцієнт температуропровідності повітря  $T=T(r, \tau)$ .

Рішення має вигляд

$$\frac{T - T_{обл}}{T_R - T_{обл}} = \frac{R}{r} \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( \frac{r - R}{2\sqrt{Dr}} \right) \right]. \quad (2.26)$$

Диференціюємо по  $\tau$ , отримаємо швидкість охолодження повітря навкруги кулі

$$\dot{T} = \frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{R}{r} \frac{r - R}{2\sqrt{D\tau}} \frac{T_R - T_{обл}}{r^{3/2}} \exp \left[ -\frac{(r - R)^2}{4D\tau} \right]. \quad (2.27)$$

Максимум охолодження повітря для фіксованого часу

$$\frac{\partial \dot{T}}{\partial r} = 0 \text{ при } \frac{\partial^2 \dot{T}}{\partial r^2} < 0. \quad (2.28)$$

Виконавши цю операцію для виразу (2.31), отримаємо

$$2D\tau = \frac{r}{R} (r - R^2). \quad (2.29)$$

На фіксованій відстані від кулі максимум швидкості охолодження повітря настає при умові  $6D\tau = (r - R)^2$ .

Підставивши останній вираз в (2.27), отримаємо максимальну швидкість охолодження повітря на відстані  $r$  від центру кулі

$$\dot{T}_{\max} = 3\sqrt{\frac{6}{\pi}} e^{-3/2} D \frac{R}{r} \frac{T_R - T_{обл}}{(r - R)^2}. \quad (2.30)$$

Чим менше  $(r - R)$ , тобто чим ближче точка спостереження до поверхні кулі, тим більша максимальна швидкість охолодження і тим менший час, за який досягається максимум.

При  $r > R$  температура на поверхні встановлюється миттєво. Якщо швидкість охолодження хмари була визначена, то за допомогою системи нелінійних диференціальних рівнянь другого порядку можна

розрахувати вологість  $f$  і радіус крапель  $r$ . Значення  $f$  необхідне для розрахунку ймовірності спонтанної конденсації.

Розрахунки показують, що при невеликому переміщенні точки спостережень щодо поверхні кулі різко міняються умови конденсації. Так при  $r/R = 1,2$  умови для спонтанної конденсації зберігаються тривалий час (від 0,4 до 8,8 с), причому температура така, що водяна пара переходить в лід, а не в рідкий стан. При  $r/R = 1,4$  час спонтанної конденсації скорочується до 1,2 с, але перевищення вологості над парою спонтанної конденсації зменшується, й імовірність спонтанного переходу пар > льоду зменшується на декілька порядків (практично відсутня).

При уточненні розрахунків слід враховувати ускладнюючі обставини:

- 1) виділення теплоти конденсації в результаті утворення і зростання водяних і льодяних частинок;
- 2) нестационарність процесу спонтанної конденсації (утворення перших конденсаційних частинок знижує вологість і зменшує імовірність утворення останніх) і т. ін.

При використанні як «ініціаторів» кристалізації частинок (вуглекислоти), що випаровуються, поверхня джерела холоду набуває складну форму, і межа стає рухомою. Додаткове ускладнення дає електризація поверхні реагентів і частинок, які утворюються.

Основний реагент – тверда вуглекислота, температура випаровування якої  $-78^{\circ}\text{C}$ . Вуглекислий газ в чистому вигляді зріджують і заморожують в брили по 40 кг, які кладуть в спеціальні термо- і гідростійкі контейнери

Засів хмар відбувається з борту літака за допомогою автоматичного дозаторного генератора, який подрібнює брилу замороженого вуглекислого газу до потрібної консистенції і отриманим льодяним пилом засіває необхідну частину хмари.

Генерація частинок відбувається безперервно. Льодяні частинки, потрапляючи в повітряний струмінь за літаком, розповсюджуються в напрямі, перпендикулярному до осі струменя, й їхня концентрація убуває монотонно, як уздовж, так і уперек струменю.

Широко використовується пропан – температура кипіння  $-42^{\circ}\text{C}$ .

Холодореагенти застосовуються при розсіюванні низької хмарності або туману, а також для викликання додаткової кількості опадів в посушливих районах [7].

Реагенти можуть вводитися в хмари таким чином: 1) шляхом безперервно регульованого випуску з відповідних пристроїв (генераторів), встановлених на борту літака або на землі; 2) за

допомогою ракет або трасуючих або вибухаючих снарядів; 3) повітряним струменем, направленим вертикально вгору.

Якщо диспергування реагенту проводиться методом вибуху, то реагент розповсюджується в хмарі внаслідок турбулентної дифузії, і для розрахунку розповсюдження частинок реагенту використовуються формули миттєвого точкового джерела [2, 7].

Вважаємо дифузію ізотропною, а коефіцієнт дифузії – постійним. У такому разі ізолінії концентрацій є сферами з центром в точці вибуху.

Якщо реагент масою  $Q$  диспергує вибухом, то, відповідно до формул ізотропного джерела, він розповсюджується згідно із законом

$$\frac{c}{Q} = [4\pi D\tau]^{-3/2} e^{-\frac{r^2}{4D\tau}}, \quad (2.31)$$

де  $c$  – об'ємна концентрація реагенту на відстані  $r$  від точки вибуху з часом.

На фіксованій відстані  $r$  від вибуху величина  $\frac{c}{Q}$  як функція часу має максимум. Його можна визначити за умови

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \left( \frac{c}{Q} \right) = 0 \text{ при } \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} \left( \frac{c}{Q} \right) < 0. \quad (2.32)$$

Диференціюємо (2.31) по  $\phi$

$$r^2 |C=C_{\max} = R^2 = 6D\phi^*, \quad (2.33)$$

що визначає час  $\tau^*$  настання  $\max$  концентрації при заданій відстані до точки вибуху.

Максимальна концентрація може бути отримана, якщо  $\tau = \tau^*$ , підставляємо цей вираз в (2.25). Тоді

$$\left( \frac{c}{Q} \right)_{\max} = \frac{1}{\left( \frac{2}{3} \pi e \right)^{3/2} R^3}. \quad (2.34)$$

Чим більша відстань від точки вибуху, тим менша максимальна концентрація і тим пізніше вона досягається на даній відстані. Рівняння

(2.24) і (2.27) показують, якщо  $R > 0$ , то  $\frac{c}{Q} \rightarrow \infty$ .

Уточнюючи рішення, слід розділити процес розповсюдження реагенту в результаті вибуху на дві стадії: власне вибух, в результаті якого реагент «миттєво» розкидається на деяку відстань, і потім розповсюдження реагенту в результаті атмосферної турбулентності. Тоді початковий стан другої стадії характеризуватиметься деяким початковим радіусом зони реагенту з кінцевою густиною. Оскільки розрахунок розповсюдження реагенту звичайно ведеться до великих значень  $\tau$  і  $r$ , то це уточнення не міняє істотно результат [2, 7].

При уточненні рішення слід врахувати також неізотропність розповсюдження реагенту як за рахунок неізотропності самої турбулентності, так і за рахунок гравітаційного осідання реагенту.

Більш точно активність реагентів вимірюється за допомогою РЛС з поляризованим сигналом. За ступенем деполяризації відображеного від хмари сигналу можна судити про концентрацію виниклих кристалів на різних відстанях від місця введення.

Ознака вдало вибраної концентрації реагенту – поява в хмарі провалів після засіву.

Як видно на рисунку 2.2 відхилення дослідних кривих від теоретичної в тропосфері велике.

Процес розповсюдження реагенту ділиться на дві стадії – відповідно вибух, в результаті якого реагент «миттєво» розкидається на деяку відстань, і друга стадія – розповсюдження реагенту в результаті атмосферної турбулентності.

Початковий стан другої стадії характеризується деяким початковим радіусом зони реагенту. Рішення цієї задачі складне, при його виконанні повинні враховуватися не тільки інтенсивність повітряних потоків (турбулентних і впорядкованих), але і швидкість перетворення частинок реагенту в хмарні частинки.

Так розповсюдження фронту кристалізації при введенні в переохолоджену хмару кристалізуючих реагентів залежить не тільки від того, наскільки швидко частинки реагенту разносяться в хмарі, але і від того, наскільки швидко вони перетворюються на крупні льодяні частинки.

Поверхня з будь-якою фіксованою концентрацією реагенту за ступенем розвитку процесу спочатку віддаляється від точки вибуху, досягає свого максимального видалення, а потім починає переміщатися у зворотному напрямі. Хмара росте, досягає максимального розміру, потім зменшується. При безперервному випуску реагенту з нерухомого джерела для розрахунку його розповсюдження придатні формули безперервно діючого точкового джерела.

При трасуючому виділенні реагенту (ракета, літак, трасуючий снаряд) для розрахунку розповсюдження реагенту використовується формула для миттєвого лінійного джерела [2, 7].

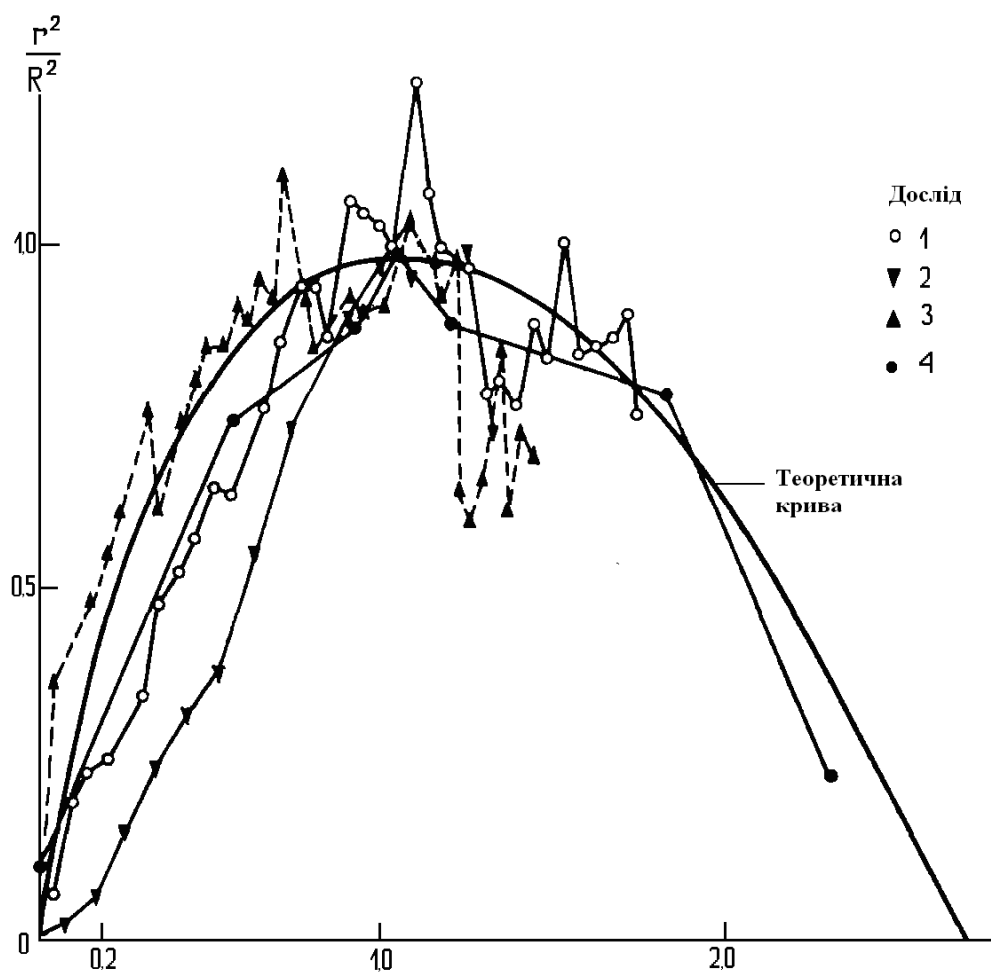


Рисунок 2.2 – Розсіяння в атмосфері домішок від точкового миттєвого джерела:  
 1-3 – димові шашки (досліди в стратосфері);  
 4 – штучні літєві хмари (досліди в стратосфері)

Слід враховувати при розрахунках, що частинки реагенту, які вводяться, не пасивна домішка, вона активно взаємодіє як з водяною парою, краплями хмар або туманів, так і одна з одною (при падінні).

Більші частинки осідають з помітною швидкістю. Якщо їх концентрація велика, то вони осідають швидше, ніж при малій концентрації, оскільки аеродинамічний опір системи частинок менший, ніж сума їх аеродинамічних опорів при малій концентрації.

Цей факт слід враховувати при розрахунку швидкості осідання частинок на початку періоду їх введення в хмару. Поки розсіяння їх невелике, швидкість осідання може досягати великих значень.

Спостереження за активністю реагентів в хмарах дуже трудомісткі, але більш достовірні, ніж в барокамерах.

Літак, пролітаючи хмару, викидає рівномірно кристалізуючий реагент. Потім він багато разів перетинає траєкторію викиду реагенту і

вимірює концентрацію льодяних частинок на різних відстанях від траєкторії в різні моменти часу (рис. 2.3).

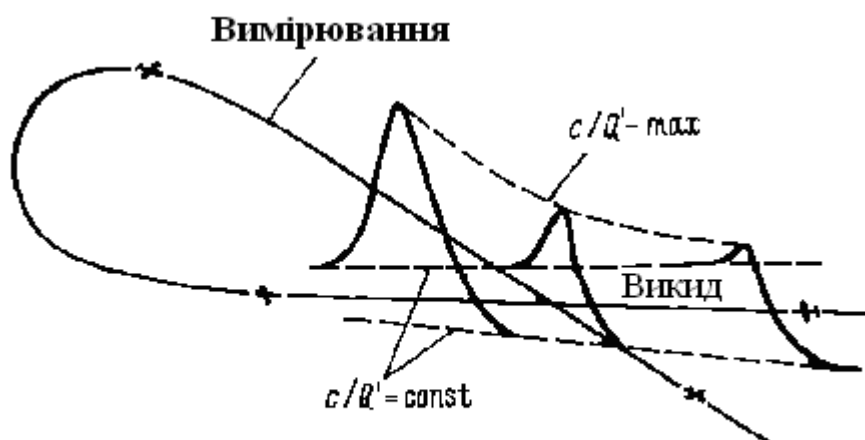


Рисунок 2.3 – Траєкторія польоту літака при дослідженні льодоутворювальної активності безпосередньо в хмарах (спочатку йде викид реагенту, потім вимірювання концентрації).

Так відбувається порівняння активності нових і старих реагентів.

Більш точно активність реагентів вимірюється за допомогою РЛС з поляризованим сигналом. За ступенем деполаризації відображеного від хмари сигналу можна судити про концентрацію утворених кристалів на різних відстанях від місця введення.

Ознака вдало вибраної концентрації реагенту – поява в хмарі провалів після засіву.

*Контрольні запитання:*

- 1 Дайте визначення турбулентним струменям у атмосфері.
- 2 Вкажіть основні властивості вільних турбулентних струменів.
- 3 За допомогою якого пристрою можуть бути створені типові струмені?
- 4 Дайте визначення вертикально-спрямованої секундної маси.
- 5 Що таке пасивні струмені?
- 6 Дайте визначення метеотрону та сонячному метеотрону.
- 7 Опишіть методи руйнування купчастих хмар, які розвиваються.
- 8 Наведіть схему очищення кар'єрів.
- 9 Перерахуйте методи вводу реагентів у хмари.
- 10 Опишіть закономірності розповсюдження реагентів під час впливу на хмари та тумани.

### 3      Управління процесами хмаро- та опадоутворення

#### 3.1 Технічні засоби активного впливу

У світі існує необхідність в захисті більш ніж 150 мільйонів гектарів сільськогосподарських посівів, які пошкоджуються градом. Понад 30 країн світу ведуть боротьбу з цим явищем різними методами (ракетним, артилерійським, авіаційним, а також за допомогою наземних генераторів).

В цей час основними засобами доставки реагентів в хмари є некеровані ракети (клас «земля – повітря»), які стартують з землі, та зенітні артилерійські снаряди. Але разом з цим застосовується скидання реагентів в хмари з літаків або обстріл хмар за допомогою літакових ракетних установок (ракети класу «повітря – повітря»). Іноді для введення реагентів в хмару із землі використовуються висхідні потоки природні, або створені штучно [7].

За нашого часу найбільш часто застосовуються протиградові ракети «Алазань», «Кристал».

Протиградова ракета «Алазань» та її модифікації розроблені для внесення в градові та потенційно градові хмари реагенту, який прискорює процес опадоутворення з метою припинення в хмарах зародження та зростання граду (рис. 3.1 – 3.5).



Рисунок 3.1 – Пускова установка ТКБ з протиградовими ракетами «Алазань–5»

Стрільба ракетами може здійснюватися як одиночними пострілами, так і залпом (з невеликим зсувом в часі). Якщо ракета не зійде з пускової установки або після пуску через які-небудь несправності вийде з невеликою швидкістю, то вона не вибухне, оскільки ударники трубки і ліквідатора виявляться незведеними (рис. 3.2).

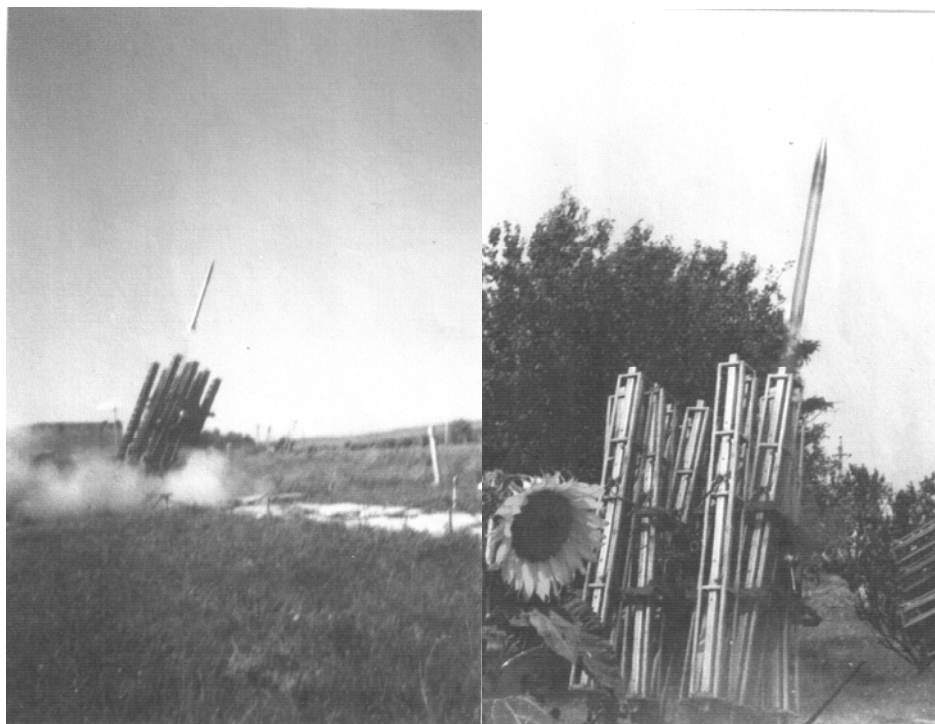


Рисунок 3.2 – Пуск протиградових ракет



Протиградова турбореактивна ракета «Алазань» має калібр 82,5мм, парашутна система у неї відсутня. Після витрачення реагенту ракета самознищується в результаті вибуху, момент настання якого задається дистанційною трубкою. Протиградова ракета «Алазань-5» має збільшений на 20% ефективний радіус дії, збільшений в 1,5 – 2,0 рази вихід льодоутворювальних аерозолів (рис. 3.3).

Ракетні протиградові комплекси «Небо» і «Кристал» були уніфіковані за калібром, льодоутворювальним складом оснащення головних частин, системами управління запуском, але мають різні системи забезпечення безпеки відпрацьованої ракети (парашутна система і ліквідація корпусу вибухом).

Рисунок 3.3 – Ракети «Алазань – 5»

В цих комплексах вперше були застосовані касетні головні частини, що забезпечують об'ємний засів хмари за рахунок тих, що викидаються на траєкторії польоту ракети піротехнічних елементів, які містять кристалічний реагент.

Наведення пускової установки і запуск ракет здійснюється дистанційно з пульта управління. Направляючі комплексу можна встановлювати паралельно або віялом (рис. 3.4).



Рисунок 3.4 – Направляючі комплексу пускової установки

Поєднання значної оперативності засіву з підвищеним радіусом дії, більшою точністю доставки реагенту і підвищеною безпекою обумовлює високу ефективність комплексів «Небо» і «Кристал» та створює передумови для подальшого підвищення ефективності протиградових робіт (рис. 3.5).

Перевага літакових ракетних варіантів «повітря – повітря» – це можливість оперативного використання на значних територіях, не обмежених дальністю стрільби. Проте польоти сучасних літаків у метеоумовах, характерних для градових ситуацій, як правило, пов'язані зі значним ризиком, а нерідко забороняються.

Сучасні протиградові безосколочні снаряди типу «Ельбрус» мають високу початкову швидкість. Вони несуть в собі реагент, здатний створити при температурі  $-10^{\circ}\text{C}$  льодоутворювальні частинки в кількості  $10^3$ – $10^{14}$  і більше. Корпус снаряда з верхньою насиченою частиною, виготовлений з матеріалу, який забезпечує міцність снаряда при пострілі із зняття, але

розлітається при його вибуху в повітрі на дрібні осколки. Усередині снаряду розташовані брикети вибухової речовини і реагенту.

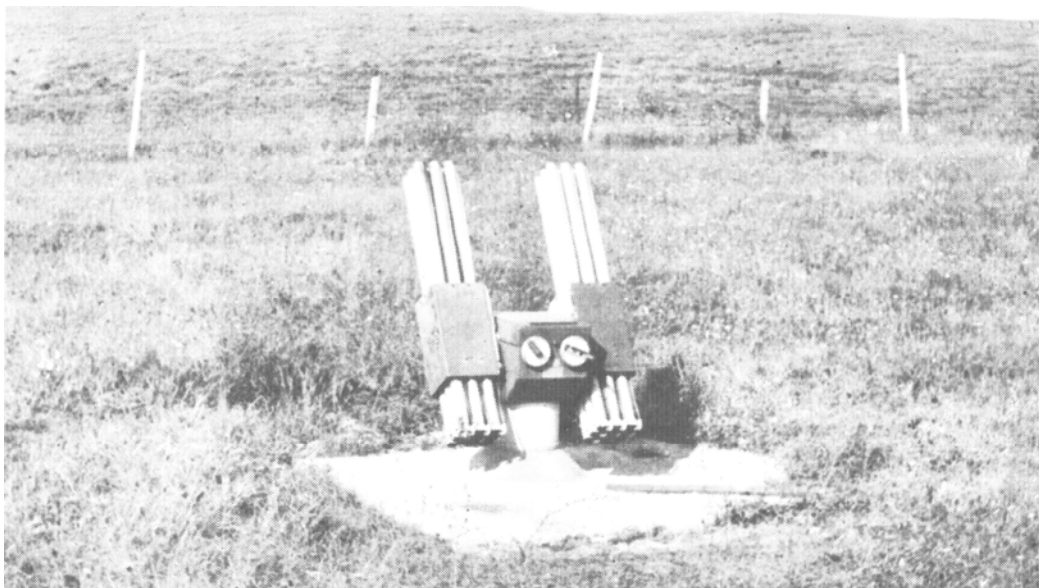


Рисунок 3.5 – Протиградовий комплекс «Небо»

В трасуючих протиградових снарядах був передбачений викид реагенту не в одній точці (миттєве точкове джерело реагенту), а поступово по всій трасі польоту. На підході до зони впливу в результаті першого спрацювання дистанційної трубки підпалюється піротехнічна шашка, розташована в головній частині снаряда. Друге (з уповільненням) спрацювання підричника передається в центральну частину снаряда, де розташований реагент. Для введення реагентів в хмару із землі використовуються висхідні потоки природні, або створені штучно [7]. (рис. 3.6).

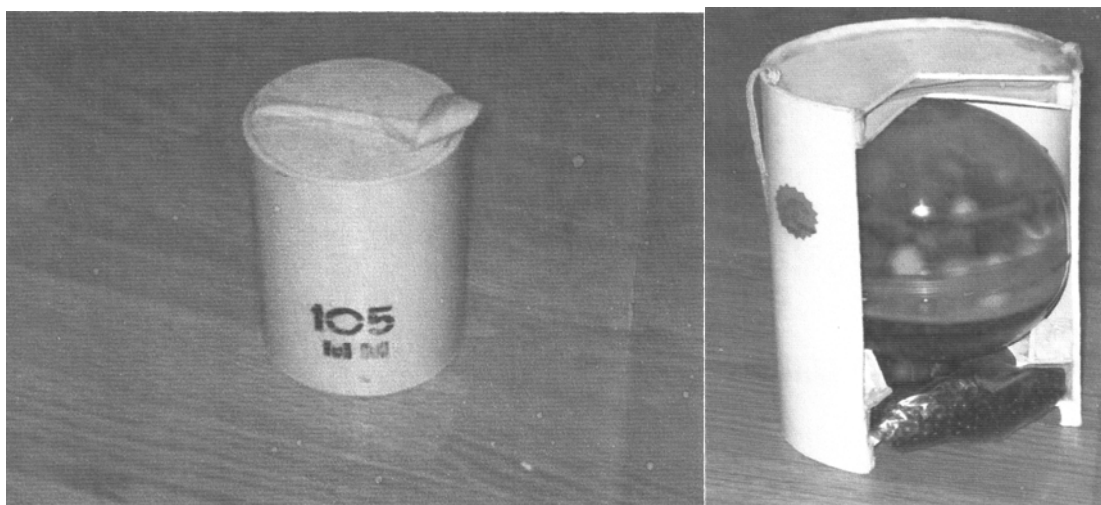


Рисунок 3.6 – Генератор льдообтворювального аерозолю на базі 105 мм виробу «ГЛА-105»

Таблиця 3.1 – Основні тактико-технічні характеристики найкращих світових протиградових комплексів

| Параметри                                                                                          | Комплекси, які використовувались раніше |                                        |                                        |                                        |                        |                                        | Комплекси, які використовуються        |                                        |                                        | Комплекси нового покоління |                        |                        |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|----------------------------|------------------------|------------------------|
|                                                                                                    | Ельбрус – 4                             | ПГІ – М                                | Хмара – М                              | Алазань – 2М                           | Небо                   | Кристал                                | ТГ-10<br>(Югославія)                   | WR-18<br>(Китай)                       | Алазань – 5 /<br>Алазань – 6           | Алан                       | Дарг                   | Колібри                |
| Калібр, мм                                                                                         | 100                                     | 82,5                                   | 125                                    | 82,5                                   | 82,5                   | 82,5                                   | 75/40                                  | 82                                     | 82,5                                   | 69                         | 60                     | 56                     |
| Довжина, мм                                                                                        | 1104                                    | 421                                    | 2163                                   | 1356                                   | 2130                   | 1700                                   | 1050                                   | 1440                                   | 1402                                   | 920                        | 1200                   | 613                    |
| Радіус дії, км                                                                                     | 13                                      | 1                                      | 8                                      | 8                                      | 13                     | 12                                     | 10                                     | 8                                      | 10,5                                   | 12                         | 12                     | 12                     |
| Довжина засіву частини траси                                                                       | Точка                                   | Точка                                  | 5,0                                    | 5,0                                    | 10,0                   | 10,0                                   | 6,0                                    | 5,0                                    | 6,0                                    | 10,0                       | 7,0                    | 10,0                   |
| Маса реагенту, г                                                                                   | 80                                      | 60                                     | 5000                                   | 630                                    | 1200                   | 320                                    | 400                                    | 725                                    | 630                                    | 2200                       | 700                    | 900                    |
| Маса AgI, г                                                                                        | 1,6                                     | 1,2                                    | 100,0                                  | 12,6                                   | 24,0                   | 6,4                                    | 10,9                                   | 10,1                                   | 12,6/26,4                              | 44,0                       | 56,0                   | 36,0                   |
| Льодоутворювальна активність при:<br>$t = -10,0^{\circ}\text{C}$ ;<br>$t = -6,0^{\circ}\text{C}$ ; | $3 \cdot 10^{14}$<br>$3 \cdot 10^{13}$  | $5 \cdot 10^{14}$<br>$5 \cdot 10^{13}$ | $2 \cdot 10^{16}$<br>$2 \cdot 10^{15}$ | $3 \cdot 10^{15}$<br>$3 \cdot 10^{14}$ | $10^{16}$<br>$10^{15}$ | $4 \cdot 10^{15}$<br>$2 \cdot 10^{15}$ | $4 \cdot 10^{14}$<br>$4 \cdot 10^{13}$ | $2 \cdot 10^{15}$<br>$2 \cdot 10^{14}$ | $7 \cdot 10^{15}$<br>$2 \cdot 10^{15}$ | $10^{16}$<br>$10^{16}$     | $10^{16}$<br>$10^{15}$ | $10^{16}$<br>$10^{16}$ |
| Тривалість засіву, с                                                                               | Мит.                                    | Мит.                                   | 43±4                                   | 40±4                                   | 52±4                   | 55±4                                   | 40±4                                   | 45±4                                   | 30±3                                   | 52±4                       | 40±4                   | 53±4                   |
| Кількість стволів                                                                                  | 1                                       | 4                                      | 4                                      | 12                                     | 18                     | 12                                     | 6                                      | 8                                      | 12                                     | 36                         | 25                     | 49                     |
| Скорострільність з перенаведенням, пострілів у хвилину                                             | 2                                       | 2                                      | 1                                      | 6                                      | 15                     | 12                                     | 3                                      | 4                                      | 6                                      | 18                         | 18                     | 18                     |

Виріб ГЛА-105 використовується для впливів на хмари шляхом внеску реагенту висхідними потоками.

Реагент, який диспергує, разом з димом шашки утворює трасуючий слід за снарядом. Слід можна розглядати як лінійне джерело, а по часовій характеристиці – як джерело кінцевої дії, тобто проміжний між миттєвим і безперервним. Підрив снаряда виконується автоматично після закінчення заданого часу після спрацювання дистанційної трубки.

Основні тактико-технічні характеристики найкращих світових протиградових комплексів наведені в таблиці 3.1

Для впливу застосовуються літаки-лабораторії типа Іл, Ту, Ан та ін. Літак «Метеозахист» Ан-30М був призначений для впливу на хмари за допомогою реагентів, які кристалізують, на робочих висотах до 8км. У ньому можуть використовуватися як ракети «повітря – повітря», так і модулі-контейнери дозування у польоті реагенту (наприклад, гранульовану тверду вуглекислоту). Управління метеообладнанням автоматизовано.

Літаки володіють високими льотними якостями, надійністю, пілотажно-навігаційним устаткуванням, що забезпечує виконання робочих маршрутів і розворотів в напіваавтоматичному режимі за заданою програмою вдень і вночі в складних метеорологічних умовах, що вкрай важливо, враховуючи призначення літаків [7].

Літак Ан-30М використовується при роботах по перерозподілу опадів, викликанню або інтенсифікації їх в заданих районах, а також для боротьби з лісовими пожежами. В США використовуються літаки-зондувальники Т-26 і Т-28, здатні витримувати перевантаження, що виникають при перетині купчасто-дощових хмар.

### **3.2 Радіолокаційні спостереження за хмарами і опадами на різних стадіях їх розвитку**

Для спостереження за хмарними системами застосовуються наступні засоби активної та пасивної локації (рис. 3.7 – 3.8) [7, 13, 14]:

1. Активні радіолокатори сантиметрового діапазону довжин хвиль, які дозволяють визначати радіолокаційну відбиваність хмар і опадів, доплерівський зсув частоти радіолуни, викликаний впорядкованими і нерегульованими турбулентними рухами частинок, поляризаційні характеристики сигналу, пов'язані з формою і фазовим станом гідрометеорів.

2. Засоби пасивної радіолокації з використанням сигналів теплового (рівноважного) і нетеплового (нерівноважного) випромінювання. У першому варіанті використовуються пасивні радіолокатори (радіометри) на фіксованій частоті (практично у вузькому діапазоні частот). В другому варіанті необхідно вимірювати спектр випромінювання об'єкту в порівняно широкому діапазоні.

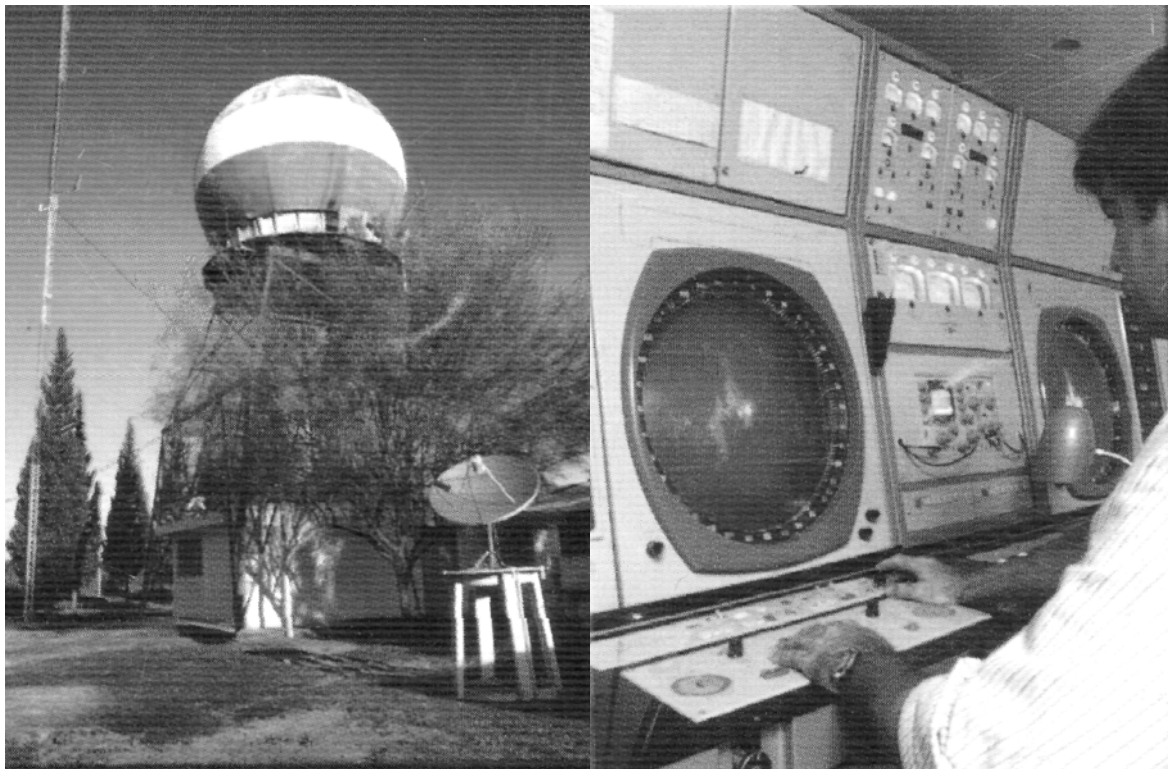


Рисунок 3.7 – Двохвильовий метеорологічний радіолокатор МРЛ-5

3. Засоби активно-пасивної радіолокації грозонебезпечних і грозових зон в хмарах.

4. Лідари, призначені, як і радари, для визначення луни від хмар, яка містить в собі інформацію про границю і густину хмар, про форму і фазовий стан гідрометеорів.

5. Акустичні та радіоакустичні локатори призначені для визначення структури термобаричного і вітрового поля атмосфери, які формують хмари і тумани.

6. Супутникова апаратура пасивної оптичної і радіотеплолокації (зондування) використовується для визначення радіаційної та радіояскравості температури підстильної поверхні при різних поляризаціях сигналів, що дозволяє отримати інформацію про великомасштабні синоптичні процеси, про структуру вихрових хмарних і нехмарних утворень, про посушливі або перезволожені зони, про межі між водою і льодом в морях і т.п.

7. Супутникова апаратура активної радіолокації, що дозволяє одержувати великомасштабну і одночасно з високим просторовим розділенням детальну структуру атмосферних вихорів, хмар, опадів, льодяних полів в морях і т.п.

8. Супутникова апаратура активної оптичної локації призначається для аналогічних цілей у видимому та ІК-діапазонах.

Розглянемо деякі з перерахованих засобів і методів локації.

Імпульсний радіолокатор (радар) є основним інструментом, сигнал якого, відображений хмарою, туманом або осіданнями (радіолуна), несе в собі інформацію про властивості опроміненого об'єкту і відстань до нього. Відстань визначається за часом пробігу радіолокаційного імпульсу від локатора до об'єкту і назад. Про властивості об'єкту (хмари, туману або опадів) можна судити по структурі відображеного сигналу. Частинки хмар і опадів, градини, канали грозових розрядів є типовими метеорологічними радіолокаційними цілями, які частково поглинають, а частково розсіюють радіохвилі. Радіолокаційна ціль виконує роль модулятора, який видозмінює зонduючий радіаційний сигнал. Після зустрічі з ціллю може мінятися амплітуда, частота, фаза, поляризація зонduючого сигналу.

Слід мати на увазі, що трансформація сигналу в атмосфері може відбуватися не тільки в результаті зустрічі зі згаданою вище ціллю. Сигнал поглинається газами, складовими частинами повітря, трансформується при проходженні зон діелектричної неоднорідності в атмосфері, які пов'язані з турбулентністю [2, 8].

Властивості тіл розсіювати сигнали, які на них падають, зокрема, електромагнітні, прийнято характеризувати ефективною площею розсіяння (ЕПР).

### 3.2 Структура купчасто-дощових хмар за даними радіолокаційних спостережень

Купчасто-дощові хмари серед хмар вертикального розвитку викликають найбільший інтерес, оскільки з ними пов'язані атмосферні явища, які в деяких випадках мають небезпечний характер: зливи, шквали, грози, град. Купчасто-дощові хмари утворюються з могутньо-купчастих, коли їх вершини проникають у шари атмосфери, де температура набагато нижча за  $0^{\circ}\text{C}$ , і зальоденівають. Купчасто-дощові хмари складаються з однієї або декількох конвективних осередків, які мають область висхідного та компенсаційного низхідного потоків. У більшості купчасто-дощових хмар ці конвективні осередки мають подібні структури й поведінки і, таким чином, можуть розглядатись як деякий властивий для таких хмар клас конвективних явищ.

При радіолокаційних дослідженнях під хмарним осередком розуміють елемент хмари, що має локальний максимум радіолокаційної відбиваності, обмежений замкнутою лінією ізолюні, який проходить послідовно всі стадії розвитку – ріст, зрілість і дисипацію (руйнування).

Життєвий цикл осередку поділяють на три стадії в залежності від переважних напрямків вертикального руху повітря та його інтенсивності:

1) стадія купчастої хмари – характеризується висхідними рухами в більшій частині осередку;

2) стадія зрілості – характеризується наявністю як висхідних, так і низхідних рухів;

3) стадія розпаду – характеризується слабкими низхідними рухами у більшій частині осередків. Ці стадії й відповідні різновидності купчасто-дощових хмар зображені на рисунку 3.8 [8, 9].

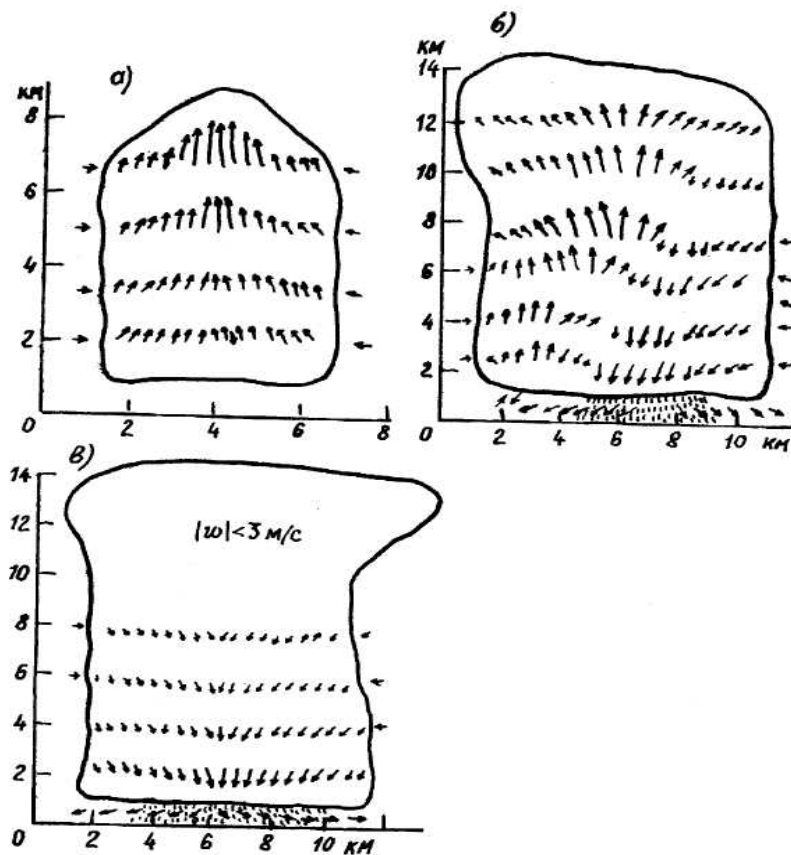


Рисунок 3.8 – Еволюція Сб за Байерсом та Брейамом;

а) стадія simulus (стадія зростання),

б) стадія зрілості,

в) стадія дисипації

У стадії купчастої хмари, коли висхідні рухи призводять до зростання хмари, через її бокові поверхні зтягується повітря (ефект зтягування, що розглядається вище) й змішується з повітрям у висхідному потоці. Оскільки рух наверх триває, відбувається концентрація великої кількості водяної пари й утворення крапель, а вище нульової ізотерми й кристалів. При відповідних умовах починають

випадати опади, які стимулюють низхідні рухи, обумовлені в'язким опором повітря й охолодженням останнього при випаровуванні крапель. Це і є початком стадії зрілості хмари.

Низхідний потік повітря досягає земної поверхні у вигляді відносно холодного ядра зони випадання дощу й розтікається над нею, змінюючи приземний напрямок вітру. На нижніх рівнях хмари низхідний потік напливає на висхідний і відтискує останній від області його зародження. Після цього починається стадія розпаду осередку. Загасання висхідного руху призводить до послаблення й поступового зникнення компенсаційних низхідних рухів.

Стадія купчастої хмари триває у середньому 10-15 хвилин, стадія зрілості – 15-30 хвилин, а розпад хмари відбувається протягом 30 хвилин.

Купчасто-дощову хмару, у якій спостерігається один конвективний осередок, називають одноосередковою. Але частіше хмари купчасто-дощові утримують декілька конвективних осередків. Такі *Cb* називаються багатоосередковими. Окремі осередки послідовно розвиваються з правої сторони великої хмарної системи, яка являє собою багатоосередкову *Cb*.

Незважаючи на те, що кожен осередок має обмежений життєвий цикл, багаторазовий розвиток нових призводить до тривалого існування *Cb*. Схематичне зображення багатоосередкової купчасто-дощової хмари наводиться на рис. 3.9.

В початковий момент часу хмара складається з чотирьох осередків, які знаходяться на різних стадіях розвитку. Крім того, на рис. 3.9 показано розвиток наймолодшого (південного) осередку в послідовні моменти часу й вертикальний профіль вітру.

Надзвичайно могутніми є суперосередкові купчасто-дощові хмари. Вони мають й найбільшу тривалість існування, яка досягає декількох годин. Ці хмари складаються з одного квазістаціонарного конвективного осередку. Діаметр його інколи може досягати 50 - 60 км. Осередок об'єднує висхідний і низхідний потоки, які розташовуються один біля одного.

На відміну від багатоосередкових купчасто-дощових хмар, у яких осередки швидко змінюють свої характеристики, в суперосередкових хмарах вони залишаються практично незмінними на протязі десятків хвилин.

Суперосередкові *Cb* характеризуються дуже великими швидкостями висхідних потоків. Якщо у одноосередкових і багатоосередкових хмарах вони досягають декількох м/с і іноді 10-20 м/с, то у суперосередкової хмарі 30-50 м/с і навіть більше.

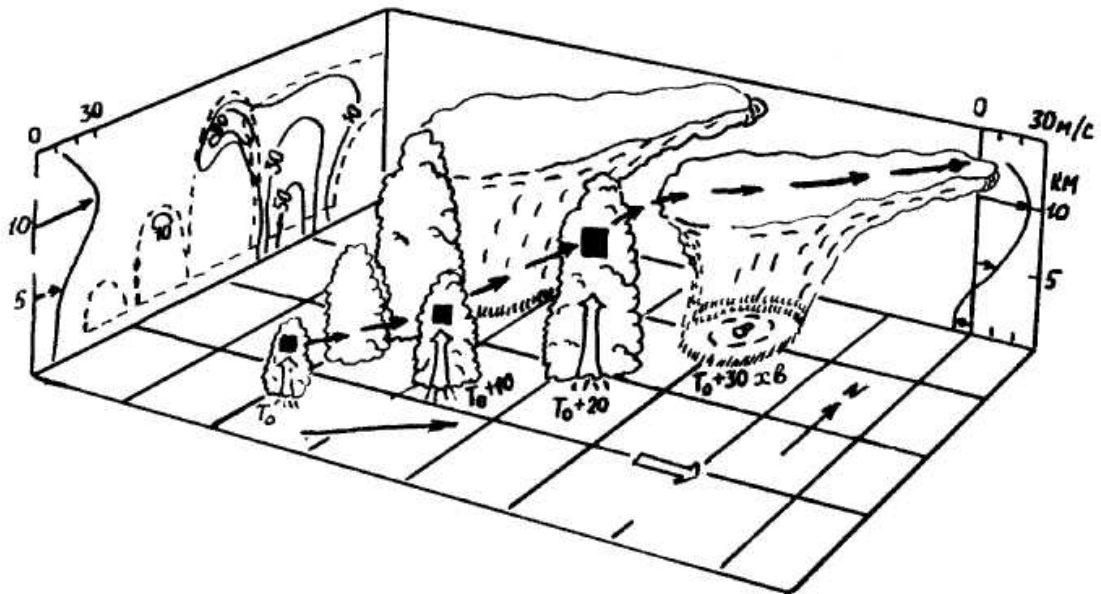


Рисунок 3.9 – Схематичне зображення багатоосередкової купчасто-дощової хмари. У початковий момент часу хмара складається з чотирьох осередків, які знаходяться в різних стадіях розвитку. Показано розвиток найбільш молодого (південного) осередку у послідовні моменти часу. Товстими чорними стрілками позначена траєкторія хмарного об'єму осередку, який зростає. Показано вертикальний переріз радіолуни у початковий момент часу, а також вертикальний профіль вітру

Вертикальний розріз через могутню суперосередкову хмару у напрямку переміщення *Cb* приводиться на рис. 3.10.

З суперосередковими хмарами пов'язані сильні зливи, катастрофічні градобиття, сильні грози, шквали (короткочасне посилення вітру з різким змінням напрямку), а іноді й смерчі.

При переміщенні суперосередкових купчасто-дощових хмар висхідний потік, який зображується на нижніх рівнях, підіймається в область, яку називають нішою. Він настільки сильний, що в області ніші краплі й кристали не встигають вирости до розмірів, при яких вони могли б випадати, а виносяться в передній виступ ковадла.

Падаючи донизу, вони знову затягуються всередину висхідного потоку. Така багаторазова «рециркуляція» частинок опадів є основним механізмом, який сприяє утворенню в суперосередковому *Cb* особливо великих градин [13, 14].

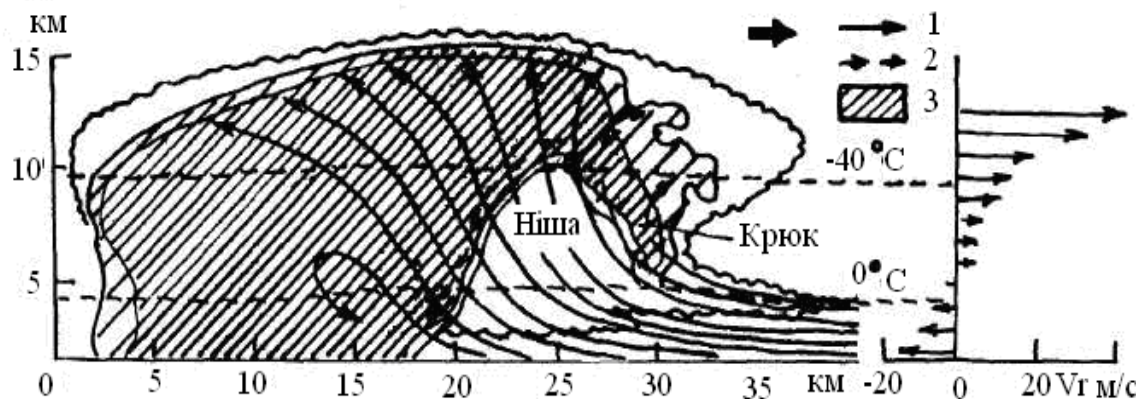


Рисунок 3.10 – Вертикальний переріз суперосередкової хмари у напрямку переміщення *Cb*. 1 – лінії течій; 2 – траєкторії градин; 3 – область найбільш інтенсивної радіолуни

Треба мати на увазі, що купчасто-дощові хмари в процесі їх розвитку можуть переходити з одного класу в інший. Але утворення в атмосфері одноосередкових *Cb*, як правило, відбувається при менших запасах енергії нестійкості й менших градієнтах швидкості вітру, ніж при утворенні більш могутніх різновидностей *Cb*. Чітких розбіжностей у зовнішніх фізичних станах повітря, що сприяють формуванню багатоосередкових і суперосередкових *Cb*, не спостерігається. В обох випадках необхідні великі запаси енергії нестійкості й вертикальні градієнти швидкості вітру у тропосфері.

Горизонтальні розміри *Cb* можуть бути різними в залежності від пори року, стану атмосфери й стадії розвитку. Іноді їх діаметр перевищує 50-70 км, а ковадло можуть закривати весь видимий горизонт. Розміри *Cb* максимальні влітку. Зимом у континентальних районах помірних і високих широт вони утворюються рідко. Середня вертикальна протяжність *Cb* влітку дорівнює 5-6 км, але часто перевищує 8-10 км. В останньому випадку вершини *Cb* досягають тропопаузи, а іноді навіть пробивають її.

Нижче, в таблиці 3.2 наводяться статистичні характеристики радіолуни для 15 випадків одноосередкових та 87 випадків багатоосередкових градових процесів, які спостерігались у Північному Причорномор'ї, що характеризують границі мінливості та її ступінь для окремих параметрів [3, 4, 5]. Суперосередкові *Cb* в Причорномор'ї спостерігаються досить рідко, в окремі роки вони взагалі не відзначаються, але іноді можуть повторюватися декілька разів. Так у 1993 році суперосередкові процеси спостерігались 23, 29 травня і 24 червня, а в періоди 1987-89 р. і 1991-92р. – жодного разу.

Таблиця 3.2 – Статистичні характеристики радіолуни одноосередкових та багатоосередкових градових процесів в Причорномор'ї

| Параметри               | Параметри радіолуни              |                         |                     |                        |                  | $d_{\max}$<br>см | $V_n$<br>км/Г |
|-------------------------|----------------------------------|-------------------------|---------------------|------------------------|------------------|------------------|---------------|
|                         | $\eta_{10},$<br>см <sup>-1</sup> | $H_{\Delta\eta},$<br>км | $H_{\sigma},$<br>км | Площа, км <sup>2</sup> |                  |                  |               |
|                         |                                  |                         |                     | $\eta = 10^{-12}$      | $\eta = 10^{-9}$ |                  |               |
| Одноосередкові хмари    |                                  |                         |                     |                        |                  |                  |               |
| Середнє                 | $9 \times 10^{-9}$               | 5,5                     | 8,9                 | 110                    | 29               | 0,9              | 10            |
| Мінімальне<br>значення  | $4 \times 10^{-9}$               | 3,1                     | 6,4                 | 5,6                    | 6                | 0,3              | 3             |
| Максимальне<br>значення | $7 \times 10^{-8}$               | 9,0                     | 11,6                | 180,0                  | 39               | 1,5              | 20            |
| $\sigma$                | $[2,6] \times 10^{-8}$           | 3,2                     | 4,5                 | 29,1                   | 9,8              | 0,4              | 7,6           |
| Багатоосередкові хмари  |                                  |                         |                     |                        |                  |                  |               |
| Середнє                 | $1 \times 10^{-7}$               | 9,8                     | 12,8                | 470                    | 85               | 1,8              | 35            |
| Мінімальне<br>значення  | $2 \times 10^{-8}$               | 8,2                     | 11,9                | 150                    | 25               | 0,9              | 15            |
| Максимальне<br>значення | $7 \times 10^{-7}$               | 11,2                    | 15,0                | 875                    | 130              | 4,0              | 50            |
| $\sigma$                | $[2,6] \times 10^{-8}$           | 2,9                     | 3,9                 | 49,2                   | 29,5             | 1,6              | 8,5           |

На рис. 3.11 представлені траєкторії переміщення радіолуни для окремих суперосередкових Сб, що спостерігалися в Причорномор'ї в період 1987-1993 р. Суперосередкові хмари у більшості випадків зміщуються з території Румунії чи Молдови, будучи вже градовими, більшість з них зароджується у відрогах Кодр. Траєкторія суперосередків у межах Одеської області складає приблизно 150-200 км і більше, напрямок ведучого потоку при процесах такого типу змінюється в межах 220-290°, а його швидкість складає 60-100 км/год. Як впливає з рисунку 3.11, усі представлені траєкторії радіолуни виражені дугоподібними кривими різного радіусу, що принципово відрізняє їх від траєкторій суперосередкових Сб в інших регіонах [3, 4, 5, 6].

Суперосередкові градові шторми реалізуються в атмосфері з помірними і сильними зсувами вітру; визначальне значення при цьому належить пограничному шару, де правий поворот вітру в сполученні з максимальними його зсувами є головними відмінними ознаками особливо могутніх градових процесів.

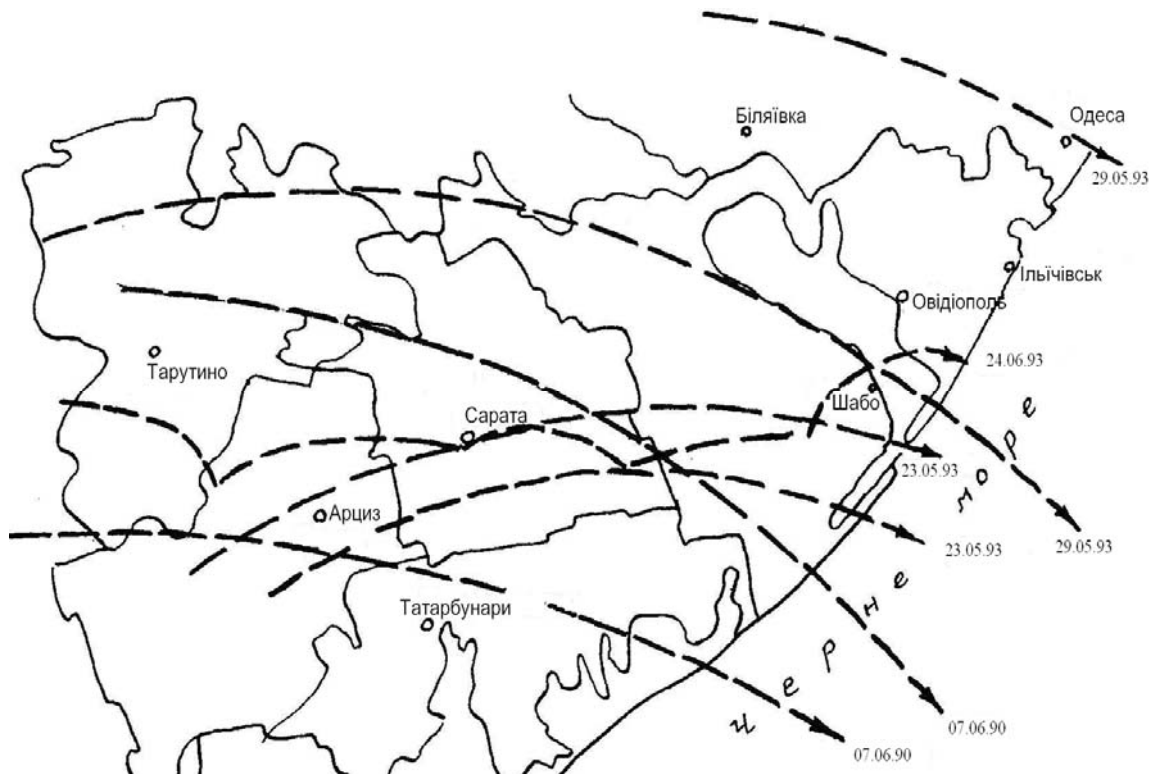


Рисунок 3.11 – Траєкторії переміщення суперосередкових градових Сб в Причорномор'ї

Відповідно до сучасних уявлень про формування суперосередкового Сб основною причиною тривалого існування такого процесу є наявність потужного ламінарного висхідного потоку, що підсилює осередок поблизу правого переднього сектора його нижньої межі [5, 21, 22]. Цілком обґрунтовано можна вважати причиною різкого посилення осередку саме правий поворот відносно  $V_n$ , коли область висхідних потоків виявляється навітряною: це призводить до конвергенції висхідного потоку  $W$  з  $V_n$ , а отже, до росту  $W$ .

Аналогічним образом представлені дані про переміщення інших суперосередків (рис. 3.11), звідки випливає, що всі суперосередкові Сб в Причорномор'ї зміщалися по дугоподібних траєкторіях, причому радіус цих кривих мінявся в діапазоні 70-150 км.

Стадія квазістаціонарності осередків відповідає часу, протягом якого  $V_{oc}$  практично збігається з напрямком  $V_n$ . Очевидно, чим більше радіус траєкторії, тим тривала стадія квазістаціонарності.

Момент відхилення суперосередку вправо від  $V_n$  відповідає початку його подальшого посилення, а лівий поворот – послабленню, початку дисипації.

Раніше, у [6] відзначалося, що на Північному Кавказі суперосередки на стадії свого розвитку зміщалися у напрямку

середнього вітру  $V_n$ , а стадія стаціонарності, навпаки, збігалася з правим поворотом. Траєкторії при цьому вважаються прямолінійними, а осередки змінюють напрямок переміщення досить різко. Дані, отримані в Північному Причорномор'ї, свідчать саме про обертальний характер траєкторій зсуву суперосередків, чим менше радіус траєкторії, тим менше живе такий осередок.

Процеси перехідного типу, що мають одночасно характеристики багатоосередкових і суперосередкових, супроводжуються надзвичайно сильними градобоями, що свідчить про наявність у таких хмарах значних швидкостей висхідних потоків, рознесених у просторі з областю випадіння опадів.

### **3.3 Контроль результатів впливу**

Організація і проведення протиградових робіт вимагають оцінки фізичної і економічної ефективності активного впливу на градові процеси. В даний час для цієї мети застосовуються різні підходи, відмінні один від одного способом вирішення того або іншого питання. Проте коректна оцінка фізичної або економічної ефективності впливу на градові процеси зустрічає труднощі, зумовлені недостатнім вивченням багатьох процесів в хмарах при розвитку їх в природних умовах і при активному впливі, а також складністю або навіть неможливістю отримання інформації необхідного об'єму і якості.

Тому проблема удосконалення існуючих і розробки нових методів аналізу ефективності активного впливу на градові процеси до теперішнього часу є актуальною. Слід зазначити, що задачі цих методів повинні мінятися за розвитком наших уявлень про хмарні процеси і розширенням протиградових робіт. В період, коли протиградові роботи починалися, основне призначення методів оцінки економічної ефективності полягало в з'ясуванні їх рентабельності. В сучасний період, коли ці роботи ведуться в широких масштабах і проводяться також дослідження по удосконаленню методів впливу, постає проблема розробки таких методів оцінки фізичної та економічної ефективності, на основі яких можна вести дослідження по оптимізації як методів впливу на градові процеси, так і структури сільгоспвиробництва і протиградової системи на території, яка захищається, з урахуванням надійності останньої. Для розробки методів, що задовольняють цим вимогам, потрібний новий підхід, заснований на сучасних наукових досягненнях з фізики хмар, обчислювальної математики, теорії вимірювань і т. ін. [7, 10, 11, 13, 14].

Зміну характеристик градової хмари в результаті впливу можна назвати фізичним ефектом. Але, як відомо, зміни не всіх параметрів хмари можуть відобразити цільову спрямованість активного впливу. У зв'язку з цим поняття «фізичний ефект», а також показники, що використовуються при його оцінці, повинні визначатися тими задачами, для вирішення яких потрібне виявлення ефекту впливу. Ними ж визначаються вимоги до методів оцінки. Можна сформулювати основний круг цих задач таким чином:

- управління проведенням активного впливу;
- аналіз ефективності методів впливу;
- оцінка економічної ефективності протиградових робіт через зв'язок фізичних і економічних показників.

Призначення цих методів для управління проведенням активного впливу полягає в тому, щоб по значеннях параметрів хмари з урахуванням типу і фази його розвитку ухвалювати рішення про початок або закінчення впливу. Ці методи повинні бути оперативними і базуватися на використуванні безпосередньо вимірюваних параметрів хмари. Але слід зазначити, що зміна параметрів хмари в результаті впливу не може свідчити однозначно про наявність ефекту впливу, оскільки ці ж зміни можуть бути наслідком природного ходу процесу. Наступні показники, які пропонується використовувати для оперативної оцінки фізичної ефективності і управління активним впливом:

- зміна тенденцій в розвитку засіяних хмар;
- зміна імовірності випадання граду;
- припинення випадання граду;
- зміна площі градового вогнища;
- зменшення розміру граду і інтенсивності градових опадів.

Використовування того або іншого показника залежить від типу радіолокатора спостереження. Зміна тенденції в розвитку придатних впливу хмар визначається по часовому ходу наступних радіолокаційних параметрів:

- 1) висоти верхньої границі зони підвищеної радіолуни або підвищеної відбиваності;
- 2) товщини шару переохолодженої зони підвищеної радіолуни або підвищеної відбиваності;
- 3) радіолокаційної відбиваності;
- 4) імовірності випадіння граду;
- 5) площі горизонтального перетину зони підвищеної радіолуни або підвищеної відбиваності на рівні ізотерми -  $10^{\circ}\text{C}$ ;
- 6) площі горизонтального перетину зони випадіння граду поблизу поверхні землі або градового вогнища на рівні ізотерми  $10^{\circ}\text{C}$ ;

- 7) розміру граду;
- 8) осередкової структури радіолуни.

При цьому не ставиться задача відновлення природного ходу цих параметрів після початку активного впливу і його порівняння з фактичною при активному впливі, і фактично визначення тенденції розвитку засіяних хмар зводиться до обчислення значень параметрів в різні моменти після початку впливу.

### **3.4 Проблема збільшення опадів на значній території. Викликання опадів з хмар неконвективних форм**

Згідно існуючим теоріям опади прийнято підрозділяти на два типи:

- 1) обложні, тривалі опади, що випадають на великій площі, які пов'язані з великомасштабними вертикальними рухами повітря, обумовленими фронтальним або орографічним підйомом повітря або великомасштабною горизонтальною конвергенцією;

- 2) зливові, конвективні опади, що випадають на обмеженій площі і пов'язані з мезомасштабною конвекцією в нестійкому повітрі.

Опади можна характеризувати як неоднорідні (конвективні) або як досить однорідні (обложні) з менш вираженою дрібномасштабною структурою більшою площею розповсюдження. Картина обложних опадів змінюється в часі відносно поступово, а конвективних - швидко.

Практичний інтерес може представляти управління розвитком неконвективних хмар у важливих для народного господарства випадках [2, 10, 11]:

- викликання опадів з хмар, які в своєму природному розвитку не досягли дощової стадії, з метою зволоження ґрунту, створення додаткового снігозапасу або запобігання розповсюдження лісової пожежі;
- інтенсифікація слабких і помірних опадів з метою збільшення водозбору окремих басейнів;
- інтенсифікація процесу утворення опадів з фронтальних хмар на підступах до міста з метою ослаблення або повного їх припинення над самим містом;
- розсіяння низької хмарності з метою виконання посадки або зльоту літаків, а також прямого візуального перегляду з висоти наземних або, навпаки, з землі висотних цілей, наприклад, при астрономічних спостереженнях і т.д.

Управління неконвективними хмарами здійснюється за допомогою реагентів, що змінюють хід внутрішньохмарних процесів. Як і при аналізі умов природного опадоутворення, слід розрізняти

хмари, які мають або не мають переохолоджену частину. Радикальним засобом інтенсифікації опадоутворення з переохолоджених хмар є штучна кристалізація.

Результати узагальнення великої серії дослідів по впливу кристалізуючими реагентами на орографічні неконвективні переохолоджені хмари, в 1970 р. в районі Склеястих гір (США), були представлені на рисунку 3.12.

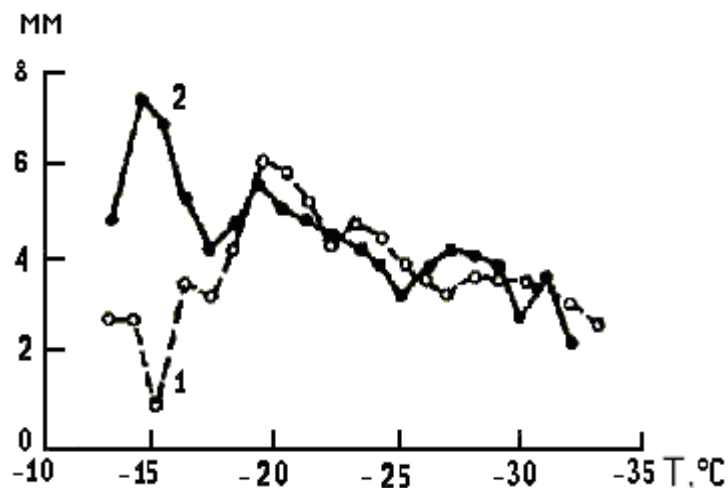


Рисунок 3.12 – Кількість природних (1) і штучних опадів в дні з впливом реагентами, які кристалізують вологу (2) при різних температурах на висоті 500гПа, 1970р. США

Як аргумент була вибрана температура на рівні 500 гПа, функцією є денна кількість опадів, зміряна на висотній обсерваторії. Таким чином, можна вважати, що практично опади вимірювалися безпосередньо під хмарою.

З рисунка видно, що в дні без впливу (крива 1) при температурах нижче  $-20^{\circ}\text{C}$  опадів випадає тим більше, чим «тепліша» хмарність. При зсуві в область температур вище  $-20^{\circ}\text{C}$  кількість опадів зменшується (крива рідко йде вниз), оскільки процес кристалізації тут виявляється недостатнім для утворення інтенсивних опадів.

Введення в хмарність реагентів, які кристалізують вологу, практично не міняє картину тільки в правій частині рисунка, оскільки природна кристалізація тут і так достатньо інтенсивна. Проте, в лівій частині рисунка при більш високих температурах, коли природна кристалізація недостатньо інтенсивна або відсутня зовсім, введення реагентів, які кристалізують вологу, виявилось достатньо ефективним способом викликання опадів (криві 1 і 2 різко розійшлися і в той же

час крива 2, в середньому, зростає і при більш високих температурах).

Інша серія дослідів показала, що тільки в стадії, коли природних кристалів до впливу було мало, штучна кристалізація виявилася ефективною. Число льодових кристалів в хмарі збільшувалося. Якщо природних кристалів до впливу було багато, то вплив виявляється даремним.

Важливою характеристикою штучного впливу на хмари неконвективних форм є час процесу штучної трансформації хмари. Його можна визначити за наслідками дослідів, в яких засіваються хмари з більш - менш однотипними параметрами.

Разом з цим слід мати на увазі, що утворення опадів сприяє не тільки конвекції, але і низхідним рухам, а тим самим (в звичайних умовах) – розпаду хмарності. Який з процесів у кожному конкретному випадку виявляється сильнішим, залежить як від параметрів хмари, так і від режиму впливу на хмару.

Ефективність впливу на хмари неконвективних форм істотно залежить від інтенсивності природних процесів в них і від стадії їх життя, перш за все від знака і величини вертикальних струмів.

### **3.5 Утворення дощу в краплинних хмарах та викликання опадів з конвективних хмар**

Спостереження показують, що дощ може розвиватися в теплих купчастих хмарах за порівняно короткий час після того, як вони почали формуватися – приблизно за 15 хвилин. Загально прийнята думка полягає в тому, що цей процес припиняється гравітаційною коагуляцією крапель. Але для цього потрібно, щоб спектр розмірів крапель був досить широким. Це забезпечить високу частоту зіткнень.

Коагуляційному зростанню крапель серйозно перешкоджає те, що коефіцієнти зіткнення між дрібними краплями дуже малі. Більш того, конденсаційно-дифузійний процес, який є переважаючим процесом зростання крапель у початковій стадії, призводить до звужування спектру крапель, що, очевидно, теж заважає розвитку коагуляції. Отже, теорія повинна пояснювати утворювання дощових крапель за реальний час всупереч малим коефіцієнтам зіткнення й приблизно параболічній формі закону дифузійного зростання. Існує декілька моделей, які задовольняють цю вимогу. Розглянемо деякі з них [8, 9, 19].

При дослідженні процесу розвитку дощу в теплих хмарах Боуеном було використано рівняння коагуляційного зростання разом з рівнянням дифузійного зростання крапель. Вважалося, що в однорідному висхідному потоці повітря піднімається хмара крапель однакового розміру і серед них присутня невелика кількість більших за розміром

крапель, які могли утворитися завдяки випадковому злиттю двох хмарних крапель.

Більша крапля спочатку переноситься висхідним потоком разом з дрібними краплями. Але через деякий час вона стає ще більшою й починає відставати від них. Подальше зростання великої краплі йде ще швидше, і через деякий час крапля стає такою великою, що починає спускатися через висхідний потік. Зростання триває в міру падіння краплі у середині хмари до того часу, доки вона не випаде з неї у вигляді дощової краплі.

У кубічному сантиметрі хмари містяться сотні крапель різних розмірів. Великі краплі падають швидше дрібних, доганяють їх і досить часто зштовхуються одна з одною.

Зіткнення ще не гарантує зливання крапель. При зштовхуванні пари крапель можливі взаємодії кількох типів:

а) коли зштовхуються великі краплі при великих кутах між їхніми траєкторіями, вони можуть відскочити одна від одної;

б) якщо зштовхуються краплі з радіусом, меншим за 100 мкм, то може відбутися їхнє злиття;

в) краплі можуть тимчасово об'єднатися, а потім розійтися, зберігаючи свою індивідуальність;

г) після тимчасового об'єднання краплі можуть роздробитися на ряд більш дрібних крапель.

Типи взаємодії залежать від розмірів крапель та їх траєкторій, а також від наявності електричних сил і від інших факторів.

Для того, щоб познайомитись з основними поняттями теорії коагуляційного зростання крапель, розглянемо ідеалізований випадок падіння краплі радіуса  $R$  (будемо її називати каплею-колектором) крізь спокійну (не турбулізовану) монодисперсну хмару, що складається з крапель радіусом  $r$ , концентрація яких дорівнює  $n$ .

Позначимо через  $dN_{Rr}$  число зіткнень за час  $dt$  краплі-колектора, яка падає через однорідну хмару крапель  $r$ . Воно дорівнює [8, 9, 19]

$$dN_{Rr} = K(R, r) n dt. \quad (3.1)$$

Коефіцієнт пропорційності  $K(R, r)$  залежить від розмірів крапель і називається коефіцієнтом коагуляції. Він має розмірність  $\text{см}^3/\text{с}$  (концентрація крапель – це кількість їх у  $\text{см}^3$ , тобто має розмірність  $\text{см}^{-3}$ ) і чисельно дорівнює тому об'єму, з якого всі краплі радіусом  $r$  за 1 секунду зіткнуться з каплею-колектором  $R$ . Підкреслимо, що, кажучи про об'єм при визначенні  $K$ , ми розуміємо не простір якої-небудь форми, а міру кількості крапель, рівномірно розподілених у цьому об'ємі. Величина  $K(R, r)n$  характеризує число крапель радіусом  $r$ , які

на протязі 1с зіткнуться з краплею-колектором. Цю величину називають потоком крапель радіусом  $r$  на краплю радіусом  $R$

$$\Phi(R, r) = K(R, r) \cdot n. \quad (3.2)$$

Припустимо, що у повітрі турбулентність відсутня, не діють електричні сили й броунівськими рухами можна знехтувати. Тоді краплі будуть падати вертикально вниз під дією сили ваги. Іншими словами, будемо вважати, що зіткнення обумовлені тільки різницею швидкостей падіння крапель різних розмірів, тобто відбувається гравітаційна коагуляція. Коли б краплі не взаємодіяли між собою, то, очевидно, величина  $K(R, r)$  визначалася б простим співвідношенням

$$K(R, r) = \pi(R + r)^2 (\nu_R - \nu_r), \quad (3.3)$$

де  $\nu_R$  і  $\nu_r$  – швидкість падіння краплі-колектора і краплі радіуса  $r$  відповідно.

Проте число зіткнень може бути значно меншим. Це обумовлюється тим, що рухи крапель при їхньому падінні неможливо розглядати незалежними. Між ними існує гідродинамічна взаємодія.

При падінні краплі-колектора повітря, що має в'язкість  $\eta$  нібито розсовується краплею, і його частки отримують поперечну складову швидкості й обтікають краплю-колектор. В'язкі сили діють на краплі радіусом  $r$  і примушують їх рухатися по траєкторіях, близьких до траєкторій часток повітря. В результаті з краплею-колектором зіткнуться краплі  $r$ , центри яких знаходяться не в циліндрі з перерізом  $\pi(R + r)^2$ , а в циліндрі меншого перерізу  $\pi R_0^2$ . Відношення фактичного числа зіткнень до числа зіткнень, яке б мало місце при повному геометричному захопленні, називається коефіцієнтом зіткнення  $E$ . Він залежить головним чином від розміру краплі-колектора і розмірів крапель, що захоплюються

$$E(R, r) = \frac{R_0^2}{(R + r)^2}. \quad (3.4)$$

Як було зазначено, не завжди краплі, що зіткнулися, зливаються. Відношення числа зливань до числа зіткнень називається коефіцієнтом злиття. Коагуляційне зростання крапель визначається коефіцієнтом захоплення, який дорівнює добутку коефіцієнтів зіткнення і злиття. Лабораторні дослідження зіткнення дрібних крапель показали, що коефіцієнт злиття близький до одиниці, якщо краплі заряджені або якщо існує електричне поле. Оскільки в реальних хмарах завжди існують слабкі поля та заряди, приймають, що коефіцієнт захоплення дорівнює

коефіцієнту зіткнення й визначається формулою (3.4). Отже, з урахуванням зазначеної гідродинамічної взаємодії коефіцієнт коагуляції визначається рівнянням [8, 9, 19]

$$K_g(r, R) = \pi(R + r)^2 (\nu_R - \nu_r) E_g(R, r) \quad (3.5)$$

(індекс  $g$  зазначає, що йдеться про гравітаційну коагуляцію).

Величина  $K_g(R, r)$  відіграє дуже важливу роль в теорії утворення хмар та опадів. Її теоретичне й експериментальне визначення пов'язане з великими труднощами, які в основному були подолані в 70-х роках ХХ ст. Значення коефіцієнта захоплення для різних розмірів крапель-колекторів і крапель радіуса  $r$  зображуються на рисунку 3.13. З нього можна зробити висновок, що коефіцієнт захоплення є зростаюча функція  $R$  і  $r$ . При значеннях  $R > 80$  мкм ця функція у більшому ступені залежить від  $r$ . У табл. 3.2 приводяться значення коефіцієнта захоплення для крапель радіусів  $R$  і  $r$ .

Власне кажучи,  $K_g$  є функцією не тільки  $R$  і  $r$ , але і числа  $Re$ . Число Рейнольда, в свою чергу, для краплі  $R$  залежить не тільки від її радіуса, але й від кінематичної в'язкості  $\nu$ , яка дещо змінюється зі змінюванням температури. Однак, для нижньої тропосфери ця залежність проявляється не дуже сильно, тому різниця умов у хмарах і умов лабораторних експериментів, за допомогою яких були отримані значення коефіцієнта захоплення, що приводяться вище, проявляється не дуже значно і пов'язані з цим змінюванням  $K_g$  не виходять за границі похибок розрахункових та експериментальних методів визначення.

Розглянемо зростання крапель хмар під впливом гравітаційної коагуляції.

Припустимо, що в одиницю часу в полідисперсній хмарі з розподілом крапель за розмірами  $f(r)$  і з усталеною швидкістю  $\nu(R)$  падає крапля-колектор  $R$  через скупчення більш дрібних крапель. Об'єм, у якому за одиницю часу можливе зіткнення краплі-колектора з краплями радіуса  $r$  дорівнює [8, 9, 19]

$$V = \pi(R + r)^2 [\nu(R) - \nu(r)].$$

Як було показано, крапля-колектор зштовхується не з усіма краплями, а лише з її частиною, яка визначається коефіцієнтом захоплення  $E(R, r)$ . Отже, середнє число крапель радіусом від  $r$  до  $r + dr$ , захоплених краплею-колектором за одиницю часу в одиниці об'єму, є

$$N = \pi(r + R)^2 [\nu(R) - \nu(r)] f(r) E(r, R) dr$$

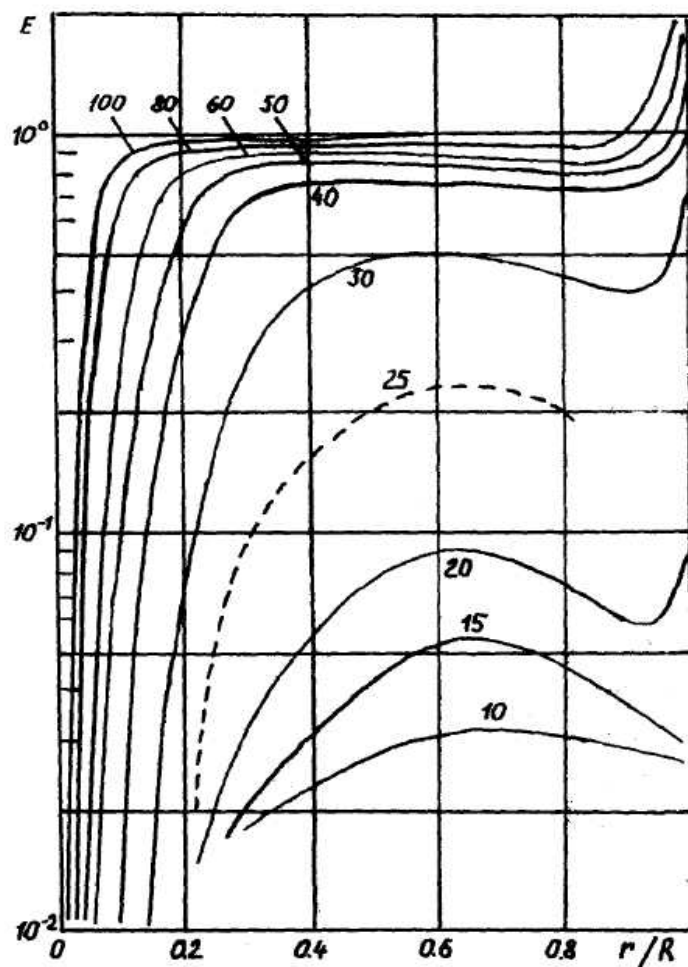


Рисунок 3.13 – Залежність коефіцієнта захоплення  $E$  від радіусів крапель, які стикаються (цифри біля кривих позначають  $R$ , мкм)

Таблиця 3.2 – Значення коефіцієнта захоплення  $K_g(R, r)$  для крапель радіусом  $R$ , які падають крізь хмару крапель

| $r$<br>мкм | $R$ мкм |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|            | 10      | 15    | 20    | 30    | 40    | 50    | 60    | 80    | 100   |
| 3          | 0,18    | -     | <0,01 | <0,01 | <0,01 | 0,011 | 0,025 | 0,060 | 0,090 |
| 5          | 0,027   | 0,024 | 0,022 | 0,033 | 0,056 | 0,10  | 0,15  | 0,28  | 0,36  |
| 10         | 0,026   | 0,054 | 0,077 | 0,32  | 0,49  | 0,61  | 0,70  | 0,80  | 0,86  |
| 15         | -       | 0,028 | 0,082 | 0,50  | 0,74  | 0,83  | 0,87  | 0,92  | 0,94  |
| 20         | -       | -     | 0,10  | 0,50  | 0,77  | 0,86  | 0,90  | 0,93  | 0,96  |

Загальну швидкість зростання об'єму краплі-колектора  $V_R$  можна отримати, якщо помножимо останнє співвідношення на об'єм захопленої краплі та проінтегруємо його по всіх розмірах захоплених крапель

$$\frac{dV_R}{dt} = \int_0^R \pi(R+r)^2 \frac{4}{3} \pi r^3 f(r) E(R,r) [\nu(R) - \nu(r)] dr. \quad (3.6)$$

Оскільки  $V_R = \frac{4}{3} \pi R^3$ , то

$$\frac{dV_R}{dt} = 4\pi R^2 \frac{dR}{dt}. \quad (3.7)$$

Звідси,

$$\frac{dR}{dt} = \frac{4}{3} \int_0^R \left( \frac{R+r}{R} \right)^2 [\nu(R) - \nu(r)] r^3 f(r) E(R,r) dr. \quad (3.8)$$

Рівняння (3.8) враховує розміри й швидкість падіння крапель, що захоплюються краплею-колектором. Якщо розмір всіх цих крапель набагато менший, ніж розмір краплі-колектора, то можна вважати, що  $\nu(r) \approx 0$  і  $R+r \approx R$ . Тоді будемо мати

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\pi}{3} \nu(R) \int_0^R E(R,r) r^3 f(r) dr. \quad (3.9)$$

На основі відомої теореми про середнє можна з-під знака інтеграла винести середнє значення коефіцієнта захоплення  $\bar{E}$ . Якщо за такої умови розділити і помножити праву частину рівняння на  $\frac{4}{3} \pi \rho_g$ , то прийдемо до рівняння [8, 9, 19]

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\bar{E} \nu(R)}{4\rho_g} \int_0^R \frac{4}{3} \pi r^3 f(r) \rho_g dr. \quad (3.10)$$

Як очевидно, інтеграл правої частини рівняння (3.24) має сенс маси води, яка утримується в одиниці об'єму хмари. Ця величина називається, як відомо, водністю хмари

$$Q_w = \int_0^R \frac{4}{3} \pi r^3 f(r) \rho_g dr. \quad (3.11)$$

Таким чином, за сформульованих умов

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\bar{E}Q_w}{4\rho_g} \nu(R). \quad (3.12)$$

Введемо просту операцію

$$\frac{dR}{dt} = \frac{dR}{dz} \cdot \frac{dz}{dt}. \quad (3.13)$$

Похідна  $\frac{dz}{dt}$  має сенс змінення з часом вертикальної координати краплі-колектора, тобто вертикальної швидкості її падіння. Якщо у хмарі спостерігаються вертикальні токи повітря швидкістю  $w$ , то, очевидно,

$$\frac{dz}{dt} = w - \nu(R). \quad (3.14)$$

Змінення розмірів краплі-колектора з висотою при її падінні крізь полідисперсну хмару крапель визначається формулою [8, 9, 19]

$$\frac{dR}{dz} = \frac{\bar{E}Q_w}{4\rho_g} \cdot \frac{\nu(R)}{w - \nu(R)}. \quad (3.15)$$

При відсутності вертикальних рухів ( $w = 0$ )

$$\frac{dR}{dz} = -\frac{\bar{E}Q_w}{4\rho_g}. \quad (3.16)$$

Відносно знака мінус в останній формулі треба мати на увазі, що в її лівій частині  $dz < 0$  (крапля-колектор падає вниз), а її радіус при падінні збільшується.

Крім сили ваги, під дією якої краплі різних розмірів мають різну швидкість падіння, що призводить до гравітаційної коагуляції, існують й інші фізичні механізми, які обумовлюють злиття крапель. В залежності від характеру цих механізмів розглядають броунівську, турбулентну, електростатичну та інші види коагуляції. В природі ці ефекти діють одночасно з гравітаційною коагуляцією. Визначення коефіцієнтів коагуляції у цьому випадку є досить складною проблемою, яка до цього часу не розв'язана. Але для практичних розрахунків часто досить знати верхні оцінки, які можна одержати, якщо відомі значення коефіцієнтів коагуляції для окремих її механізмів [7, 8, 9, 19].

Зупинимось, по-перше, на броунівській коагуляції.

Причиною броунівських рухів крапель у хмарі є зіткнення їх з молекулами повітря. Ясно, що хаотичні рухи за рахунок цього виникають тільки у досить дрібних крапель. Потік  $\Phi_g$  таких крапель радіусом  $r_2$  на краплю радіусом  $r_1$  визначається законами звичайної

дифузії. Отже, аналогічно формулі, що визначає дифузію молекул пари на краплю, для потоку  $\Phi_e$  маємо

$$\Phi_e = 4\pi(r_1 + r_2) D n_2, \quad (3.17)$$

де  $D = D_1 + D_2$  - відносний коефіцієнт дифузії, складові якого описуються формулою

$$D_i = k T B_i, \quad (3.18)$$

де  $k$  - стала Больцмана;

$B_i = (6\pi r_i \eta)^{-1}$  - рухливість крапель радіусом  $r_i$  ( $i = 1, 2$ );

$\eta$  - динамічна в'язкість повітря;

$n_2$  - концентрація крапель радіуса  $r_2$ .

Тоді для коефіцієнта броунівської коагуляції маємо

$$K_e = \frac{\Phi_e}{n_2} = \frac{2RT}{3\eta} \frac{(r_1 + r_2)^2}{r_1 \cdot r_2}. \quad (3.19)$$

У випадку часток рівних розмірів коефіцієнт коагуляції не залежить від розмірів крапель

$$K_e = \frac{8kT}{3\eta}. \quad (3.20)$$

Потік маси у цьому випадку теж не залежить від радіуса крапель і визначається тільки водністю хмари  $Q_w$

$$\Phi_e = \frac{8kT Q_w}{3\eta}. \quad (3.21)$$

Крім броунівських рухів крапель на інтенсивність коагуляції впливають і електричні сили, що діють на краплі. Така коагуляція, як зазначалося вище, носить назву електростатичної. Вона обумовлюється або взаємодією частини крапель, які несуть на собі електричний заряд, або взаємодією крапель з електричним полем, якщо воно відрізняється від нуля. У першому випадку йдеться про електростатичну коагуляцію. Тут суттєвими виявляються тільки парні взаємодії крапель, які несуть на собі заряди різних знаків. Враховуючи тільки кулонівські сили, можна вважати, що потік  $\Phi_e$  крапель радіусом  $r_2$  на краплю радіусом  $r_1$  є стаціонарним. Тоді на відстані  $l$ , яку проходить крапля за час  $\tau_2$ , силу взаємодії крапель з зарядами  $q_1$  і  $q_2$

$$F = \frac{q_1 q_2}{l^2} \quad (3.22)$$

можна вважати постійною, оскільки

$$\frac{\Delta F}{F} \approx \frac{2\alpha\tau_2}{l}, \quad (3.23)$$

де

$$\alpha = BF, \quad B = B_1 + B_2 = (1/6\pi\eta) \frac{r_1 + r_2}{r_1 r_2}. \quad (3.24)$$

Навіть при мінімальному  $l = r_1 + r_2$ , і  $r_i > 1$  мкм ( $i = 1, 2$ ) це співвідношення має порядок  $10^{-2}$ . Звичайно, зіткнення між краплями повинні бути настільки рідкими, щоб проміжок часу між ними був значно більший за  $\tau_2$ . В іншому випадку задача стає нестационарною через змінення розмірів і заряду краплі [8, 9, 19].

Стационарний потік  $\Phi_l$  визначається формулою

$$\Phi_l = -4\pi l^2 \alpha n_2 = -4\pi l^2 B F n_2, \quad (3.25)$$

де  $n_2$  - концентрація крапель радіуса  $r_2$ , а  $F < 0$ , оскільки заряди  $q_1$  і  $q_2$  мають різні знаки. Отже, коефіцієнт коагуляції, обумовлений взаємодією двох заряджених крапель, дорівнює

$$K_l = \frac{\Phi_l}{n_2} = \frac{2(r_1 + r_2)}{3\eta r_1 r_2} |q_1 \cdot q_2|. \quad (3.26)$$

Наявність електричного поля призводить, по-перше, до переміщення крапель, по-друге, до індукування додаткових дипольних моментів у крапель і, по-третє, їх взаємодії. Роль другого ефекту у стимулюванні зіткнень крапель, коли мають місце реальні електричні поля негрозових хмар, нехтовно мала. Перший ефект також має невелике значення. Як показують оцінки, коли напруженість електричного поля  $E_q < 10^3$  Вт/м, коефіцієнт коагуляції  $K_{E_q}$  має дуже мале значення і не перебільшує  $K_l$ .

Припустимо тепер, що повітря, де знаходяться краплі, є турбулентним. Тоді два фактори спричиняють зіткнення крапель. Перший з них пов'язаний з інерцією крапель та їхньою різною мірою захоплення турбулентними вихорами.

Відповідний турбулентний механізм зіткнення крапель називають інерційним. Його дія аналогічна механізму гравітаційної коагуляції. При цьому роль прискорення вільного падіння відіграє турбулентне прискорення

$$q_T = \frac{A_1 \varepsilon^{3/4}}{\pi \nu^{1/4}}, \quad (3.27)$$

де  $\varepsilon$  – швидкість дисипації турбулентної енергії на одиницю маси повітря ( $\text{см}^2/\text{с}^3$ ),  $A_1$  – коефіцієнт.

Іншою причиною зіткнення крапель у турбулентному потоці є можлива різниця швидкостей повітряних часток у сусідніх точках простору, що призводить до виникнення відносних рухів крапель. Цей механізм має назву дифузійного.

Взаємодія інерційного та дифузійного механізмів обумовлює турбулентний коефіцієнт коагуляції у вигляді [8, 9, 19].

$$K_T = (r_1 + r_2)^2 \left[ A_1 \left( \varepsilon^3 / \nu \right)^{1/2} (\tau_1 - \tau_2) + A_2^2 (\varepsilon / \nu) (r_1 + r_2)^2 \right]^{1/2}, \quad (3.28)$$

Він наводиться з точністю до членів порядку  $\tau_2/\tau_0$  і  $\rho/\rho_v$ .

Безрозмірні множники  $A_1$ ,  $A_2$  визначаються теоретичним шляхом і дорівнюють  $A_1 = 4,8$ ,  $A_2 = 1,7$ .

Конвективні хмари в своєму розвитку досягають купчасто-дощової стадії при достатньо великій вертикальній потужності і водності, які забезпечують укрупнення хмарних частинок до таких розмірів, що при своєму падінні під хмарою вони не встигають випаруватися. Нерідко, проте, хмари проходять весь цикл від зародження до розпаду, не розвиваючись до стадії купчасто-дощових (Cb). Які є можливості втручання в цей процес з метою штучного перетворення хмари в дощову, що природним шляхом не дійшла до дощової стадії?

Перш за все, це можливість інтенсифікації конвекції з метою збільшення вертикальної потужності хмари. Важливим чинником є стратифікація атмосфери. Проте безпосередньо впливом змінити розподіл температури, водності, вітру в атмосфері в масштабах, порівнянних з розмірами Cb, ми не в змозі. Збільшення горизонтальних розмірів хмари і зменшення залучення сприяли б розвитку конвекції. Горизонтальне переміщення хмар з метою зведення декількох хмар воедино різко збільшило б можливості їх вертикального розвитку, але цього ми робити не вміємо. Отже, залишилася лише одна величина – температура хмари  $T'(z)$ , управління якою в переохолоджених хмарах, за допомогою кристалізуючих реагентів цілком реально. Модельні розрахунки, результати яких були показані на рисунку 3.13, показують, що ефект посилення конвекції, викликаний штучною кристалізацією, сильно залежить від стану атмосфери і проводити дослідження впливу без попередніх розрахунків штучної трансформації хмар немає сенсу.

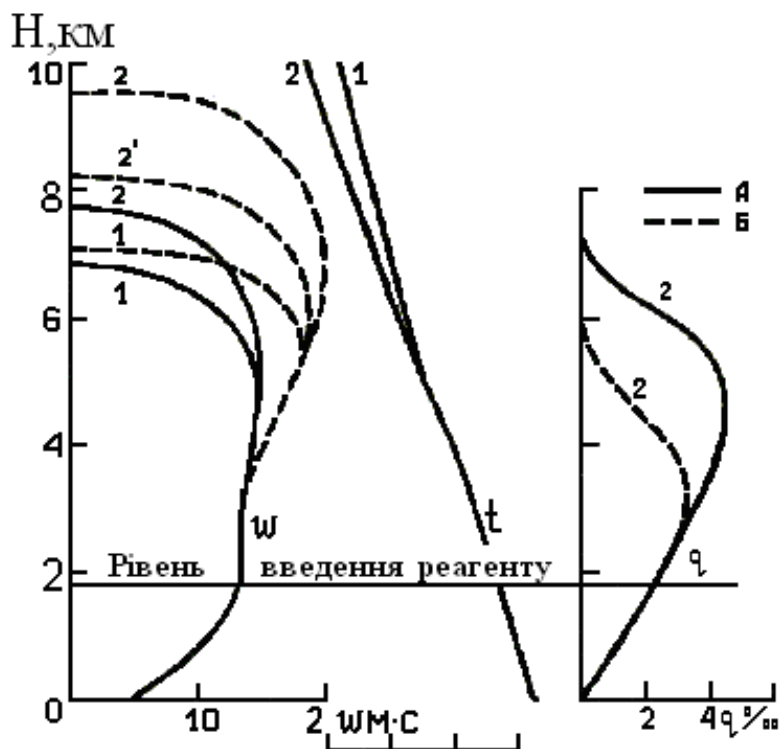


Рисунок 3.13 – Трансформація хмари під впливом штучної кристалізації: а – хмари, що природно розвиваються; б – хмари, що штучно кристалізуються; криві 1 і 2 для  $w$  і  $q$  відповідають кривим стратифікації

Розрізняють два випадки:

- перший, коли над хмарою атмосфера стійка по відношенню до конденсаційного процесу, але нестійка по відношенню до сублімації. Тоді кристалізація допомагає подолати бар'єр, існуючий між ними;

- другий, коли хмара в своєму природному розвитку досягла рівня стійкості по відношенню до конденсаційних процесів (безпосередньо над хмарою знаходиться вологостійка стратифікація), але дещо вище є достатньо могутній шар з сильною нестійкістю. Тоді штучна кристалізація, якщо тільки вона допоможе хмарі пробити шар стійкості, викличе бурхливу конвекцію в нестійкому шарі.

Крім посилення конвекції безпосередньо за рахунок виділення теплоти кристалізації, існують вторинні ефекти, супутні кристалізації хмари, які впливають на динаміку її розвитку: розширення хмари в горизонтальному напрямі і посилення конденсаційно-коагуляційних процесів зростання крапель в хмарі.

При введенні реагенту льодяні частинки укрупнюються в хмарі енергійніше, ніж краплі, в цьому випадку опади досягають поверхні землі.

Чим могутніша хмара і чим ближча температура її верхньої частини до температури природної кристалізації, тим вірогідніше виявлялося штучне перетворення її в дощову.

Тільки в тому випадку, якщо переохолоджена хмара в своєму природному розвитку достатньо підготовлена до дощової стадії, штучна кристалізація буде результативною [8, 9, 19].

Штучна кристалізація може викликати два процеси: посилення конвекції і посилення процесу укрупнення частинок хмар.

### 3.6 Фізика утворення граду і шляхи запобігання градобойв

За визначенням ВМО, *град* - льодяні частинки сферичної форми від розміру середніх крапель дощу до 2,5 і більш см. Частинки складаються з прозорого льоду або мають шари.

Утворення шарів на градині пояснюється її коливаннями біля нульової ізотерми: матовий шар - при низьких температурах, прозорий - нижче за нульову ізотерму.

За цією теорією в хмарі обов'язково існують висхідні потоки з великою швидкістю, що дорівнює швидкості падіння найкрупніших градин. Так, 5см розміру граду відповідають швидкості висхідних потоків близько 30 м/с [7, 16, 17, 20].

*Теорія утворення граду Високогірного геофізичного інституту.*

Термічна конвекція, що виникає в результаті нестійкої стратифікації атмосфери, може бути викликана різними причинами.

Градіві процеси найбільшої інтенсивності виникають при проходженні холодних фронтальних розділів в сукупності з денним перегрівом.

Підйом повітряних мас в купчастій хмарі на 1 стадії її розвитку здійснюється у вигляді *терміків* (елемента конвекції), потім у вигляді струменів.

Швидкість висхідного потоку  $W_{\max}$  росте з висотою до рівня  $Z_{\max}$ , потім убуває. Величина швидкості на кожному рівні визначається плавучістю повітря.

Такий розподіл вертикального потоку по висоті створює умову для акумуляції значної кількості води в рідкому або твердому стані над рівнем  $W_{\max}$ .

Якщо величина  $W_{\max}$  перевищує швидкість розбризкування крапель  $V_k$  і лежить нижче рівня природної кристалізації ( $-18 - -20^{\circ}\text{C}$ ), то акумуляція води у верхній частині хмари відбувається за рахунок крупних крапель, які утворилися на гігантських ядрах конденсації.

Зростання великокрапельної фракції відбувається за рахунок коагуляції з набіганою дрібнокрапельною фракцією.

Фазовий стан опадів залежить від того, в якому температурному діапазоні відбувається накопичення великокрапельної фракції.

Якщо  $H_v$  зони акумуляції знаходиться при  $t = -18^\circ\text{C}$ , то краплі в ній не замерзають, і вода нагромаджується у вигляді великих переохолоджених крапель.

Можна показати, що для підтримки процесу утворення опадів необхідна концентрація  $1 \cdot 10^3 / \text{см}^2$ .

Кількість вологи, яка вміститься в хмарі, визначається виразом [7]

$$Q = \bar{\rho} \frac{W_{\max}^2 - V_k^2}{2g} < \bar{\rho} \frac{W_{\max}^2}{2g}, \quad (3.29)$$

де  $V_k$  – швидкість розбризкування великих крапель;

$Q$  – кількість опадів, що випадають на  $1 \text{ см}^2$ .

Процес накопичення і відновлення вологи відбувається до тих пір, поки існує причина, що призводить до розвитку висхідних потоків у хмарі.

Час дозволу нестійкості близько декількох годин, а час накопичення води до стадії випадання – 30-60 хв.

Якщо нижня межа зони акумуляції знаходиться при  $t = -25^\circ\text{C}$ , то крупні краплі все замерзають і ростуть за рахунок набігаючої дрібнокрапельної фракції.

Градобої можливі лише тоді, коли зона акумуляції розташована між  $0$  і  $-25^\circ\text{C}$ , коли забезпечується швидке зростання льодяних частинок за рахунок коагуляції з дрібнокрапельною фракцією, водність при цьому досягає  $20 \text{ г/м}^3$ .

Середня концентрація граду в хмарі  $7-8 / \text{м}^3$ , якщо його більше, то град випадає меншого розміру.

Важливою умовою утворення граду є наявність інтенсивних, тривалий час існуючих висхідних потоків.

Швидкість висхідного потоку зростає від основи хмари, досягає максимуму в передвершинній частині і швидко убуває до нуля.

Водність з висотою спочатку росте, потім убуває.

Згідно сучасним уявленням, утворення граду при сильних градобоях відбувається внаслідок замерзання незначного числа (приблизно  $1 \text{ м}^{-3}$ ) крупних хмарних крапель.

Подальше їх зростання відбувається спочатку за рахунок перегонки води з краплі на кристали, потім – при збільшенні розміру і за рахунок злиття з краплями.

Залежно від параметрів хмари (розподілу водності, вітру, ступеню охолодження) встановлюються режими:

1) «докритичний режим» (кристалізація під стійкою водяною плівкою) – утворення прозорого льоду;

2) «закритичний режим» (практично миттєва кристалізація) – сухий лід з малою густиною.

Урахування цих режимів має істотне значення для об'єднання умов, що призводять до зростання в хмарі градин різних розмірів і структури.

Від міцності градини залежить ступінь заподіяного пошкодження.

На рисунку 3.14 показано зростання і танення градин, що утворилися на трьох зародках на різних рівнях.

$R_1$  – підіймаючись, зародки градин зростають до розмірів, що забезпечують їх падіння до землі в області нижче за максимуми  $q$  і  $W$ , при цьому вони проходять невеликий шлях і не встигають вирости до великих розмірів, тануть при падінні в теплій частині.

$R_2$  – градові зародки утворюються високо поблизу рівня інтенсивної кристалізації. Вони ростуть в області, де водність мала. Не встигнувши укрупнитися, вони виносяться вгору, в ковадло.

$R_3$  – відповідає оптимальній траєкторії зростання градини: велика водність в області зростання, великий шлях в частині переохолодженої хмари.

В цьому випадку градові зародки найбільш небезпечні, вони виростають до великих розмірів і досягають землі.

Аналогічна і доля градових зародків різних розмірів, що утворюються на одному рівні – дуже дрібні виносяться в ковадло, великі випадають, не встигнувши вирости до градин, і лише не дуже великі, знаходячись тривалий час в частині переохолодженої хмари, зможуть вирости до великих розмірів.

Якщо для кожної висоти розрахувати імовірність кристалізації крапель різних розмірів та імовірність їх перетворення в небезпечні градові зародки, то отримаємо розподіл з висотою концентрації небезпечних градових зародків  $N_{зар}$ .

Діапазон висот природного градоутворення розташований нижче рівня інтенсивної кристалізації.

Вище максимального значення рівня найбільшого зародження ймовірність кристалізації зростає, але зменшується частка великих крапель, які після замерзання можуть вирости до градин і випасти на землю. Нижче цього рівня мала ймовірність кристалізації, а відносно крупні краплі після замерзання не встигають вирости до таких розмірів, щоб не розтанути в теплій частині.

Таким чином, хмара являє собою фільтр, що має градові зародки трьох варіантів: 1) які не зуміли подолати висхідний потік; 2) які встигають розтанути при падінні; 3) які долітають до землі [7].

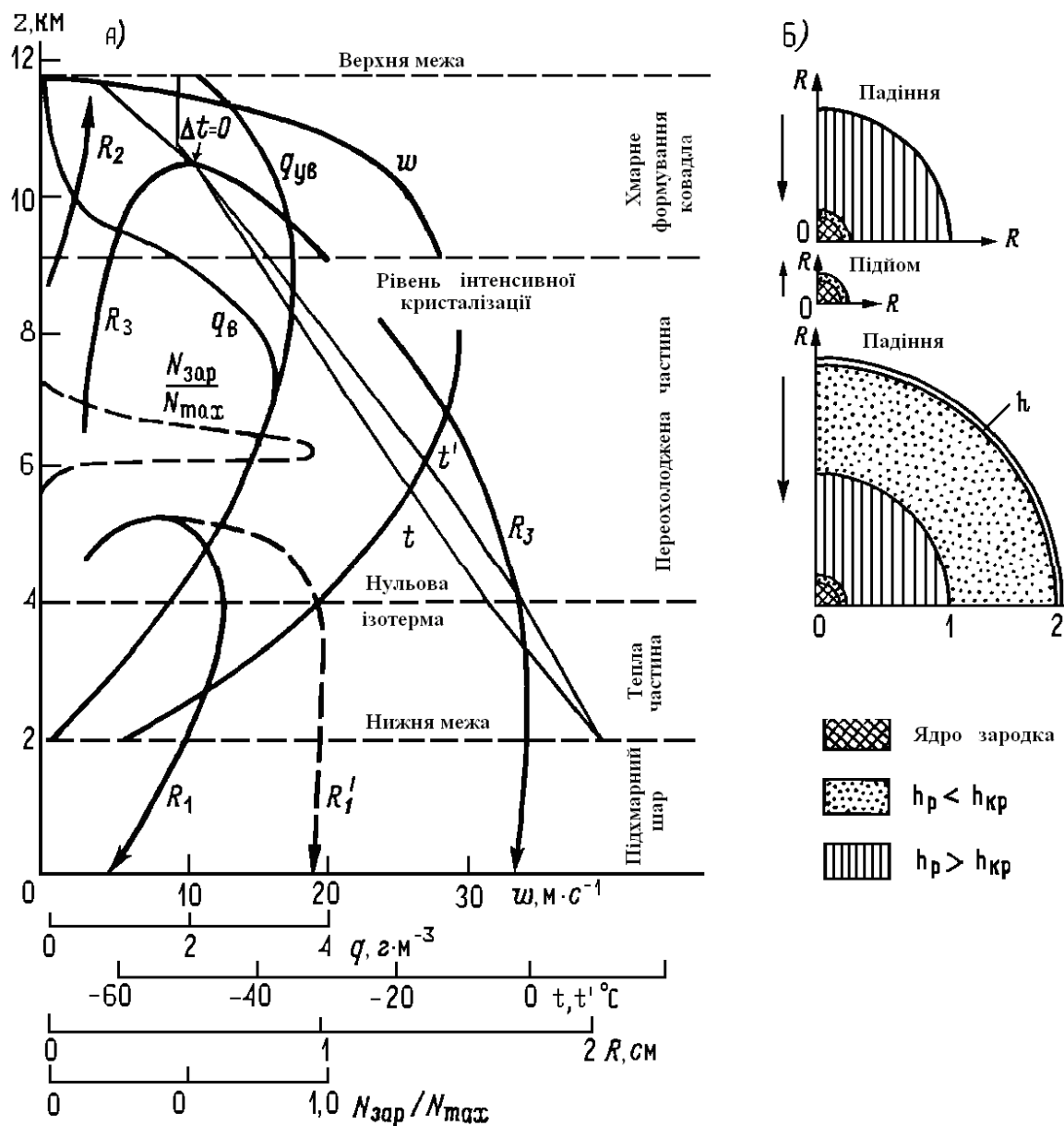


Рисунок 3.14 – Модель утворення, зростання і танення градин в конвективному осередку (а) і структура градин на різних висотах при русі вгору ( $\uparrow$ ) і вниз ( $\downarrow$ ) у варіанті  $R_3$  (б);

$q_{кр}$  – крапельна водність;  $q_{ув}$  – водність повного захоплення;  $w$  – швидкість висхідного потоку в хмарі;  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  – радіуси градин, різні висоти зародження;  $N_{зар}$  – концентрація небезпечних градових зародків;  $R_1$  – радіус градини без урахування режиму кристалізації.

В певні моменти «фільтр» виявляється дуже чутливим по відношенню до параметрів хмари, що піддаються управлінню. Саме в такі моменти вплив на хмару ефективний.

Зростання граду в хмарі до розмірів, що забезпечують його випадіння, можливе лише при цілком певному поєднанні параметрів хмари. В даному випадку (рис. 3.3) утворення градин повинно відбуватися на висоті біля 6 км при  $t$  близько  $-20^{\circ}\text{C}$ . Зі зміною інших параметрів (вертикальні струми, спектр розмірів крапель, водність та ін.), рівень зародження градин і їх кількість можуть мінятися.

Розглянута модель дозволяє визначити основні принципово можливі варіанти запобігання випадання граду з хмари.

- 1) Найнерентабельніший варіант, але найнадійніший – штучна кристалізація всієї частини переохолодженої хмари (величезна витрата реагенту). Інші, безреагентові способи кристалізації, поки не застосовуються.
- 2) Повне або часткове руйнування хмари в передградовій стадії, зокрема, вимивання з нього вологи шляхом викликання штучних опадів.
- 3) Штучна кристалізація частини переохолодженої хмари нижче рівня утворення небезпечних градових зародків, тобто штучне зменшення краплинно - рідкої водності хмари призведе до зменшення числа градин, здатних досягти поверхні землі.
- 4) Штучна кристалізація переохолодженої частини хмари вище рівня утворення небезпечних градових зародків, тобто штучний зсув вниз зони інтенсивної кристалізації призведе до збільшення числа частинок, які несуться в ковадло, відповідно зменшується число небезпечних частинок.
- 5) Штучне створення додаткових градових зародків, здатних конкурувати в боротьбі за переохоложену вологу з природними зародками.
- 6) Управління спектром переохолоджених крапель в зоні утворення небезпечних градових зародків (методи дроблення великокрапельного «шлейфу», штучна переконденсація, зменшення поверхневого натягнення крапель та ін.).

Під час впливу одночасно в тій чи іншій мірі відбувається безліч змін – кожний з перерахованих варіантів для певної частини зародків. Причому їх відносна роль може мінятися відповідно до конкретних властивостей хмари і тактики впливу (кількість реагенту, рівень його введення, темп і т.п.).

Для кожного конкретного випадку впливу можна провести ретельний аналіз, розрахувати термодинамічні параметри хмари, що розвивається (вертикальну швидкість потоків  $W$ , температуру хмари  $T$ , водності  $q$ , пересичення водяної пари при заданій стратифікації). Як

початкові дані використовуються результати радіозондування і радіолокаційні спостереження.

Можна розрахувати модель будь-якої гіпотетичної хмари при різних допущеннях.

Щоб безумовно судити про інтенсивність градобою і пошкоджень, можна розрахувати кількість руху секундної маси потоку градин, віднесеної до одиничної площі поверхні землі [7]

$$k = n \int_{R^*}^{\infty} \eta(R) m(R) w_R^2 dR, \quad (3.30)$$

де  $n$  – кількість градин, що долетіли до землі, віднесених до одиниці об'єму повітря;

$\eta(R)$  – відносне число градин, що мають розмір  $R$ , масу  $m(R)$  і швидкість  $W_R$ ;

$R^*$  – мінімальний розмір градин, здатних долетіти до землі.

Якщо оцінюються пошкодження, що наносяться градом, то нижня границя інтеграції – це розмір градини, здатний завдати збитку сільсько-господарським культурам.

Градини летять під кутом. Пошкодження визначаються як вертикальними, так і горизонтальними складовими  $k$ , тому слід розраховувати відповідні складові вектора кількості руху градин з урахуванням горизонтальної складової вітру біля землі.

Розрахунок в першому наближенні  $k$  виконаний тільки для вертикальної складової для різного часу життя конвективного осередку.

Величина  $k$  рівна кінетичній енергії. Згідно розрахункам, досягши деякої границі, хмара, яка природно розвивається, перетворюється на градову з величезною швидкістю.

Що відбувається в хмарі після введення кристалізуючого реагенту?

- 1) Змінюється профіль  $W$  в результаті виділення теплоти кристалізації.
- 2) Змінюється профіль  $R$  градин, що врівноважуються ( $R_{yp}$  – радіус градин, урівноважених на даному рівні висхідними потоками).
- 3) У природних зародків граду з'явилися штучні конкуренти в боротьбі за переохолоджену воду. Це призводить до зниження рівня інтенсивної кристалізації хмари, тим самим зменшується протяжність переохолодженої частини, в якій можуть рости градини.

Одночасно внесені частинки реагенту можуть бути лідерами і вирости до розмірів небезпечних градин раніше природних зародків.

Проте, з мірою збільшення концентрації реагенту ця небезпека зменшується.

Таким чином, до чого призведе вплив, залежить від конкретних властивостей хмари і тактики впливу на неї. У кожному конкретному випадку це можна з'ясувати в результаті детального чисельного аналізу.

Різке зменшення числа небезпечних зародків в хмарі після введення реагенту спричиняє за собою зменшення радіолокаційної відбиваності.

Одночасно зі зменшенням числа небезпечних зародків після введення реагенту збільшується число відлітаючих в ковадло хмари безпечних льодяних частинок, внаслідок чого відбиваність на великих висотах може стати навіть більшою, ніж до впливу.

Граничні можливості запобігання градобою за допомогою кристалізуючого реагенту можна оцінити, якщо припустити, що в деякому об'ємі в результаті обміну паром між зародками граду і переохолодженою водою, а також за рахунок злиття градин з краплями, всі краплі зникнуть. В цьому випадку розмір градин виявиться обернено пропорційним числу градових зародків в ступені  $1/3$ . Тому, чим більше введено реагенту, тим менш небезпечні вирости на ньому градини.

Насправді картина дещо інша, всі краплі не зникають, оскільки настає рівновага між крупними градинами і дрібними переохолодженими краплями. Крім того, крупні градини при своєму падінні потрапляють в незбурену область переохолоджених крапель (практично по всій товщі хмари).

Штучне збільшення кількості градових зародків може бути досягнуто не тільки при введенні кристалізуючого реагенту, але і при введенні в основу хмари «гігантських ядер» конденсації. Краплі, що вирости на таких ядрах, є крупними, вони замерзають в першу чергу і стають конкуруючими за переохолоджену воду.

Методика вживання ПАР для запобігання градобою базується на ідеї ланцюгової реакції зростання крапель у хмарі. Укрупнюючись в хмарі, краплі досягають великих розмірів і починають дробитися. Вживання ПАР зменшує критичне значення величини поверхневого натягнення, радіус дроблення зменшується в 1,5-2,0 рази, дрібні краплі несуться вгору висхідним потоком, укрупнюються і повторюють весь шлях.

Так відбувається накопичення води в хмарі, яка обрушується зливою або градом.

Утвориться злива чи град – це залежить від взаємного розташування рівня інтенсивної кристалізації і рівня дроблення крапель. Управляючи дробленням, ми управляємо і положенням рівня кристалізації, і долею градових зародків.

Дотепер немає прямих доказів, що такі процеси мають місце в реальних умовах, це є тільки гіпотезою. Найбільш перспективні конденсаційно-коагуляційні способи запобігання градобобою.

У всіх вищевикладених моделях відсутні електричні сили, хоча вони грають певну роль в процесі утворення граду на стадії кристалізації і подальшого зростання. Теорії цього процесу відсутні.

Труднощі порівняння природних і штучних процесів кристалізації при градозахисті збільшуються нерівномірністю випадання граду, як в часі, так і в просторі.

*Контрольні запитання:*

- 1 Перерахуйте технічні засоби активних впливів.*
- 2 З якою метою використовуються засоби активної, пасивної та активно-пасивної радіолокації?*
- 3 Дайте визначення одно осередковим, багато осередковим та суперосередковим процесам.*
- 4 Назвіть основні етапи при формуванні граду.*
- 5 Як впливає кількість накопиченої вологі у повітрі на процес формування граду?*
- 6 Розкрийте метод руйнування хмар у перед градовий період.*
- 7 Вкажіть межі зони акумуляції при градобобі.*
- 8 Перерахуйте способи викликання опадів із хмар неконвективних та конвективних форм.*
- 9 У чому полягає перевага штучної кристалізації усієї переохолодженої частини хмари?*
- 10 При яких синоптичних процесах можлива реалізація катастрофічних градобобів?*
- 11 Дайте визначення кількості рухів секундної маси потоку граду.*
- 12 В яких випадках застосовується штучна кристалізація різних рівнів хмари?*

## 4. Розсіювання туманів

### 4.1 Видимість в тумані

Туман і серпанок є результатом конденсації водяної пари в безпосередній близькості до земної поверхні (в приземному шарі атмосфери). *Туманом* називають сукупність завислих в повітрі крапель води або кристалів льоду, які погіршують дальність видимості до значень менше 1 км. При видимості від 1 до 10 км ця сукупність зважених крапель або кристалів льоду носить назву *серпанку*.

Разом з поняттям серпанку існує поняття *мли*, яка є сукупністю зважених в повітрі твердих частинок, що погіршують видимість до 10 км і менше. Мла відрізняється від туману і серпанку тим, що відносна водність в ній, як правило, значно менша ніж 100 %.

Залежно від дальності видимості розрізняють наступні види туманів і серпанків (по інтенсивності).

| Вид туману і серпанку | Дальність видимості |
|-----------------------|---------------------|
| Сильний туман         | <50 м               |
| Помірний туман        | 50–500 м            |
| Слабкий туман         | 500–1000 м          |
| Сильний серпанок      | 1–2 км              |
| Помірний серпанок     | 2–4 км              |
| Слабкий серпанок      | 4–10 км             |

Найважливішою характеристикою туманів є їх *водність*. *Абсолютної водністю туманів* (рівно як хмар і опадів) називають масу крапель води і кристалів льоду, що містяться в одиничному об'ємі повітря (частіше всього в 1м<sup>3</sup>).

*Питома водність* – це маса крапель води і кристалів льоду в 1кг повітря. Нерідко абсолютну водність називають просто водністю.

Вплив на тумани, в районах аеропортів, морських і річкових портах у зв'язку з необхідним збільшенням дальності видимості. Штучно створені тумани використовуються як «ковдра» для сільськогосподарських культур і перешкоджають радіаційному вихолодженню [2, 7].

Існуючі автоматичні системи забезпечення посадки літаків надійно виводять літак на глисаду зниження до злітно-посадочної смуги (ЗПС), але в момент перед самою посадкою літака так само як і при зльоті пілот повинен бачити посадочну смугу.

Після торкання літака смуги пілоту достатньо бачити попереду не всю смугу, а тільки її бічні межі. При зниженні літака кут, під яким пілот проглядає ЗПС, зменшується, тому під час приземлення літака світловий шлях в тумані збільшується.

Дальність видимості в тумані нескінченної протяжності розраховується по формулах (4.1–4.4)

$$S = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{\pi n r^2 F}, \quad (4.1)$$

$$l_{\lambda, r} = 2\pi r / \lambda, \quad (4.2)$$

де  $\lambda$  – довжина хвилі світла.

$n$  – концентрація крапель в тумані (число крапель в одиниці об'єму);

$r$  – радіус крапель туману;

$\varepsilon$  – поріг контрастної чутливості ока;

$F$  – характеристика розсіяння світла краплями туману, є осцилюючою функцією аргументу

В наближених розрахунках візуальної видимості в туманах для предметів, не освітлених штучними джерелами, величину  $F$  приймають рівною її середньому значенню ( $F=2$ ). Для видимого світла в наближених розрахунках прийнято рахувати  $\varepsilon = 0,02$ .

Якщо від  $n$  перейти до водності туману  $q$ , то формула (4.1) набирає вигляду

$$S = \frac{4\rho r \ln \frac{1}{\varepsilon}}{3qF}. \quad (4.3)$$

Якщо відомості про розміри частинок і їх концентрації відсутні, то при оцінці дальності видимості в туманах і її вимірювання в результаті впливу використовують емпіричні формули

$$S = 46q^{-0.54}, \quad (4.4)$$

де  $S$  – дальність видимості, м;

$q$  – водність туману, г/м<sup>-3</sup>.

При розрахунку видимості в тумані штучних джерел світла застосовуються формули з іншими чисельними коефіцієнтами, залежними від сили світла, спектральних характеристик і конструкції світильника [7].

#### 4.2. Розсіяння туманів за допомогою штучних теплових джерел

Спосіб прогрівання ЗПС з метою розсіяння туману відомий давно. Система ФІДО – служба штучного розсіяння туману спалювала паливо в пальниках, розташованих уздовж ЗПС для забезпечення зльоту і посадки літаків.

При розрахунку прояснення туману за допомогою теплових джерел необхідно знати:

- 1) як розповсюджується тепло в тумані;
- 2) до якої зміни структури туману, отже, і видимості в ньому, призведе вплив.

Розглянемо, як перебудується структура туману в результаті впливу.

Запишемо рівняння, справедливі при ізобаричній зміні температури туману [7]

$$-\frac{df}{d\tau} = f \frac{L}{kT^2} \frac{dT}{d\tau} + \frac{4\pi D^* n' \mu p}{kNT} \times$$
$$\times \left[ (f-1) \int_0^\infty r \eta(r) dr - \frac{2\sigma\mu}{\rho kNT} \right] \quad (4.5)$$

$$-\frac{dr}{d\tau} = \frac{1}{r^2} \frac{2\sigma\mu^2 D^* E}{(\rho kNT)^2} - \frac{1}{r} (f-1) \frac{D^* \mu E}{\rho kNT} \quad (4.6)$$

Це система двох рівнянь з двома невідомими: вологістю повітря  $f$  і розподілом крапель за розмірами  $\eta(r)$ . Швидкість зміни температури в тумані вважається заданою. Подібні рівняння розв'язуються чисельно.

Розрахована перебудова мікроструктури туману при його нагріванні показана на рисунку 4.1.

Розрахунки показують, що, хоча в результаті нагрівання слід чекати зменшення розмірів крапель, насправді середній розмір крапель спочатку росте (впродовж досить довгого часу). Це відбувається тому, що краплі випаровуються, найдрібніші швидше, ніж крупні, і тому питома вага більш крупних крапель росте, що призводить до прояснення туману.

При нагріванні туману число крапель і водність монотонно зменшуються відразу після початку нагрівання.

Процес зміни концентрації та розміру частинок надзвичайно залежить від вибору початкових умов.

Формули (4.5, 4.6) враховують вихід з процесу ядер конденсації крапель, які випарувалися, насправді вони знов можуть служити ядрами конденсації при охолодженні.

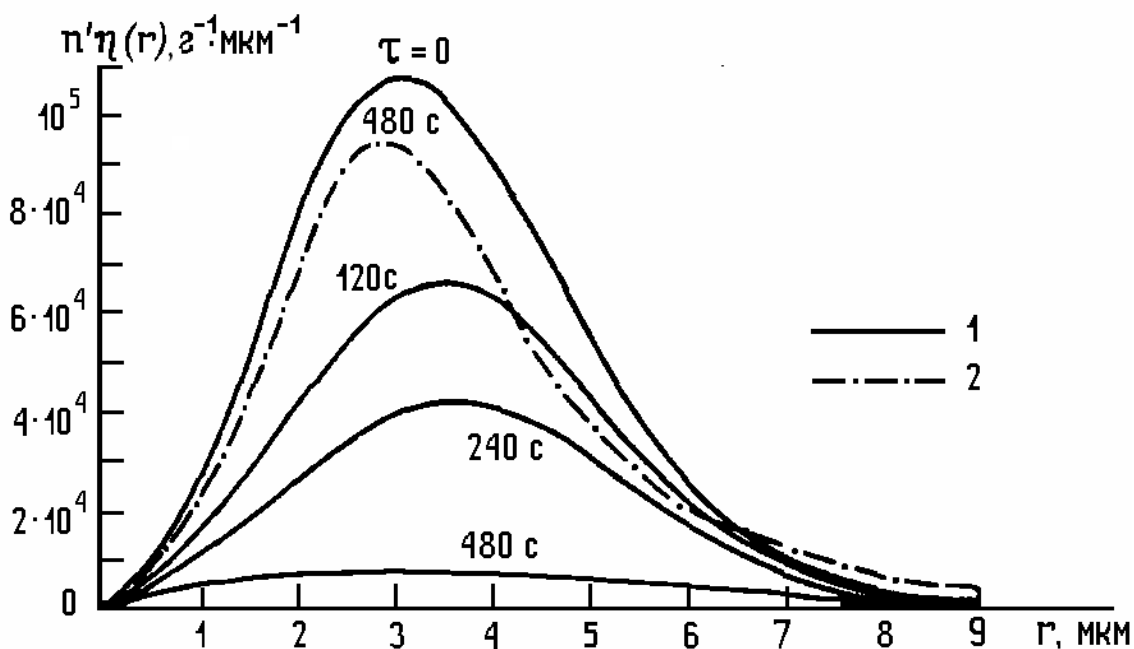


Рисунок 4.1 – Розподіл крапель за розмірами при нагріванні в різні моменти часу:

- 1 – випаровування (коагуляція заборонена);
- 2 – коагуляція (випаровування заборонено).

Розрахунки показують, що для істотного поліпшення видимості потрібний порівняно невеликий нагрів.

В тумані, що рівномірно прогрівається, видимість збільшується нерівномірно – спочатку швидкість її невелика, потім вона стрімко зростає. Ефект тим більший, чим більша водність туману.

Основний ефект в розсіянні туману належить конденсаційним процесам, а коагуляційним - другорядний, оскільки водність і розміри крапель в тумані малі. В більш щільних аерозолях (в розвинених хмарах) роль коагуляції зростає.

Якщо відома початкова структура туману, по зміні температури можна розрахувати зміну структури туману, а отже, і видимість в тумані.

Але на практиці не завжди можна розрахувати температуру і водність туману, тому не завжди має місце очікуваний результат.

Якщо процес прогрівання туману при тому, що паливо, яке згорає в ньому, йде без тепло- і вологообміну з навколишнім середовищем, то більш доцільно доставляти в туман «сухе тепло», наприклад, опромінювати частинки туману радіаційним потоком або примусити ці

частинки опускатися. При опусканні відбуваються адіабатичні нагрівання і випаровування частинок, тобто, прояснення туману.

Насправді джерело тепла розташоване в нижній частині й тепло і волога розповсюджуються вгору в результаті дії джерела.

Згідно розрахунків, нагрів туману для його розсіювання можливий при витраті невеликих засобів – близько 300 л гасу на об'єм повітря близько  $107 \text{ м}^3$ , тобто  $0,03 \text{ г/м}^3$ .

На практиці витрата палива збільшується: під дією вітру і турбулентного перемішування просвітлена смуга затягуватиметься.

При цьому необхідно врахувати стратифікацію атмосфери. По мірі прогрівання стратифікація стає все більш нестійкою, за рахунок цього і збільшується кількість повітря, що залучається до турбулентної дифузії.

Виявлено, що при створенні теплових установок, які розсіюють туман над ЗПС, найбільш вигідно подавати тепло безпосередньо в простір, що підлягає проясненню. Така подача тепла може бути здійснена за допомогою авіаційних турбореактивних двигунів з високою теплопродуктивністю і великою швидкістю транспортування тепла (струміль – ТРД) [2].

Розсіювання туманів за допомогою ТРД тим ефективніше, чим вище температури туману. При достатньо низьких температурах ефект стає негативним, навіть якщо вологість в струмені мала.

#### **4.3 Розсіювання туманів за допомогою зміни їх властивостей поглинати**

Змінюючи властивості хмар і туманів поглинати при опромінюванні їх природною або штучною радіацією, можна змінити тепловий баланс хмар або туманів.

Введення диспергованих частинок домішок з великим коефіцієнтом поглинання робить визначальним вплив на зміну плавучості повітря, швидкості випаровування крапель або на характер їх зростання.

Іноді поглинаючі радіацію частинки домішок можуть привести до виникнення конвекції і утворення хмар (вдень), а вночі ці ж частинки можуть викликати конденсацію (дія стоку з них тепла).

Реагенти для впливу такого роду повинні бути недорогими, мати здатність чорного тіла поглинати, легко дисіпірувати. Найчастіше з цією метою використовують сажу.

Оцінити ефект такого впливу можна таким чином. Хай введено  $n \text{ г/см}^3$  сажі з розміром частинок  $r$ . Визначимо, з якою швидкістю нагріватиметься повітря, якщо на одиницю поверхні поступає радіаційний потік  $I$ . Енергія, поглинена сажею в одиниці об'єму за одиницю часу

$$a \ln N \pi r^2 = \frac{a \ln}{4/3 r \rho_r}, \quad (4.7)$$

де  $a$  – коефіцієнт поглинання;  
 $\rho_r$  – густина частинок;  
 $N$  – число частинок.

$$N = \frac{1}{4/3 \pi r^3 \rho_r}. \quad (4.8)$$

При поглинанні відбуватиметься підвищення температури:

$$-\frac{dT}{d\tau} = \frac{a \ln N \pi r^2}{c_v \rho_v + c_r n}, \quad (4.9)$$

де  $c_r$  – питома теплоємність реагенту;  
 $c_r n$  – відносно мале, нехтуючи ним і підставляючи замість  $N$ , його значення запишемо

$$-\frac{dT}{d\tau} = \frac{\ln}{4/3 c_v \rho_v \rho_r} \frac{a}{r}. \quad (4.10)$$

Оскільки розмір частинок порівняний з довжиною падаючої хвилі  $\lambda$ , то коефіцієнт поглинання  $a$  залежить від  $2\pi r/\lambda$ . Максимальний ефект нагріву виходить при розмірах частинок близько 0,1 мкм.

Розглянемо можливості впливу сажею на туман. При цьому зменшується  $I$ , площа поглинання кожною частинкою, захопленою краплею туману, виявиться більшою. Частина енергії витрачається на перебудову мікроструктури туману [7]. Розрахунки показали, що ефект прояснення туману шляхом його «підфарбовування» порівнюється з ефектом динамічного методу (в основному для верхньої частини туману, куди вводиться реагент).

В більш глибоких шарах радіаційний нагрів значно слабшає, хоча у міру розсіяння верхніх шарів глибинні стають верхніми. Якщо туман у вигляді покриву, то час його осідання при впливі порівняно невеликий, і цей спосіб розсіяння придатний для таких туманів.

#### **4.4 Розсіяння туманів за допомогою реагентів, що інтенсифікують конденсаційні процеси.**

- Один з найуспішніших способів – введення кристалічного реагенту в переохолоджену хмару. В цьому випадку порушується колоїдна стійкість туману, що складається з 3-х

фаз. Відбувається перегонка водяної пари з крапель на кристали. При вдало підібраній концентрації реагенту туман стає оптично більш прозорим – видимість поліпшується.

- Аналогічний процес може відбуватися при введенні в туман крапель розчинів концентрованих солей. Треба враховувати, що по мірі зростання «солоних крапель» ефект зменшується.
- Вживання ПАР більш перспективне. Зберігаючись біля поверхні крапель, які зростають, ПАР сприяють збереженню дефіциту вологості по відношенню до крапель туману, що не містять ПАР.

Всі три способи (кристалізуючі реагенти, розчини неорганічних солей і ПАР) призводять до посилення конденсаційного укрупнення частинок, які вносяться в туман, і випаровування крапель самого туману.

Досягти помітного ослаблення туману можливо лише при оптимально підібраній концентрації реагенту. При малій концентрації реагенту прояснення малі. При дуже великій – видимість може погіршитися, оскільки сумарна площа поперечного перетину частинок, що вносяться в туман, виявиться більшою, ніж до впливу на туман. Тому дозування реагенту доводиться вибирати оптимальним для заданих умов, щоб час впливу не був дуже великим, а ефект збільшення видимості в тумані був значним [7].

Для обчислення дальності видимості використовуємо поперечний перетин льодяних і водяних частинок.

Результати розрахунків показані на рисунку 4.2.

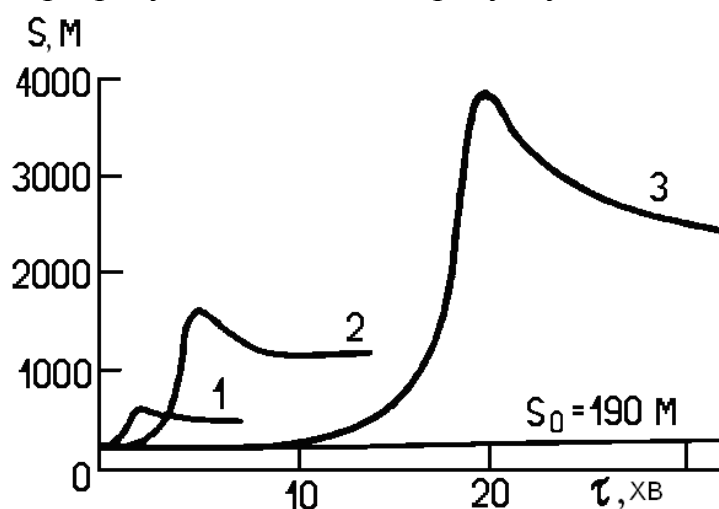


Рисунок 4.2 – Зміна дальності видимості в тумані з часом при різних концентраціях льодяних кристалів

- 1 – концентрація  $1/\text{см}^3$ ;  
 2 – концентрація  $0,1/\text{см}^3$ ;  
 3 – концентрація  $0,01/\text{см}^3$ .

Як бачимо, швидкість прояснення туману залежить від дозування реагенту, який вводиться в туман. Суттєво, що чим більше стало значення дальності видимості, тим більше вимагається часу для її досягнення.

При подібних процесах має місце інкубаційний період, протягом якого видимість збільшується трохи, але після цього періоду вона протягом короткого інтервалу часу різко зростає до максимуму. Потім видимість плавно зменшується до сталого значення.

Подібні «спалахи» видимості дещо згладжуються за рахунок флуктуацій параметрів туману та інших неврахованих чинників.

Аналогічна залежність здійснюється і при розсіянні туману за допомогою ПАР.

Розсіяння переохолоджених туманів кристалізуючими реагентами успішно застосовується в оперативному порядку в північних аеропортах. У вигляді холодореагента застосовується пропан. Система баків з розпилувачами, розташованими навкруги аеропорту і керованими дистанційно, дозволяє включати ті з них, які знаходяться з навітряного боку по відношенню до ЗПС.

#### **4.5 Акустичні методи розсіяння туманів**

Проходження акустичних сигналів через туман викликає в ньому наступні ефекти. Частинки туману захоплюються звуковою хвилею тим більше, чим більше їх розміри (при фіксованій частоті).

В результаті цього в полідисперсному тумані з'являються додаткові зсуви частинок туману відносно один одного, це збільшує ймовірність їх зіткнення і подальшої коагуляції.

Відставання частинок туману від періодичного зсуву повітряного потоку, викликаного звуком (різне для частинок різних розмірів), створює складну картину взаємного обтікання частинок, в якій спостерігаються різного роду гідродинамічні ефекти. Деякі з цих ефектів також сприяють укрупненню частинок туману. Нарешті, попадання частинок туману в області то підвищеного, то зниженого тиску періодично зміщує конденсаційну рівновагу системи «крапля – водяна пара» в основному за рахунок зміни температури туману, викликаного зміною тиску [2].

Сумарний ефект при вдалому підборі акустичних параметрів може виявитися таким, що за короткий термін в «озвученому тумані» сумарний поперечний перетин частинок туману зменшиться, а видимість відповідно збільшиться.

В штучних спорудах порівняно невеликих розмірів акустичні методи розсіяння туману використовуються з великим успіхом, проте стосовно природних туманів можливості акустичного методу впливу

поки що не зовсім ясні. Виконані до теперішнього часу досліді не дали достатньо певної інформації. Дотепер не була створена і достатньо повна теорія, що охоплює всі сторони процесу трансформації підданого звуковим коливанням туману. Більш того, немає навіть сталої термінології, що відноситься до елементарних процесів в «озвученому тумані» [7].

Перш за все розглянемо механізм захоплення крапель туману акустичною хвилею. Потрапивши в акустичне поле, краплі туману одержують періодичну складову руху, частота якої співпадає з акустичною частотою, амплітуда тим менша, чим крупніша крапля. Має місце також фазовий зсув (запізнювання) коливань крапель в порівнянні з акустичними.

Розрахунки показують, що підбір частоти звуку ускладнений полідисперсністю туману, коли для кожного розміру крапель існує своя оптимальна частота, і тим, що при «озвучуванні» туману змінюється розмір крапель; при цьому змінюється й ефективність «озвучування» при фіксованій частоті коливання (рис. 4.3).

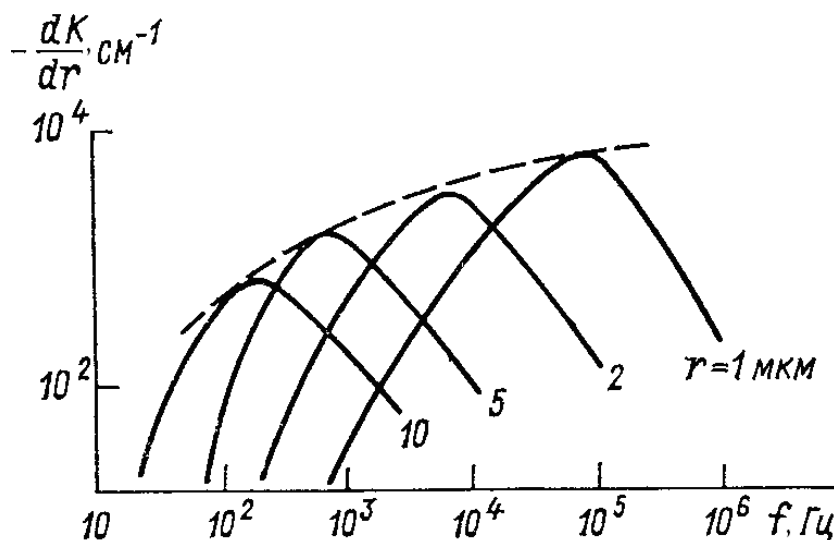


Рисунок 4.3 – Відносне збільшення крапель в акустичному полі при різних частотах

Оптимальним варіантом було б «озвучування» з частотою, регульованою відповідно до зміни розмірів крапель під впливом звуку.

Проте практично це важко здійснити, перш за все тому, що не існує акустичних генераторів значної потужності з плавно перебудовуваною частотою, не кажучи вже про необхідність безперервно виконувати вимірювання параметрів туману (за допомогою радіолокатора або лідару).

Інша скрутність була пов'язана з ослабленням звуку по мірі віддалення від джерела. Якщо джерело звуку ізотропне і фронт звукової

хвилі сферичний, якщо звук не розсіюється і не поглинається, то сила звуку убуває прямо пропорційно квадрату відстані від джерела.

Оскільки в природі спостерігається і те й інше, причому в тумані ці ефекти виявляються сильніше, ніж в чистому повітрі, то сила звуку убуває ще швидше [7].

Можна створити направлені джерела звуку, сигнал від яких проходить порівняно великі відстані, але тоді прояснюватися буде тільки вузький коридор. Іноді цього виявляється достатньо, наприклад, при проводці морських і річкових судів в тумані. Звичайно, для цієї мети використовується радіолокатор, що дозволяє знаходити інші судна, берегові споруди і т.ін.

Проте на жвавих трасах, а також в гаванях вкрай бажано візуально спостерігати всі перешкоди на шляху руху судна. Тому радар не знімає проблеми акустичного прояснення коридору по ходу руху корабля.

Звукова сирена, встановлена на носі корабля, яка створює акустичне поле, з перебудовуваною частотою принципово в змозі забезпечити прояснення туману попереду по курсу корабля.

При забезпеченні зльоту і посадки літаків установка сирен на літаку була виключена через те, що літак рухається швидше, ніж встигає розсіватися туман (при реальній потужності акустичного джерела).

В даний час розробляються методи, що поєднують акустичний метод з іншими, наприклад, з тепловими або хімічними.

Є проект установки для розсіювання туманів на аеродромі, в який входить система акустичних сирен і розпилювачів реагентів, що інтенсифікують конденсаційні процеси.

Був розроблений спосіб одночасного ультразвукового опромінювання туману і підігріву його ПВЧ генераторами (магнетронами), розташованими уздовж злітно-посадочної смуги.

#### **4.6 Електричні методи прояснення туманів**

Розглянемо можливості прояснення туманів з використанням електричних сил: за допомогою дискретно розподілених в тумані заряджених колекторів, а також шляхом створення в тумані достатньо могутніх електричних полів.

Звичайно частинки туманів заряджені і тому мають складову руху, обумовлену дією на них електричного поля. Якщо інші сили, що викликають рух, порівняно малі, і, крім того, якщо рух сталий, то частинки рухаються по силових лініях електричного поля.

З метою інтенсифікації процесу руху частинки туманів можна заряджати штучно. Незаряджені частинки можуть рухатися під дією електричних полів, якщо електричні сили викликають поляризацію

частинок, а градієнт напруженості електричного поля відрізняється від нуля.

Щоб посилити процес руху частинок туману, частинки заряджають штучно. Для цієї мети застосовується *колектор* – це частина електричного двигуна, яка необхідна для відведення і підведення електричного струму і складається з ізольованих пластин на циліндрі, сполучених з секціями обмотки [7].

Сітка з зарядженими колекторами, поставлена на шляху адвективного туману, може взяти на себе значну частину туману. Для цього сітка повинна бути ажурною і на неї треба подати дуже високий потенціал, близький до пробійного, а самі краплі повинні мати великий заряд.

Розглянемо типові моделі, які ілюструють принципові можливості електричного управління туманами. Помістимо в туман заряджений колектор. Якщо заряд колектора  $Q$ , а протилежний по знаку заряд краплі туману  $q$ , то при достатньо великому значенні добутку  $Qq$  і порівняно невеликій швидкості вітру потік крапель монодисперсного туману на колектор, додатний по відношенню до потоку на незаряджений колектор, складає

$$I = \frac{2n_{\infty}qQ}{3\eta r}, \quad (4.11)$$

де  $r$  – радіус краплі туману;

$n_{\infty}$  – концентрація крапель туману на великому віддаленні від колектора (де спотворюючий вплив колектора нікчемно малий);

$\eta$  – динамічний коефіцієнт в'язкості повітря.

Формула (4.11) показує, що потік частинок на колектор не залежить від швидкості повітряного потоку (поки він малий), від розмірів, форми й орієнтації колектора (при  $Q = \text{const}$ ).

Розглянемо можливість управління рухом в зовнішньому електричному полі заряджених крапель туману з метою виведення їх з простору, що підлягає проясненню.

Добуток маси краплі

$$m = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_k \quad (4.12)$$

на її прискорення

$$\dot{v}_k = \frac{dv_k}{d\tau} \quad (4.13)$$

дорівнює сумі діючих на краплю сил

1) сили тяжіння

$$\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_K g, \quad (4.14)$$

2) електричної сили, обумовленої наявністю заряду  $q$

$$F_q = qE, \quad (4.15)$$

3) аеродинамічним опором в загальному вигляді

$$\frac{1}{2}c_a \pi r^2 \rho (v - v_K)^2, \quad (4.16)$$

де  $\rho_K$  – густина краплі;

$v_K$  – швидкість краплі;

$v$  – швидкість повітря;

$g$  – прискорення вільного падіння;

$c_a$  – аеродинамічний коефіцієнт опору краплі, якому приписують вектор, протилежний по напрямку руху краплі щодо середовища;

$E$  – напруженість електричного поля.

Рівняння руху зарядженої краплі туману записується у вигляді

$$\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_K \frac{dv_K}{d\tau} = 6\pi r \rho (v - v_K) + \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_K g + qE. \quad (4.17)$$

Потрапляючи в зону дії електричного поля, краплі одного знака спускатимуться вниз, іншого – підійматися вгору.

Електричне поле помітно прискорить падіння заряджених крапель тільки в тих випадках, коли заряди великі або були створені сильні електричні поля.

Електричне поле може успішно конкурувати з силою тяжіння.

Детальний чисельний аналіз показав, що прояснення туманів з використанням електричних сил принципово можливе, але при цьому або електричні поля, створювані для цієї мети в тумані, повинні бути достатньо могутніми, або краплі туману повинні мати великий заряд.

#### **4.7 Оптичні квантові генератори як засіб для прояснення туманів**

Оптичні квантові генератори (ОКГ) дозволяють формувати монохроматичний пучок електромагнітної енергії в спектральній області, в якій ослаблення енергії при проходженні атмосфери відносно мале, а поглинання частинками туману, навпаки, велике. В цьому

випадку нагрівається не повітря, а безпосередньо частинки туману, що оптимізує процес теплового прояснення туманів.

При автоматизованому управлінні посадкою літальних апаратів в тумані, при необхідності бачення через туман або хмару і т. п. достатньо пробити вузький оптичний прозорий коридор. В таких випадках ОКГ мають перевагу ще й тому, що вони дозволяють формувати вузьку діаграму спрямованості лазерного пучка з мінімальною кутовою розбіжністю. В автоматизованій системі посадки і зльоту літаків «Глісада» лазери використовуються і для створення орієнтирів, і як засіб прояснення туману на ЗПС.

Вихід літака на аеродром посадки забезпечується злітно-посадочною навігаційною системою, що включає підсистеми дальньої і ближньої радіо- і оптичної навігації, але на останньому етапі посадки льотчик повинен встановити візуальний контакт з ЗПС.

Тривимірний простір аеродрому для льотчика аффінно перетворюється в систему земних орієнтирів, які визначають положення ЗПС. Траєкторія літака при посадці (рис. 4.3 а) визначається перетином двох площин – курсовою, яка проходить через вісь ЗПС перпендикулярно землі, і глісадою, по якій літак опускається на ЗПС. В системі «Глісада» заданий «коридор» посадки літака позначається лазерними променями, які в атмосфері внаслідок розсіювання виглядають нитками, що світяться. Система ниток, що світяться, видимих як в світлий час, так і вночі, формується наземними лазерними маяками. Вона дозволяє «бачити» курс посадки, глісаду зниження, положення горизонту, бічні межі ЗПС, положення фіксованої точки на різних віддаленнях від ЗПС, а також сигнали дозволу або заборони посадки.

На рис. 4.3 а показано, як льотчик бачить ЗПС при точній посадці літака, а на рис. 4.3 в – при польоті за точним курсом, але вище глісадної площини [7].

При виникненні туману на ЗПС в дію вступає система прояснення, яка забезпечує збільшення дальності видимості лазерних ниток, що світяться в тумані.

Маяки посиляють співвісні пучки випромінювання, прояснювального і видимого; перший пробиває в тумані дорогу для другого, який стає добре видимим в околиці каналу максимального прояснення.

При виборі довжини хвилі лазерних маяків беруть до уваги ступінь прозорості реальної атмосфери на даній довжині хвилі і мінімальну дію на очі пілота. З подальшого буде ясно, що оптимальна ділянка спектра прояснюючого лазера – це ІЧ - діапазон; для лазера, який створює нитку, що світиться, використовують видиму ділянку спектра.

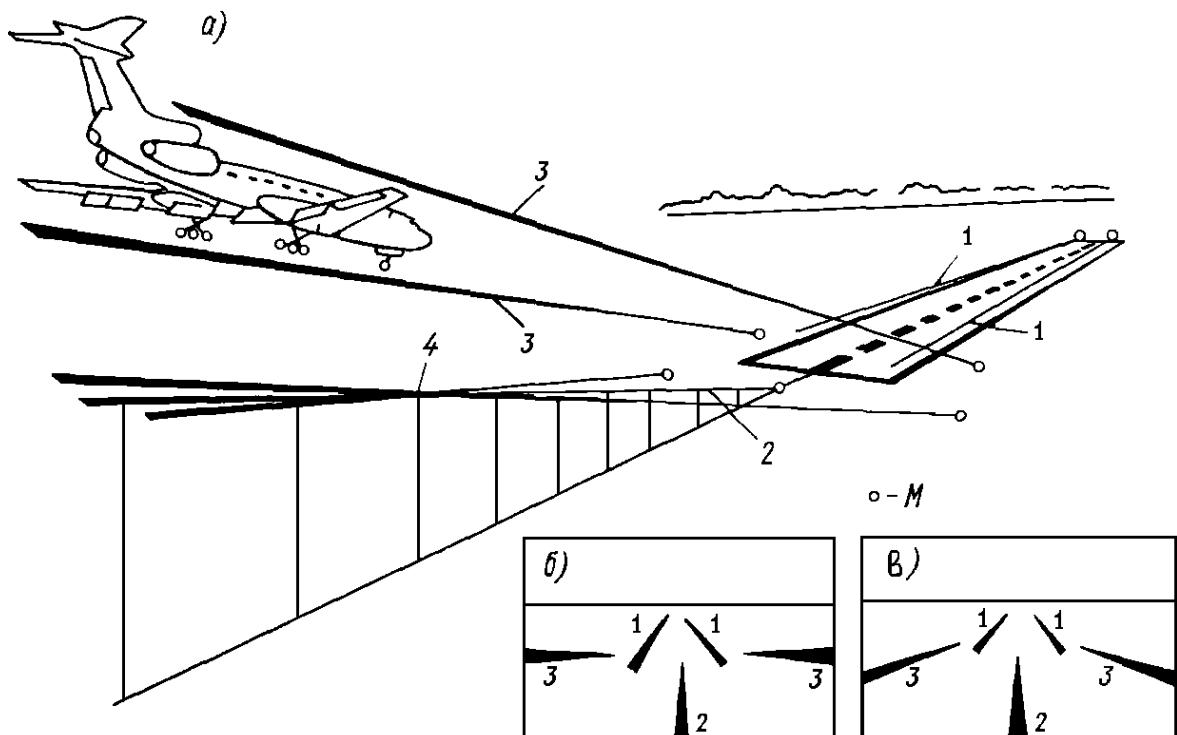


Рисунок 4.3 – Загальна схема лазерної системи посадки літаків «Глісада» (а), і зображення ЗПС на літаковому індикаторі (б):

- 1 – бічні межі ЗПС;
- 2 – курсова лінія;
- 3 – положення глісадної площини;
- 4 – відмітка положення фіксованої точки на підході до ЗПС;
- М – наземні лазерні маяки.

В практичних розрахунках для оцінки ефекту лазерного впливу на тумани використовують різного роду напівемпіричні інваріанти прояснення, наприклад, аргумент, що включає радіус початкового перетину лазерного пучка, інтенсивність випромінювання в цьому перетині і дальність видимості в тумані в початковому стані.

Теоретичні дослідження показали, що всередині опромінених пробних тіл може спостерігатися дифракційне фокусування випромінювання з утворенням локальних максимумів – так званих гарячих точок, в яких напруженість електромагнітного поля у багато разів більша, ніж в потоці лазерного випромінювання, що входить в краплю.

На рисунку 4.4 показана типова картина розподілу електромагнітного (оптичного) поля всередині краплі води по напрямку діаметра, що співпадає з напрямом опромінювання краплі лазерним сигналом. По осі ординат було відкладено дифракційне посилення

напруженості оптичного поля. Бачимо, що головний дифракційний максимум в локальній області знаходиться в тіньовій півкулі краплі. Тут створюється головна гаряча точка і відповідно область вибуху. Другий менш значний максимум знаходиться в освітленій півкулі краплі [7].

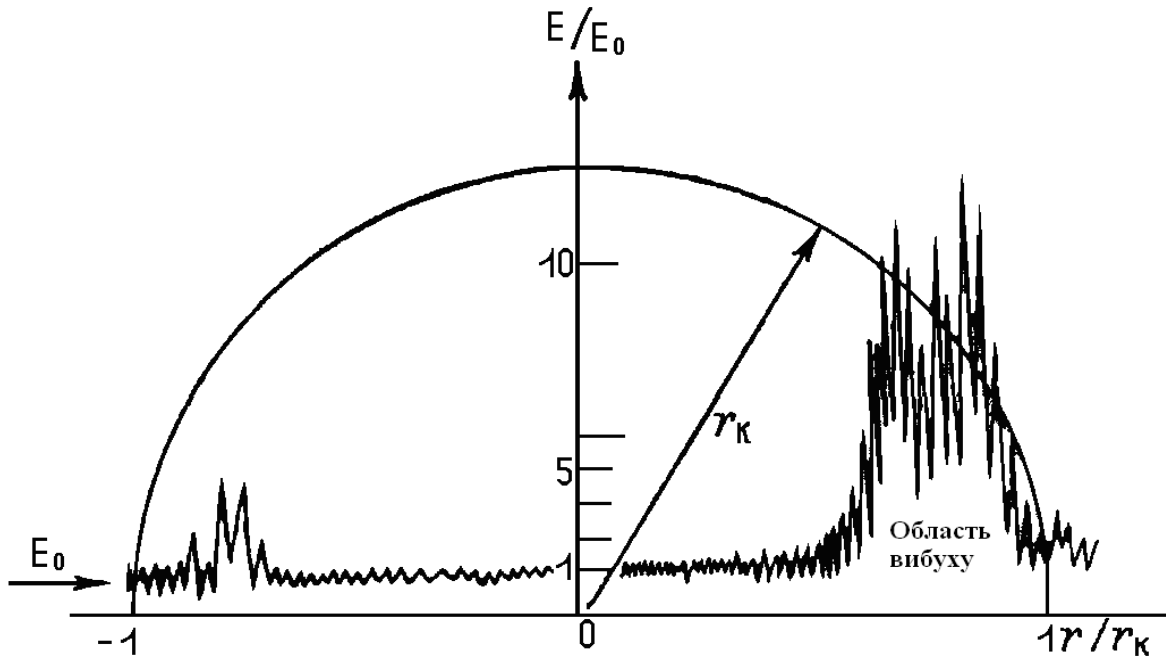


Рисунок 4.4 – Напруженість оптичного поля всередині опроміненої ІЧ - лазером краплі уздовж діаметра, що співпадає з напрямом опромінювання.

В інших прикладах, при іншому співвідношенні між довжиною хвилі, розміром краплі та її діелектричною проникністю головна гаряча точка може опинитися в освітленій півкулі. Якщо час наростання переднього фронту лазерного оптичного імпульсу і сама його тривалість значно менша часу встановлення теплової рівноваги краплі, то поглинене тепло не встигає піти з області гарячої точки, виникає сильний локальний перегрів води. В цій області в результаті переходу електромагнітної енергії в теплову температура може перевищити температуру вибухового кипіння води (578 K), пересичена пара (пара в метастабільному стані) не встигає перейти в стабільну конденсуючу фазу. Перш ніж перехід міг би здійснитися, виникає ефект кавітації, тиск води (водяної пари), що скипіла, в гарячій точці перевищує межу міцності краплі, і вона вибухає [7].

Характер вибуху – фрагментація краплі або газодинамічний вибух краплі – залежить від співвідношення параметрів випромінювання (довжина хвилі, інтенсивність і тривалість імпульсу) і самої краплі (розмір і комплексна діелектрична проникність).

Вибуховий режим руйнування крапель (кристалів) в тумані при лазерному впливові залежно від параметрів туману і лазерного

випромінювання може призвести як до прояснення, так і до «замутнення» туману у видимій частині спектру.

Вище йшлося про нелінійні ефекти при проходженні лазерних сигналів через водні аерозолі. Аналогічна картина може спостерігатися в таких аерозолях, як сажа, пил та ін. Найповніше були досліджені вуглецеві аерозольні середовища. При достатньо високих інтенсивностях лазерного опромінювання може спостерігатися метастабільний перегрів всередині частинок в гарячих точках, при цьому хімічна реакція (горіння) найбільш інтенсивно відбувається не на поверхні, а усередині частинок. Речовина закипає, і горіння йде в метастабільній газовій фазі з аномально великою швидкістю.

Відповідно можуть інтенсифікуватися як прояснення заповненого середовища, так й іонізація пробитого лазерним пучком каналу-гровідводу [7].

Обов'язковою умовою виникнення гарячих точок і вибуху або вибухоподібного горіння аерозольних частинок є не дуже сильне, але і не дуже слабе поглинання випромінювання даної довжини хвилі: при сильному поглинанні оптичний сигнал затухає в самому поверхневому шарі, а при слабкому поглинанні сигнал проходить через частинки без істотних втрат.

Окрім нагріву крапель туману можливий й інший шлях використання електромагнітного випромінювання для прояснення туманів.

Вибирають ділянки спектру в оптичному або радіодіапазонах, в яких випромінювання сильно поглинається складовими частинами самого повітря (азоту, кисню та інших газів). Так наприклад, в СВЧ – діапазоні є спектральна ділянка сильного поглинання киснем [66].

За допомогою джерел СВЧ – випромінювання, які мають антенні фокусуючі системи [66], можна сконцентрувати випромінювання в заданій локальній області навколишнього простору. В цій області виникає висхідний потік перегрітого повітря, внаслідок чого туман підіймається.

Даний метод більше підходить для ситуації, коли біля поверхні землі туман найщільніший, що характерне для радіаційних туманів. В подібних випадках, особливо у стадії ослаблення (тим більше припинення) радіаційного вихолодження, підйом приземного шару повітря сприяє проясненню туману.

У принципі локальний СВЧ – перегрів повітря може бути використаний також для інтенсифікації конвекції в купчастих хмарах з метою посилення їх опадоутворюючої здатності [7].

При розробці та здійсненні подібних проектів слід пам'ятати про небезпеку СВЧ – опромінювання людини і навколишнього середовища.

#### 4.8 Регулювання випаровування з метою боротьби з туманами

Покриття водяного дзеркала плівкою ПАР з метою зменшення випаровування застосовується для збереження води в ставках, озерах, штучних гідротехнічних спорудах. Успішними виявилися спроби перешкодити за допомогою ПАР виникненню могутніх туманів випаровування в річкових і морських портах.

Поведінка плівок ПАР на поверхні води добре була вивчена в лабораторіях, а також у випарниках, встановлених в природних умовах. Із збільшенням питомої кількості ПАР ( $m$ ) крива  $\gamma_{\text{ПАР}}$  досить швидко вироджується в пряму; для кожного ПАР характерна певна мінімальна товщина плівки, яка максимально перешкоджає випаровуванню води. Що стосується часу існування плівки, то він безперервно зростає із збільшенням питомої кількості ПАР. За наявності хвилювання залежності будуть інші.

Мабуть, при вітрі швидкість зникнення плівки визначатиметься не тільки збільшенням швидкості її випаровування, але і тим, наскільки вона піддається розриву при хвилюванні. З посиленням поривчастого вітру швидкість зникнення плівки повинна швидко зростати.

В серпні 1966 р. в США в штаті Оклахома були виконані порівняльні дослідження вимірювання вертикального потоку вологи на озері за наявності плівки ПАР (суміш гексадеканола і октадеканола) і без неї. Якщо в дослідях з випарниками, про які йшлося вище, випаровування визначалося по убуванню води в них, то в дослідях на озері подібний метод непридатний. Тому випаровування визначалося по пульсаціях вологості повітря і вертикальної складової швидкості вітру.

Вимірювання показали, що середнє відношення швидкості випаровування за наявності плівки ПАР до швидкості випаровування без ПАР, тобто величина  $\gamma_{\text{ПАР}}$  для тих умов, в яких виконувалися дослідження, дорівнює 0,5. Проте слід мати на увазі, що значення  $\gamma_{\text{ПАР}}$  було отримано для певних метеорологічних умов, притому по обмеженому числу дослідів. Якщо на звільнену від льоду водну поверхню річки або морської затоки натікає з суші більш холодне повітря, то в результаті його змішування з вологим надводним повітрям може утворитися густий туман значної вертикальної висоти. Зменшивши за допомогою ПАР випаровування, тим самим обмежують можливості утворення туману. Це украй важливо, наприклад, для річкових і морських портів [7].

В порівнянні з невеликими замкнутими водоймищами в таких випадках виникають нові труднощі, пов'язані з явищами здування плівок вітром, руйнування її при хвилюванні і поїданні плівки мікроорганізмами. Ці труднощі зумовлюють збільшення витрати ПАР,

зокрема, при сильному хвилюванні. Втім, тумани, супутні сильному хвилюванню, виникають порівняно рідко.

Рисунок 4.5 показує, що плівка ПАР може значно затримати початок утворення надводного адвективного туману або навіть повністю виключити його появу. В наших прикладах за наявності плівки ПАР на поверхні води туман утворюється при температурах натікаючого повітря на 10—15°C нижчих, ніж ті, при яких утворюється туман без плівки ПАР на поверхні води. Якщо плівка ПАР створюється за наявності туману, то в результаті ослаблення потоку водяної пари з поверхні води в повітря туман починає розсіюватися.

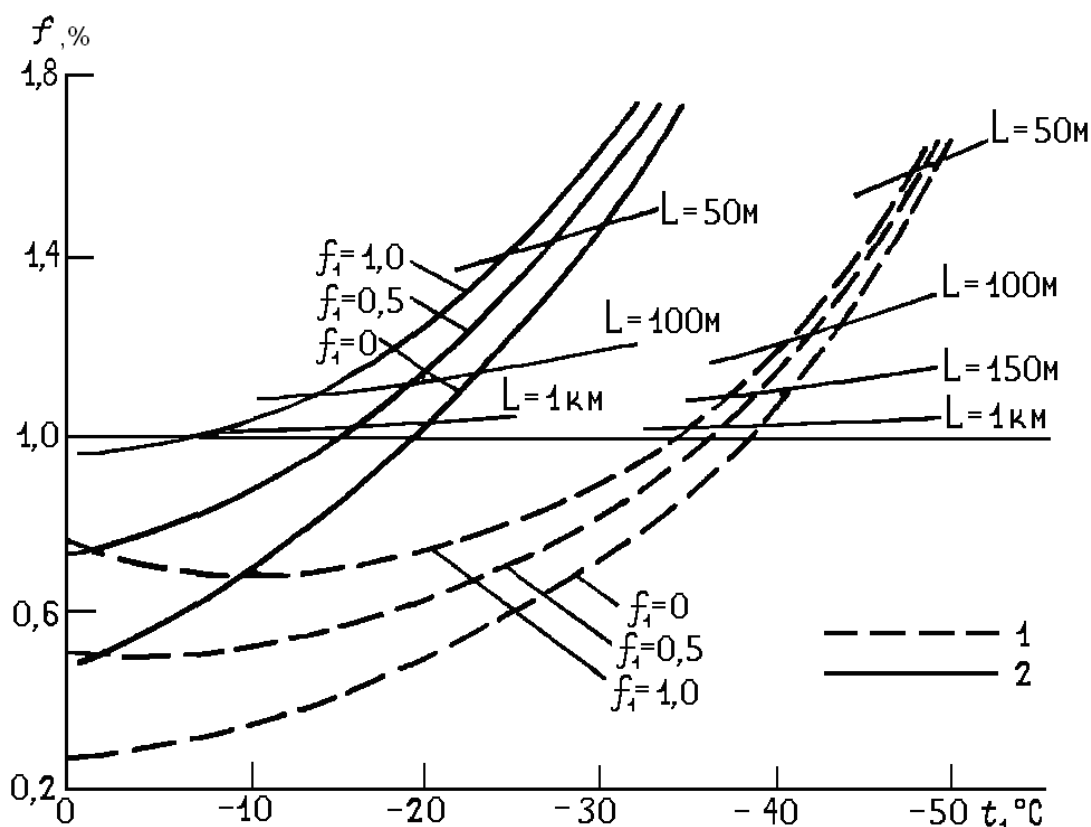


Рисунок 4.5 – Зсув точки конденсації за допомогою ПАР:

- 1 – відносна вологість зсуву над водою, покритою ПАР;
- 2 – відносна вологість над чистою водою

В 60-і роки ХХ ст. в Кольській затоці взимку була виконана серія дослідів з метою розсіяння або попередження туманів випаровування шляхом створення плівки поверхнево-активних речовин, розчинених в гасі.

На площі в декілька квадратних кілометрів вдавалося збільшувати метеорологічну дальність видимості до декількох кілометрів, тоді як в тумані видимість була 100—200м. Досліди проходили тим успішніше,

чим меншою була швидкість вітру. З посиленням вітру плівка розривалася на шматки і ефект різко слабшав.

#### 4.9 Попередження туманів шляхом пасивації ядер конденсації

Властивості атмосферних ядер конденсації в природних умовах змінюються в широких межах залежно від близькості відкритого моря, промислових об'єктів, стану підстильної поверхні й атмосфери. Спектр розподілу ядер конденсації по їх конденсаційній активності в кожному конкретному тумані або хмарі також дуже широкий. При пониженні температури водяна пара спочатку починає конденсуватися на найактивніших ядрах, потім в дію вступають і менш активні.

Управляючи конденсаційними властивостями і кількістю ядер конденсації, можна змістити момент початку утворення густого туману або змінити видимість в ньому [7].

Зниження конденсаційної активності ядер конденсації (*пасивація*) – один з можливих шляхів попередження передранкових радіаційних туманів. Якби шляхом пасивації ядер вдалося затримати зростання крапель до того моменту, коли тепловий баланс підстильної поверхні стане позитивним, то тим самим вдалося б запобігти туману. Задача ускладнюється тим, що, затримуючи утворення туману, ми тим самим зменшуємо противипромінювання атмосфери і відсовуємо момент зміни знака теплового балансу.

Будь-яка поверхнево – інаактивна речовина гальмує зростання крапель, але цей ефект для відомих, практично прийнятних речовин порівняно невеликий. Управління кінетикою конденсації за допомогою поверхнево-активних або поверхнево – інаактивних речовин може виявитися більш дієвим фактором зменшення швидкості конденсаційного укрупнення крапель в туманах. Як пасивуючий реагент використовувався цетиловий спирт в пароподібному стані, який, адсорбуючись краплями води, істотно зменшує коефіцієнт конденсації пари води, а тим самим і швидкість росту водяних крапель. Наскільки загальмується зростання крапель, залежить не тільки від властивостей і кількості реагентів, що використовуються, але також від кількості і властивостей домішок у воді, вологості повітря, отже, від температури і швидкості її зниження. Попередні досліді пасивації ядер за допомогою цетилового спирту й інших аналогічних пасивуючих реагентів в природних умовах дали добрі результати. На території, яка захищається шляхом пасивації ядер, туман утворився в середньому на 20-40 хв пізніше, ніж на контрольній території, що іноді може зіграти значну роль, наприклад, при обслуговуванні авіації.

Інший шлях – збільшення видимості в тумані в результаті введення в нього в початковій стадії штучних ядер конденсації – вивчався поки що тільки теоретично.

Розрахунки показують, що зменшити видимість в тумані, «засмітивши» його додатковою кількістю ядер конденсації і пасивуючи тим самим частково природні ядра, значно простіше, ніж збільшити видимість. Проте принципово розумний підбір властивостей і кількості додаткових ядер конденсації дозволяє добитися і збільшення дальності видимості. Все це може мати практичне значення.

#### **4.10 Фотохімічні смоги**

*Фотохімічні смоги* утворюються в результаті фотохімічних реакцій перетворення первинних домішок, що забруднюють атмосферу, у вторинні інші, ще більш шкідливі для тваринного і рослинного світу.

Так наприклад, в тих містах, де основне джерело домішок – автомобілі, вже в ранковий час при підвищеній стійкості атмосфери спостерігається різке зростання змісту таких компонентів, як окис вуглецю (С), окис і двоокис азоту ( $\text{NO}$  і  $\text{NO}_2$ ), різного роду незгорілі вуглеводні. Під впливом сонячного випромінювання відбувається утворення вторинних компонентів, серед яких найбільш шкідливий озон ( $\text{O}_3$ ). Часто накопичення домішок і туман супроводять один одного, притому вони взаємно впливають як на стадії їх виникнення, так і на стадії дисипації. Звичайно вони посилюють один одного.

Озон й інші окислювачі викликають миттєву, а також сповільнену хворобливу реакцію організму людини, тварин і птахів, пригнічують водоспоживання рослин і фотосинтез (особливо це відноситься до цитрусових і винограду), руйнують органічні матеріали – гуму, текстиль, обезбарвлюють забарвлення і т.п.

При опромінюванні сонячною радіацією оксидів  $\text{NO}$  і  $\text{NO}_2$  вони реагують на неї по-різному. У видимій частині спектру сонячна радіація поглинається переважно двоокисом азоту, а в УФ - частині – окислом азоту. Звідси ясно, що сонячне випромінювання в приземному шарі атмосфери в азотному циклі поглинається переважно двоокисом азоту.

Того дня, коли спостерігається смог, біля полудня різко зменшується радіаційний потік біля землі і відповідно різко збільшується концентрація окислювачів. При спалюванні палива, що містить сірку, в повітря поступає окисел сірки  $\text{SO}_2$ , який разом з  $\text{NO}_2$  є одним з головних (серед первинних забруднень) поглиначів сонячної радіації.

Основними заходами щодо попередження смогів є усунення джерел домішок, вдосконалення технологічних процесів шляхом введення замкнутих циклів, що виключають попадання в атмосферу і гідросферу

шкідливих домішок. Проте можливості в цьому плані були обмежені. Тому разом з цими заходами повинні розвиватися методи боротьби з шкідливими наслідками смогів, як пасивні, направлені на поліпшення якості і збільшення своєчасності прогнозу умов виникнення смогу, так і активні, спрямовані на гальмування фотохімічних процесів утворення вторинних шкідливих домішок у смогу.

Перспективним є використання рослинних фітонцидів, здатних активно поглинати деякі з особливо токсичних компонентів фотохімічних смогів.

В природі під дією сонячного опромінювання можуть створюватися і цілющі фотохімічні смоги. Подібні явища спостерігаються в хвойних лісах в певні періоди їх розвитку. Проте вивчені вони в значно меншій мірі, ніж їх шкідливі аналоги в містах.

*Контрольні запитання:*

- 1 *Дайте визначення туману та серпанку.*
- 2 *Дайте визначення абсолютній та питомій вогності туману.*
- 3 *Опишіть процес розсіювання туманів за допомогою штучних теплових джерел.*
- 4 *Опишіть процес впливу розчинів солей на тумани.*
- 5 *Опишіть дію реагентів, які інтенсифікують конденсаційні процеси в тумані.*
- 6 *Перерахуйте позитивні та негативні сторони акустичних методів розсіювання туманів.*
- 7 *З якою метою використовується колектор?*
- 8 *У чому полягає перевага оптичних квантових генераторів?*
- 9 *Опишіть механізм вибухового режиму руйнування крапель (кристалів) в тумані.*
- 10 *Які існують методи регулювання випаровування з метою боротьби з туманами?*
- 11 *Що таке пасивація?*
- 12 *Як утворюються фотохімічні смоги?*

## **5 Вплив на електричні процеси в хмарах**

### **5.1 Механізм утворення грози**

У практиці впливу на атмосферні процеси центральною є проблема управління грозою. Але гроза не єдиний потенційно можливий електричний об'єкт впливу. Вивчаються можливості управління електричним станом хмар з метою зміни їх здібності до опадоутворення (в одних випадках – це посилення опадоутворюючих процесів, в інших – перебудова структури частинок, які укрупнюються, з метою не допустити їх зростання до градових розмірів).

Електричні процеси і процеси утворення опадів нерозривні.

Своєчасне приглушення інтенсивних грозових процесів – надзвичайно актуальна задача. Відмови в роботі літакових радіонавігаційних і радіолокаційних систем, часткові руйнування деяких частин літака або поразка членів екіпажа, зумовлена дією грозових розрядів, нерідко стають причинами льотних аварій і катастроф.

Блискавки завдають істотної поразки і наземним об'єктам: великі лісові пожежі, підпалені блискавкою, не раз створювали реальну загрозу.

Великі лінії електропередач і електротехнічні системи звичайно обладнуються грозозахистом, але під час сильної грози і вони нерідко виявляються виведеними з ладу.

Небезпека виникає при виконанні операцій, пов'язаних із значним зарядженням статичною електрикою різного роду об'єктів, наприклад, таких, як морські нафтоналивні судна.

У зв'язку із запусками космічних апаратів виникла проблема захисту їх від грозової дії при проходженні хмарності.

Принципово можливі різні варіанти підходу до проблеми приглушення грозових явищ. По-перше, це вплив на внутрішньохмарні термодинамічні процеси, що породжують грозову електрику, по-друге, руйнування хмар в тій або іншій стадії – в грозовій або ще до її настання, по-третє, збільшення в хмарі електричних втрат з метою зменшення напруженості поля нижче тих значень, при яких спалахує блискавка сама по собі або в результаті входження в хмару літального апарату (літака, ракети). І нарешті, можуть бути вжиті заходи для того, щоб грозову хмару, яка розвивається, «розрядити» на землю ще до підходу до об'єкту, що охороняється, примусивши розряд пройти по штучно створеному шляху, створити умови для «короткого замикання» усередині хмари або подати в хмару заряд, який нейтралізує природний.

В кожному з варіантів треба бути упевненим, що хмара в результаті еволюції виявиться підготовленою до наступного грозового циклу не

раніше, ніж небезпека мине, або повторювати вплив кожного разу, коли хмара знов виявиться у стадії гроzoneбезпеки або наблизиться до неї.

Для хмари, ізольованої від інших хмар, яка закінчує свій розвиток, повний штучний розряд на землю робить її електрично безпечною [7, 18].

Проте найбільший інтерес представляють хмари, що розвиваються, в яких джерело електрики діє і заповнює втрати, викликані штучним розрядом.

При забезпеченні зльоту і посадки літальних апаратів необхідно електрично нейтралізувати локальні об'єми хмар на короткі інтервали часу; для здійснення безпеки наземних робіт інтервали часу можуть бути невеликими, але розміри простору, які необхідно електрично нейтралізувати, повинні бути значними.

Труднощі управління електричними явищами в атмосфері обумовлені тим, що в теорії атмосферної електрики залишається поки що багато незрозумілого. У зв'язку з цим досліджуються і такі методи впливу на електричний стан атмосфери, ймовірність практичного вживання яких невелика, але які можуть допомогти пізнати єство атмосферних електричних процесів.

В умовах ясного неба електричне поле нижніх шарів атмосфери направлене вниз, це означає, що земна поверхня має негативний заряд, а сумарний заряд в атмосфері – позитивний.

Напруженість вертикального електричного поля позитивна біля земної поверхні. Середнє її значення по земній кулі 120 В/м, над океанами - біля 130 В/м, над промисловими містами набагато більше – 300 В/м. Над сушею іонізація нижніх шарів відбувається за рахунок розпаду радіоактивних речовин повітря і земної кори, над океаном – космічне випромінювання [7, 18, 20].

Електропровідність повітря забезпечується рухливістю іонів і пропорційна їх концентрації. Провідність позитивних іонів більша, ніж негативних. Рух позитивних іонів вниз, а негативних – вгору під дією електричного поля ясного неба складає направлений вниз струм провідності, який прагне нейтралізувати негативний заряд землі. Заряд землі майже незмінний, що свідчить про процес його постійного відновлення.

Грозові хмари – це системи із зворотним зв'язком, в яких зміни фізичних параметрів гідрометеорів (концентрація, розмір, фазовий стан) викликають зміни електричних параметрів (зарядів електричного поля) і навпаки.

Формування заряджених областей в хмарі відбувається під дією висхідних потоків і гравітаційних сил. Крупні краплі, падаючи, переносять вниз позитивний заряд, захоплюючи за собою центр

позитивного заряду; разом з ним поступово опускається і центр негативного заряду (рис.5.1).

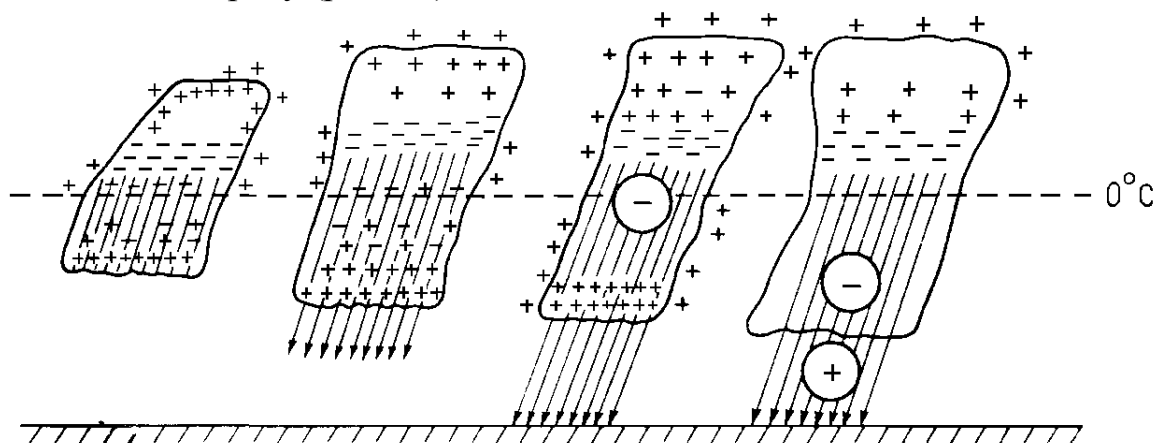


Рисунок 5.1 – Схема розвитку грози І.М. Імянітова

Утворенню заряджених областей в хмарах передують процеси, визначальні до електризації хмарних частинок і гідрометеорів.

Якщо процеси електризації в хмарах протікають достатньо інтенсивно і тривалий час, можливе накопичення зарядів грозової хмари, між якими виникають сильні електричні поля, що приводять до розряду блискавок.

До електризації хмар можуть привести наступні процеси [18, 20]:

1. *Зарядження крапель в середовищі іонів* – захоплення хмарними краплями іонів призводить до заряду краплі, причому за рівної кількості негативних і позитивних іонів краплі заряджаються негативно (через різну рухливість іонів).

2. *Електризація при контакті льодяних частинок* – при контакті відбувається обмін електронами та іонами до настання електричної рівноваги. При швидкому розриві контакту відбувається порушення рівноваги, яка викликає виникнення різниці потенціалів. В природних умовах контакт льодяних частинок здійснюється за наявності тертя. Знак та інтенсивність при цьому залежить від хімічного складу речовини, властивостей поверхні, температури, вологості повітря і т.п. В грозових хмарах процес зіткнення льодяних частинок за відсутності переохолоджених крапель спостерігається тільки у верхній частині хмари.

3. *Електризація при замерзанні води і розчинів* – між рідкою і твердою фазами утворюється різниця потенціалів, залежна від швидкості кристалізації та особливостей речовини. На величину заряду впливає різниця потенціалів між рідкою і твердою фазою розчину і умови відриву краплі.

4. *Електризація при руйнуванні замерзаючих крапель води* – виникають електричні заряди, при вибуху краплі дрібні осколки заряджаються негативно, а частина краплі, що залишилася, набуває позитивного заряду.

5. *Електризація при зіткненні крупних льодяних частинок з краплями і льодяними переохолодженими кристалами* спостерігається в області як сухого, так і мокрого зростання льодяних частинок. Найінтенсивнішим є механізм електризації при одночасному зіткненні льодяних частинок і переохолоджених крапельок з поверхнею льоду. Механізм комплексний, знак та інтенсивність заряду залежать від співвідношення процесів.

6. *Балоелектричний ефект* – електризація при руйнуванні води. Виникає при зіткненні крупних крапель одна з одною, руйнуванні крупних крапель при падінні, таненні градин і відриві від них крапель, викиданні з них бульбашок повітря, зіткненні градин і льодяної крупи з крупними краплями і т.п.

7. *Електризація при спонтанному руйнуванні крапель при падінні* – крупні фрагменти завжди заряджаються позитивно, дрібні – негативно.

8. *Електризація при руйнуванні крапель, які стикаються з твердими тілами (наприклад, крапель з градинами)* – інтенсивність електризації залежить від розмірів крапель і від швидкості краплі у момент зіткнення.

9. *Електризація при руйнуванні повітряних бульбашок на поверхні води і при таненні льоду* – процес, можливий при підйомі крупних крапель в купчастій хмарі, їх переохолодженні і замерзанні вище рівня  $0^{\circ}\text{C}$  (повітря виділяється у вигляді бульбашок); при падінні граду або сніжинок нижче  $0^{\circ}\text{C}$ , коли звільнюється повітря, що міститься в льоду. Льодяні частинки при таненні набувають позитивного заряду, величина якого велика. Бульбашки повітря, виходячи на поверхню і руйнуючись, відносять з собою негативний заряд. Величина заряду залежить від чистоти льоду, чим чистіший лід, тим більший заряд.

В основі всіх механізмів електризації лежать кілька процесів, що призводять до первинного розділення зарядів.

## **5.2 Методи спостереження за електричним станом хмар**

Для визначення можливості й тактики впливу на електричні процеси в хмарах, а також для спостереження за результатами впливу необхідно безперервно вимірювати електричні параметри хмар, починаючи з ранньої стадії розвитку електричних процесів в хмарах і аж до їх завершення. Вимірювання виконуються з землі, з супутників, з літаків, що пролітають через хмари або облітають їх, а також з використанням радіозондів і ракет.

Прийнято розрізняти поступово і швидко змінні складові електричного поля. В першому випадку звичайно використовують характеристики електростатичного поля, в другому – електродинамічні величини: частоту і амплітуду радіовипромінювання, породженого зміною напруженості поля.

В зрілій стадії розвитку електричних процесів в хмарах, коли мають місце розряди всередині хмари або між хмарою і землею чи іншою хмарою, основну інформацію дають радіолокаційні вимірювання. Активній локації піддаються канали сильноточних розрядів різних масштабів.

Кількісні характеристики електричних процесів можуть бути отримані методами радіолокації [7, 14]:

- 1) активної радіолокації – про властивості радіолокаційної цілі судять по трансформації радіосигналу;
- 2) пасивної радіолокації – досліджують випромінювання, породжене самим об'єктом без впливу зондуючого імпульсу;
- 3) активно-пасивна радіолокація дозволяє вести спостереження, як в грозовій, так і в негрозовій стадіях розвитку електричних процесів в хмарах, і дає можливість визначити стадію розвитку електричних процесів, попереджати про наближення грози, контролювати управління грозою.

### **5.3 Розряди грозової хмари на землю, які штучно викликаються за допомогою ракет**

Штучний розряд хмари – явище досить часте. Досліди, що мають на меті визначити механізм штучно викликаного грозового розряду, виконувалися неодноразово. В море виходили кораблі, які мали на борту ракетні установки. У напрямку до грозової хмари вистрілювалася ракета типа „Земля–повітря”, яка тягнула за собою сталевий дріт, що змотувався з котушки, встановленої на борту корабля. Кінець дроту через іскровий проміжок заземлявся на морі.

Аналогічні досліди виконувалися в наземних умовах. У момент підйому ракети на висоту близько 100 м в неї ударив розряд-лідер (струм приблизно 100 А), внаслідок чого дріт за час порядку  $10^{-3}$ – $10^{-2}$  с випаровувався і утворився плазмовий металевий провідний канал.

Характерно, що з верхнього кінця каналу у напрямку до хмари спрямовуються блискавичні гілки, які світяться. Заряд, що стікає на землю, в подібних дослідах може досягати кількох десятків кулонів, що по порядку величини порівнянний із загальним електричним зарядом грозової хмари.

Щоб провокація грозових розрядів на землю здійснилася, необхідні дві головні умови створення у напрямку до хмари різкого посилення

напруженості електромагнітного поля і підготовка електропровідного каналу для проходження до землі електричного заряду [7].

В даний час поки що немає достовірних відомостей з приводу того, які параметри штучно створеного каналу надійно забезпечать превентивну розрядку грозової хмари на землю. Імовірно, його мінімальна довжина повинна бути 100 – 200 м, мінімальна концентрація електронів в ньому  $10^7 - 10^8 \text{ см}^{-3}$ , і він повинен достатньо швидко просуватися у напрямку до хмари.

Моделювання провокації грозового розряду за допомогою дроту в лабораторних умовах показало, що ефект досягається тим кращий, чим швидше дріт рухається у напрямку до «хмари», в якості якої в дослідах виступала наелектризована куля. Це пояснюється тим, що навколо зарядженого провідника в атмосфері створюється екрануючий об'ємний заряд протилежного знака.

Мабуть, з часом будуть знайдені критичні співвідношення між параметрами хмари і «провокатора блискавок», які забезпечують з заданою ймовірністю спрацювання останніх

#### **5.4 Можливості створення іонізованих каналів в атмосфері за допомогою лазерів**

В даному розділі розглядаються можливості створення іонізованих каналів — провокаторів блискавичних розрядів грозових хмар на землю. Нелінійна взаємодія лазерного сигналу з повітряним середовищем обмежує можливість дальнього транспортування електромагнітної енергії оптичного діапазону в атмосфері. З другого боку, створені в атмосфері плазмові утворення можуть виступати в ролі керованих антен або перевипромінювачів електромагнітного випромінювання.

При використанні оптичних лазерних громовідводів існують невирішені проблеми. Необхідно збільшити у декілька разів довжину лазерної іскри, виключити можливість удару блискавки в лазер. Необхідно створити теорію, що описує оптичні та електричні властивості каналу, пробитого лазерною іскрою, і пояснює як вказані вище, так і невідомі поки що особливості лазерних провокаторів електричних розрядів в реальній атмосфері. Методика впливу повинна передбачати максимальну економічність і оперативність впливу при абсолютній безпеці для людини і навколишнього середовища [7].

#### **5.5 Можливості впливу на хмари сильноточними пучками релятивістських електронів і протонів**

Перспектива впливу на електричні процеси в хмарах з'явилася у зв'язку з розробкою транспортабельних генераторів сильноточних

релятивістських електронних пучків (РЕП) із швидкістю, порівняною із швидкістю світла (звідси їх назва – релятивістські). Просуваючись в повітряному середовищі і взаємодіючи з ним, електрони втрачають свою енергію, розтрачують в процесі непружних зіткнень з атомами і молекулами середовища, порушуючи та іонізуючи їх, а також в процесі випромінювання при гальмуванні в кулонівському полі атомних ядер. Обидва процеси супроводжуються нагріванням повітря.

Для націлювання електронних пучків принципово можливе використання імпульсного лазера, промінь якого створює попередній прогрів повітряного каналу в потрібному напрямі. Тоді електронний сигнал розповсюдиться по його шляху, оскільки зустрінатиме на ньому мінімальний опір.

При електронному обстрілі хмар в них вводиться значний негативний заряд, внаслідок чого в хмарі породжується інтенсивне рентгенівське випромінювання, а між хмарою і землею і між окремими ділянками хмари створюються канали високої електропровідності, що забезпечують превентивне коротке замикання областей, які накопичили небезпечну кількість електрики. В хмарі електрони по мірі втрати енергії приєднуюватимуться до нейтральних молекул і утворюватимуть менш рухомі носії заряду – іони. Як трансформуватиметься в результаті цього хмара, дотепер ще немає достатньої ясності. Є підстава вважати, що це призведе до посилення конденсаційно-коагуляційних процесів і до посилення опадів [2].

Чисельні оцінки показують, що обстріл хмари електронними пучками, які мають параметри, використані як приклади, може розглядатися як принципово можливий спосіб зниження напруженості електричного поля хмар до безпечних значень. При розробці проектів подібних експериментів потрібно найсерйознішу увагу звертати на радіаційну безпеку персоналу, який бере участь в здійсненні проектів, а також навколишнього середовища.

## **5.6 Можливість управління гроzoneбезпечними хмарами за допомогою зміни кристалізаційних потенціалів хмарної води**

Електризація хмар, які бурхливо розвиваються, різко посилюється після того, як в їх верхній частині починається інтенсивна кристалізація. Льодяні краплі, падаючи вниз, стикаються з переохолодженими краплями, які у свою чергу починають кристалізуватися. Якщо кристалізація розповсюджується по поверхні краплі достатньо швидко, то під впливом деформації відбувається енергійне вибухоподібне розколювання на частини краплі, яка кристалізується. При кристалізації границя розділу вода - лід набуває вентильних властивостей. Тому

фронт кристалізації, який рухається, розділяє електричні заряди різних знаків, а вибух відносить їх один від одного разом з осколками льоду і бризками води.

Найбільш інтенсивно процес розділення зарядів йде при зіткненні переохолоджених крапель з градинами. Якщо у воді були розчинені кислоти і луги, то інтенсивність розділення зарядів фронтом кристалізації за умов, близьких до максимуму цього явища, виявляється практично однозначно залежною від величини водневого показника рН і від швидкості руху фронту. За наявності у воді солей хід процесу виявляється залежним від їх концентрації [7].

В реальних умовах, залежно від вмісту в хмарній воді кислот, лугів, солей ефект електризації кристалізуючих крапель може або посилюватися, або послаблюватися. Необхідно в певний момент вводити в хмару речовини, які знижують інтенсивність даного електрокінетичного явища.

В даний час ненавмисне управління хмарними процесами шляхом введення промислових викидів, що містять кислоти та інші реагентоздібні речовини, зустрічається часто. Необхідно вміти оцінювати наслідки подібних процесів з метою розробки методів екологічного захисту навколишнього середовища.

### **5.7 Засів хмар кристалізуючими реагентами з метою зміни їх електричного стану**

Перші досліді управління електричною активністю хмар і введення в них кристалізуючих реагентів були проведені в південних районах СРСР ще в 1953 р. В цих дослідях здійснювалося не послаблення, а, навпаки, посилення електричної активності.

Літак зі встановленими на ньому радіолокатором і апаратурою для вимірювання напруженості поля, заряду літака й інших характеристик неодноразово перетинав купчасті хмари. Вимірювання виконувалися до і після скидання в хмару вуглекислоти і, крім того, для порівняння на тій же висоті зовні хмари. До скидання кислоти напруженість поля була невелика, зарядження літака при проходженні хмари не наголошувалося. Після скидання хмара почала швидко рости вгору, її електрична активність різко посилилася. Напруженість поля різко зростала. Радіолокатор показав, що почалося інтенсивне обумовлене укрупнення хмарних частинок, зумовлене, можливо, процесами кристалізації.

Проводилися досліді ракетного впливу кристалізуючими реагентами на купчасто-дощову хмарність з метою послабити грозовий процес або хоча б перешкодити його посиленню на підході до об'єкта, що охороняється. Для впливу використовувалися протиградові ракети „земля–повітря” типу «Алазань», для спостереження – активні і пасивні

радіолокатори, а також наземні грозопеленгатори і вимірники напруженості електричного поля [7].

Обстріл хмари проводився виробами «Алазань» трьома серіями (12, 6, 12 ракет). Всього в хмару ввели близько 15 г реагенту, що дозволило за короткий час створити концентрацію активних ядер кристалізації, близької до  $10^5 \text{ м}^{-3}$ . В районі полігону протягом 15 хвилин практично припинилася грозова діяльність. Вплив сприяв перебудові електричної структури хмари.

*Контрольні запитання:*

- 1 Чим обумовлена електропровідність повітря?*
- 2 Які процеси можуть призвести до електризації хмар?*
- 3 Що таке балоелектричний ефект?*
- 4 Які існують методи спостереження за електричним станом хмар?*
- 5 Як можуть бути викликані штучні розряди грозової хмари на землю?*
- 6 Як за допомогою лазерів створюються іонізовані канали в атмосфері?*
- 7 Опишіть дію сильноточних пучків релятивістських електронів і протонів.*
- 8 Як використовуються кристалізуючі реагенти з метою зміни електричного стану хмари?*

## 6. Можливості управління великомасштабними атмосферними процесами

### 6.1 Енергія, що реалізується в процесі розвитку ураганів

Тропічні урагани є циклонічними вихорами діаметром приблизно  $10\text{--}10^2$  км і більше. Зароджуються вони, як правило, над океанами, поодаль від берегів та існують до декількох діб. Метеорологічні супутники дозволяють знаходити їх на ранній стадії розвитку, екстраполювати шлях руху і тим самим зменшувати збиток, який наноситься ними.

Атмосферні циклонічні вихори меншого масштабу – торнадо, смерчі – з'являються раптово, як правило, їх знаходять, коли вони вже встигають завдати значного збитку. Методи їх виявлення на ранній стадії розвитку не були розроблені.

Дамо оцінку енергії, що реалізується в процесі розвитку купчастих хмар, характерних для тропічних ураганів, яку можна прийняти за нижню границю енергії вихрових рухів. Хмари як об'єкт були взяті тому, що найдостовірніші спостереження відносяться до тих випадків, коли вихрові рухи супроводжуються утворенням хмарності купчастих форм.

Оцінимо потенційну енергію термічної нестійкості, яка може бути перетворена на кінетичну при утворенні хмар [7].

Енергія вертикального стовпа одиничного перетину

$$F = - \int_{z_0}^z \left[ \frac{p}{T'} \int_{p_0}^p (T' - T) \frac{dp}{p} \right] dz = \frac{kN}{gM} \int_{p_0}^p \left[ \frac{T}{T'} \int_{p_0}^p (T' - T) \frac{dp}{p} \right] dp. \quad (6.1)$$

В цілому для хмари, що має «радіус» дозволу нестійкості  $R$ , повна енергія нестійкості в  $pR^2$  більша.

Підставляючи характерні параметри, отримаємо

$$F_{Cb} \approx 10^{14} \text{ Дж}. \quad (6.2)$$

Якщо характерний час дозволу нестійкості  $\tau_{cp} = l_2$ , то потужність, яка розвивається хмарою, –

$$W_{Cb} = \frac{F_{Cb}}{\tau_{cp}} \approx 10^{10} \text{ Вт}. \quad (6.3)$$

Потужність крупних ГЕС складає приблизно  $10^9 - 10^{10}$  Вт, а енергія типової атомної бомби вважається рівною  $10^{14}$ . Таким чином, енергія нестійкості, яка реалізується в окремій купчасто-дощовій хмарі, не менша енергії атомної бомби.

Фронтальна неконвективна хмарність типу Cs–As–Ns несе в собі величезні запаси енергії. Енергія одиничного стовпа в них значно менша, ніж в купчасто-дощових, зате їх горизонтальна протяжність набагато більша.

Підрахуємо кількість енергії, яка вивільняється в результаті конденсації та кристалізації в купчастій і фронтальній хмарності й отримаємо, якщо використовувати характерні для Сb параметри, тоді енергія конденсації має такий же порядок, що і енергія нестійкості. Це підтверджує відомий факт, що при переході від сухоадіабатичних процесів до вологадіабатичних за сприятливих умов у декілька разів збільшується темп розвитку хмарності.

Таким чином, енергетичні оцінки показують, що спроби управління ураганами «лобовою атакою» на них не призведуть до успіху, але, ґрунтуючись на них, можна знайти доступний шлях управління [7].

За допомогою невеликої кількості реагенту можна закристалізовувати хмару або посилити в ній конденсаційні процеси, а це може викликати істотний перерозподіл енергії. За допомогою метеотрону або іншим способом можна привести в рух величезні повітряні маси, використовуючи запаси термічної нестійкості атмосфери.

## **6.2 Можливості управління ураганами**

Переміщення великомасштабного урагану визначається як еволюцією термобаричного поля, в якому рухається ураган, так і його взаємодією з підстильною поверхнею. Закони трансформації ураганів були вивчені в значно меншій мірі, ніж закони їх переміщення. Проте основні причини, які призводять до руйнування ураганних вихорів, відомі, хоча не завжди піддаються достатньо повному розрахунку.

Еволюція ураганів та їх руйнівна дія безпосередньо була пов'язана з вихровими рухами.

Управляти бароклинністю атмосфери шляхом безпосереднього введення тепла або холоду всередину вихору або в його околиці в даний час нереально, для цього необхідні дуже великі кількості енергії.

Можна, проте, використовувати метастабільність системи переохолоджених хмар, що є складовою частиною урагану, і, змінюючи її з використанням порівняно енергетично скромних засобів, викликати виділення тепла кристалізації, сумірного за величиною, зі всією енергією урагану [7].

Більш реальними представляються шляхи запобігання утворенню тропічних ураганів, засновані на управлінні тепловим режимом морської поверхні. Можна вважати встановленим, що необхідною умовою утворення урагану є локальний перегрів поверхневого шару морської

води, внаслідок чого створюється бароклінність атмосфери. Перешкоджаючи цьому, ми перешкоджали б і зародженню ураганів.

В зв'язку з цим розглядають проекти зміни теплового балансу поверхні океану шляхом покриття його поверхні плівками з великим альбедо або створення в приводному шарі аерозольних завіс в найімовірніших місцях зародження ураганів або на шляху їх руху. В інших проектах розглядають можливості й наслідки зменшення випаровування з поверхні океану. Оскільки істотна частина притоків тепла в ураган, який розвивається, обумовлена вертикальним потоком океанічної вологи, тому різке зменшення його надходження в ураган при переході з моря на сушу є однією з причин руйнування ураганів.

Надходження океанічної вологи в ураган посилюється по мірі розвитку, відповідно посилюються конденсаційні процеси в ньому, що спричиняє збільшення енергії нестійкості. Якби вдалося попереду урагану на шляху його руху різко скоротити направлений вертикально потік вологи, то ураган міг би бути ослаблений ще до виходу його на сушу. На цьому був заснований один з проектів боротьби з ураганами, інтенсивність надходження води в ураган передбачається ослабити, покриваючи поверхню океану перед ураганом нерозчинними у воді ПАР [7].

У цього способу є декілька недоліків:

- 1) з посиленням вітру дія ПАР слабшає, оскільки вітер рве плівку;
- 2) зміна потоку вологи складним чином позначається на еволюції ураганів. При посиленні потоку, коли збільшується виділення тепла конденсації, місце та інші процеси, сприяють як послабленню, так і посиленню урагану. Серед цих процесів слід зазначити охолодження приземного шару повітря через випаровування бризок води, що сприяє посиленню нестійкості атмосфери і одночасно послабленню горизонтального контрасту температур, посилення вертикальних струмів, що може сприяти не тільки посиленню вітру, але і його послабленню, і т.ін.

Головним процесом виявляється процес конденсації, тому штучне зменшення потоку води в ураган представляється принципово можливим способом його послаблення. Зміна вологості в повітрі, який впадає в струмінь, за відповідних умов може істотно змінити швидкість конденсації в ній, а тим самим й інтенсивність конвекції. Таким чином, зменшуючи випаровування на шляху проходження урагану, можна послабити ураган. Проте поки що розрахунки таких процесів не виходять за межі наближених енергетичних оцінок можливої трансформації урагану.

Методи зменшення потоків тепла і вологи з метою протидії розвитку ураганів:

1) аерозольні завіси, головне призначення яких полягає в тому, щоб сприяти зменшенню притоку тепла до поверхні океанів в місцях «дозрівання» ураганів;

2) поверхнево-активні речовини для покриття поверхні океану на шляху руху урагану або безпосередньо в його активній області.

В одному з варіантів проекту використання аерозольних завіс для послаблення вже існуючих ураганів завіса створюється на периферії розвиненого урагану там, де формується живлячий його повітряний потік. Аерозольні частинки, поглинаючи сонячну радіацію, повинні сприяти посиленню конвекції та випаровування в повітряному потоці на шляху до урагану і тим самим частково послабити потік вологи на підході до урагану, який вони живлять [7].

Які параметри повинні мати плівки і завіси, щоб забезпечити дійове послаблення урагану або його попередження, поки неможливо сказати. Необхідні модельні розрахунки ураганів, їх розвитку і трансформації в результаті впливу на них з урахуванням конкретних властивостей плівок і аерозолів.

### **6.3 Можливості ослаблення антициклонів з метою ослаблення супутніх їм посух**

Посухи – одне із самих великомасштабних небезпечних явищ погоди. Збитку завдають засухи будь-якої інтенсивності, а не тільки катастрофічні. Тому всілякі можливості послаблення засух повинні досліджуватися і використовуватися. На сучасному етапі головним в зниженні збитків, обумовлених засухами, є довгостроковий прогноз засух і оптимальне планування землекористування. Проте відчутні результати може дати штучне викликання опадів і зниження максимальної денної температури поверхні землі в районах, схильних до засухи [2].

Саме антициклони, тривало існуючі і, як правило, безхмарні, звичайно супроводять великомасштабні засухи.

Найреальніший засіб послаблення антициклонів – створення в них штучної перистої хмарності, яка викликає зменшення радіаційної прозорості атмосфери для сонячної радіації і, як наслідок, зменшення загального радіаційного балансу земної поверхні, не дивлячись на деяке збільшення його довгохвильової частини. Внаслідок цього зменшуються низхідні повітряні потоки, які руйнують штучну хмарність і перешкоджають процесу природного виникнення хмар. В результаті відбувається зниження температури поверхневого шару землі і, можливо, скорочення терміну існування антициклону.

Наскільки скорочується при цьому термін існування антициклону, залежить від розвитку загальної циркуляції атмосфери, складовою

частиною якої є антициклон. Найбільший ефект слід чекати, якщо антициклон пройшов стадію максимального розвитку.

Створення перистої хмарності передбачається шляхом викиду пересиченої по відношенню до атмосфери водяної пари. Для цього використовуються додатково зволожені реактивні струмені літака або спеціальні літакові парогенератори. В шарах, де парціальний тиск водяної пари ( $e$ ) знаходиться в межах від  $E_v < e < E_l$ , можливе використання ядер кристалізації або ПАР.

Важливо також визначити, наскільки трансформуються антициклонічні рухи в результаті зміни альбеда підстильної поверхні в районах, що систематично піддаються засухам. Відповідні модельні розрахунки показали, що відкриття луків і вирубка лісів помітно посилюють інтенсивність засух. У виконаних модельних розрахунках застосовувалася стаціонарна модель антициклону, хмарне покриття задавалося рівномірним по території антициклону, а електромагнітні сили в увагу не приймалися.

Слід чекати, що врахування нестационарності трансформації, викликане нерівномірністю покриття небозводу штучними хмарами, покаже, наскільки може зміститися по горизонталі антициклон в результаті впливу; нерідко саме горизонтальний зсув антициклону виявляється головним чинником послаблення засухи в даному регіоні [7].

В природі спостерігаються термобаричні системи, що включають як циклонічні, так і антициклонічні утворення, при цьому вплив на будь-яку ланку системи принципово позначається на поведінці всіх її ланок.

*Контрольні запитання:*

- 1 Оцініть потенційну енергію термічної нестійкості при утворенні хмари.*
- 2 Які існують теоретичні методи управління ураганами?*
- 3 У чому полягають недоліки використання поверхнево-активних речовин?*
- 4 Перерахуйте методи зменшення потоків тепла і вологи з метою протидії розвитку ураганів.*
- 5 Які існують методи боротьби з посухами?*

## **7 Вплив на високі шари атмосфери**

### **7.1 Вплив на іоносферу**

Високими шарами атмосфери прийнято називати шари, розташовані вище 10–15 км. Дослідженням цих шарів займається аерономія.

Атмосфера на великих висотах істотно відрізняється від приземної як за своїми властивостями, так і за положенням, яку вона відіграє в житті Землі.

Найповніше були досліджені озоносфера і іоносфера, які є фільтрами, що затримують велику частину короткохвильової сонячної радіації та космічного іонізуючого випромінювання, що згубно діють на тваринний і рослинний світ.

Іоносфера, крім того, є важливою ланкою в системі глобального радіозв'язку. У верхніх шарах атмосфери спостерігаються такі явища, як полярні сяйва і магнітні бурі.

Менш відома роль високих шарів атмосфери у формуванні клімату і погоди на Землі. Крім того, є підстави враховувати, що деякі явища у верхній атмосфері впливають на біологічні ритми життя на Землі.

Під іоносферою звичайно розуміють шар стратосфери від 50 до декількох сотень кілометрів, в якому присутня достатня кількість іонізованих частинок, здатних істотно впливати на розповсюдження радіохвиль.

Утворюється іоносфера під впливом сонячного випромінювання – ультрафіолетового, рентгенівського, корпускулярного, а також відтоків космічного іонізуючого випромінювання.

Основні носії зарядів в іоносфері, що впливають на розповсюдження радіохвиль, – електрони, тому звичайно говорять про електронну концентрацію в іоносфері [7].

Ракетні дослідження останніх років показали наявність іонізованих шарів на висотах від 10 до 40 км.

Властивості іоносфери схильні до регулярних і нерегулярних варіацій. До недавнього часу режим іоносфери розглядався виключно у зв'язку з сонячною і космічною дією на неї.

Проте дослідження останніх років показали, що стратосфера чутлива до процесів, що відбуваються в тропосфері, гідросфері та літосфері.

Вулканічна діяльність, цунамі, землетруси, могутні вибухи, циклони, грози, запуск супутників і ракет, подолання літальними апаратами звукового бар'єру, посилка могутніх радіо, – акустичних і теплових сигналів – все це знаходить відгук в іоносфері.

## **7.2 Вплив на іоносферу потужним короткохвильовим радіовипромінюванням**

У зв'язку зі збільшенням потужності і спрямованості антен радіопередавачів з'явилася можливість нелінійного радіовпливу на атмосферу на різних висотах, навіть до верхньої частини іоносфери.

Ще в 30-ті роки XX ст. було знайдено явище іоносферної крос-модуляції, при якій радіопередача прослуховується не тільки на «своїй хвилі», але також і на хвилі з іншою несучою частотою.

При великій потужності радіосигналу виникає ряд нових явищ, таких, як істотне посилення турбулентності в іоносфері, утворення квазіперіодичних неоднорідностей, діелектричної проникнутості іоносферної плазми типу дифракційних ґрат, здатних управляти розповсюдженням радіохвиль як впливаючих, так і інших, які проходять через збурену частину іоносфери, і т.п.

Структура штучних неоднорідностей залежить від характеристик впливаючого сигналу і від стану іоносфери у момент впливу. У верхній частині іоносфери головний механізм реакції іоносфери на радіовплив обумовлений електромагнітними ефектами прояви метастабільності іоносферної плазми. В нижній частині іоносфери головну роль грають теплові ефекти, обумовлені нерівномірним нагрівом плазми у вузлах стоячої радіохвилі, що утворюється нижче рівня її віддзеркалення в іоносфері.

Радіовплив на іоносферу представляє інтерес також у зв'язку з можливістю проведення прямих експериментів з плазмою, які важко здійснити в лабораторних умовах, де масштаби досліджуваного простору завжди були обмежені. На відміну від методів збурення іоносферної плазми, пов'язаних з введенням в стратосферу хімічних присадок або з атомними вибухами і т. п., даний метод привабливий тим, що іоносфера не забруднюється.

Радіосигнал, що проходить через іоносферу, випробовує особливо сильне поглинання в тих шарах іоносфери, де його частота близька до локальної плазмової частоти, тобто там, де його групова швидкість близька до нуля. Направлене випромінювання може викликати в іоносфері істотне зменшення концентрації електронів в результаті прямого прогрівання і викликаної ним динамічної трансформації іоносферного шару. Радіовипромінювання іоносфери істотно змінювало картину віддзеркалення пробних радіоімпульсів, якщо їх несуча частота співпадала з частотою сигналу дії радіовипромінюванням.

Інформаційні радіосигнали, проходячи через іоносферу, збурену могутнім радіовипромінюванням, в тій чи іншій мірі спотворюються. Це явище досліджувалося з використанням супутників. Це означає, що

ефект впливу могутнього радіовипромінювання на іоносферу може обернутись як на користь, так і на шкоду людині.

### **7.3 Іоносферні явища, викликані ядерними вибухами**

Ядерні вибухи викликають ряд геофізичних явищ. Не всі вони були вивчені настільки, щоб можна було безумовно судити про їх наслідки - близькі і далекі. З цієї причини слід вважати ядерні вибухи абсолютно невідповідним інструментом для геофізичних досліджень і хотілося б сподіватися, що досліди з ядерними вибухами не повторюватимуться ні в науковому, ні в яких-небудь інших цілях, адже геофізичні явища, які з їх допомогою вивчалися, можуть бути відтворені і без атомних бомб.

Перше геофізичне слідство вибуху (підземного або атмосферного) – це акустичні хвилі, які повинні викликати коливання іоносфери.

Прямим слідством висотних ядерних вибухів є утворення в результаті  $\beta$  - розпаду великої кількості релятивістських електронів. Вивільнені електрони утворюють навкруги Землі тонку електронну оболонку – штучну іоносферу [7].

Іонізуючи атмосферу на висотах біля 1000 км, електрони викликають характерне свічення.

### **7.4 Стратосферний озон як біологічний захист. Антропогенний вплив на озон**

Хімічний елемент кисень в реальній атмосфері може існувати у вигляді алотропічних модифікацій: найстійкішого молекулярного кисню  $O_2$ , менш стійких атомарного кисню  $O$  і трьохатомного кисню — озону  $O_3$ . Озон відрізняється великою хімічною активністю, він сильний окислювач.

Загальний вміст озону в атмосфері вимірюють товщиною шару, який утворив би весь озон, приведений до нормальних умов. Одиницями вимірювання служать атмо-сантиметри (атм-см) або міліатмо-сантиметри (матм-см), які називають також одиницями Добсона (Д О). Загальний вміст озону в атмосфері варіюється в межах 0,16–0,45 атм-см. Основна маса озону розташована в порівняно вузькому шарі атмосфери від 10 до 50 км з максимумом між 20 і 25 км. На великих висотах мала концентрація  $O_2$ , дисоціація якого служить початком реакції утворення озону, і мала концентрація каталізаторів цього процесу. На менші висоти проникає мала частина ультрафіолетової радіації (УФР), під дією якої відбувається дисоціація  $O_2$ .

Концентрація озону на рівні максимуму всього лише  $10^{12} - 10^{13}$  молекул в кубічному сантиметрі. Кількість озону в земній атмосфері мала, але роль його велика. При створенні і проходженні озонового

шару біологічно активна частина УФР у багато разів слабшає. Практично всі форми життя на Землі в тій чи іншій мірі реагують на варіації УФР. Нормальна інтенсивність УФР благотворно впливає на них, а висока – згубно. У зв'язку з цим є підстава вважати, що життя на Землі не розвивалося до тих пір, доки не сформувався озоновий стратосферний шар.

Основною реакцією озонування в стратосфері вважається з'єднання звичайного молекулярного кисню з атомарним киснем. Швидкість цієї реакції істотно залежить як від кількості атомарного кисню, який утворюється в результаті дисоціаційного розпаду молекул кисню на атоми, так і від того, наскільки інтенсивно втручаються в процес озонування каталізатори, якими в стратосфері є азот, кисень, водяна пара та ін [7].

Антропогенне збільшення вмісту таких природних складових стратосферного повітря, як окисел азоту або водяна пара, сприяє розпаду озону, але не менш небезпечно проникнення в стратосферу каталізаторів реакцій руйнування озону, відсутніх в ній в її природному не порушеному стані. Серед таких каталізаторів слід зазначити перш за все хлор. З відомих до теперішнього часу ще енергійніших каталізаторів розпаду озону є бром. В атмосферу він може потрапляти, наприклад, при згоранні етильованого бензину і при використанні бромистого метилу.

Руйнування озону може істотно посилюватися в циклах, в яких одночасно беруть участь два або більше каталізатора. Швидкість руйнування озону хлорфторметанами збільшується у присутності броду не пропорційно його концентрації, а набагато сильніше. Але є можливість синтезувати інші речовини, що нейтралізують дію озоноруйнуючих каталізаторів. Ненавмисні порушення рухомої слабкосталості фотохімічної рівноваги між озоном та іншими компонентами стратосферного середовища були пов'язані з поступовим проникненням і накопиченням домішок в стратосфері, що обумовлене, в першу чергу, польотами надзвукових літаків, ракет, ядерними вибухами, промисловими джерелами.

*Контрольні запитання:*

- 1 Як відбувається вплив на іоносферу потужним короткохвильовим радіовипромінюванням?*
- 2 Назвіть іоносферні явища, викликані ядерними вибухами?*
- 3 Охарактеризуйте значення стратосферного озону.*
- 4 Дайте характеристику антропогенного впливу на озон.*

## ЛИТЕРАТУРА

- 1 Абшаев М.Т. Структура и динамика развития грозоградовых процессов Северного Кавказа // Труды ВГИ, 1984. -Выш. 53. - С.6-22.
- 2 Бекряев В.И. Практикум по курсу "Физические основы воздействия на атмосферные процессы".- Л.: Гидрометеиздат, 1991.- с. 144.
- 3 Данова Т.Е. Особенности динамики развития радиоэха градовых облаков в условиях Причерноморья. // Труды XVI-XIX Всероссийского симпозиума «Радиолокационное исследование природных сред», выпуск 2, С.-Перетбург, 2002. – с.357-361.
- 4 Данова Т.Е. Радиолокационное исследование мезомасштабной структуры полей конвективных облаков в Северном Причерноморье. // Тезисы докладов Международной конференции по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2004. Россия, Томск, 2004, с. 26.
- 5 Данова Т.Е. Суперячейковые градовые процессы и моделирование их перемещения. // Доклады Научно-практической конференции, посвященной 40-летию начала производственных работ по защите сельхозкультур от градобитий, Нальчик, 10-12 октября 2007г. с.5.
- 6 Каплан Л.Г., Макитов В.С. О движении грозоградового процесса в атмосфере со сдвигом ветра // Труды ВГИ, 1981. – Выш.50. – С.92-98.
- 7 Качурин Л.Г. Физические основы воздействий на атмосферные процессы.- Л. : Гидрометеиздат, 1990.- 464.
- 8 Мазин И.П., Шмелер С.М. Облака, строение и физика образования. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 231 с.
- 9 Облака и облачная атмосфера. /Под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 632с.
- 10 Половина И.П. Воздействия на внутримассовые облака слоистых форм.- Л.; Гидрометиздат, 1978. – 214с.
- 11 Прихотько Г.И. Искусственные осадки из конвективных облаков.-Л.: Гидрометиздат, 1968. – 172с.
- 12 Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков. /Пер. с англ. под ред. И.П. Мазина/. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 231 с.
- 13 Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2 в системе градозащиты. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 308 с.
- 14 Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6 в системе градозащиты. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. –

232с.

- 15 Седунов Ю.С. Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 207 с.
- 16 Сулаквелидзе Г.К., Глушкова Н.И., Федченко Л.М. Прогноз града, гроз и ливневых осадков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 187 с.
- 17 Тлисов М.И. Физические характеристики града и механизм его образования. С.-П.: Гидрометеоиздат, 2002. – 386 с.
- 18 Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. 2-е изд. – Л.: Гидрометеоиздат, 1954. – 401 с.
- 19 Школьный Є.П. Фізика атмосфери. Підручник. – Одеса: ОГМІ, 1977. – 698 с.
- 20 Шметер С.М. Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 289 с.
- 21 Browning K.A. The structure and mechanism of hailstorms. - Met. Mon., 1977, v. 16, JMb 38. - P.45-47.
- 22 Carte A.E., Held G. Hail and lightning from Transvaal thunderstorms. - In: Proc. Intern. Cloud physics Conf., London, 1972. - P.65-66.

## Іменний покажчик

### А

Аганін М.А. – 6  
Архімед – 25

### Б

Байерс – 50  
Больцман – 15  
Брейам – 50  
Буйков М.В. – 7

### В

Волощук В.М. – 7

### Г

Гайворонський І.І. – 7  
Гіббс – 12

### Д

Данов Є.І. – 7  
Данова Г.М. – 7  
Домрачев А.Є. – 7

### Е

Епімахова Р.М. – 7

### І

Імянітов І.М. – 102

### К

Корнієнко Є.Є. – 7

### Л

Лєсков Б.Н. – 7

### М

Медведєв Г.А. – 7  
Мещерський А.Г. – 26

### Н

Ньютон – 25

### П

Пірнач А.М. – 7  
Половина І.П. – 6  
Прихотько Г.Ф. – 6

### С

Сирота В.М. – 7

### Ф

Федосєєв В.А. – 6

### Ш

Шкільний Є.П. – 7

### Я

Яворський А.Ю. – 7

## Предметний покажчик

|                              |                                   |
|------------------------------|-----------------------------------|
| А                            | Електризація – 102, 103;          |
| Аерономія – 114;             | Електричне поле - складові - 104; |
|                              | Електричний стан хмар – 103;      |
|                              | Електронний обстріл хмар – 106;   |
| Б                            | Енергія вертикального стовпа –    |
|                              | 109;                              |
| Балоелектричний ефект – 103; | – поглинена сажею – 83;           |
|                              | Ентропійний бар'єр – 11;          |
| В                            | Ефект                             |
|                              | – фізичний – 57;                  |
| Вертикально спрямована       | – при проходженні                 |
| секундна маса (ВНСМ) – 25;   | акустичних сигналів               |
| Водність туману – 79;        | через туман – 86;                 |
| – абсолютна – 79;            | – економічний – 57;               |
| – питома – 79;               |                                   |
| Вплив                        | З                                 |
| – ракетний – 107;            | Завіси аерозольні – 112;          |
| – методи – 57                | Зародки гетерофазні – 11;         |
| – сажею на туман – 84;       | – гомофазні – 11;                 |
| Г                            | Заряджені області в хмарі – 101;  |
| Генератори – 90;             | Зарядження крапель в              |
| Гігроскопічність – 18;       | середовищі іонів – 102;           |
| Гідрофільність – 19;         | Засоби послаблення                |
| Глісада – 91;                | антициклонів – 112;               |
| Град – 71;                   | Засоби пасивної радіолокації –    |
| Градобої – 72;               | 47;                               |
| Границя інтеграції – 76;     | Засухи – 112;                     |
| Гроза, схема – 102;          | Заходи попередження смогів –      |
| Д                            | 98;                               |
|                              | Зворотній процес – 10;            |
| Діаграма спрямованості       | Зменшення сили урагану – 111;     |
| лазерного пучка – 91;        | Зростання крапель                 |
| Диспергування – 16;          | – коагуляційне – 60;              |
| Дифракційне фокусування      | – конденсаційне – 21;             |
| випромінювання – 92;         | Зсув точки конденсації – 96;      |
| Е                            |                                   |

## I

Інактивна речовина – 97;  
Іонізовані канали – 105;  
Іоносфера – 114;

## К

Кількість вологи – 72;  
– руху секундної маси  
потoku градин – 76;  
Коагуляція броунівська – 66;  
– гравітаційна – 60;  
– турбулентна – 67;  
Коефіцієнт акомодатії – 19;  
– дифузії – 67;  
– захоплення – 62;  
– зіткнення – 62;  
– злиття – 62;  
– коагуляції – 68;  
– пропорційності – 61;  
Колектор – 89;  
Конденсація спонтанна – 13;  
Концентрація небезпечних  
градових зародків – 74;  
– озону – 116;  
Крапля, колектор – 61;  
– розподіл – 82;  
– солоні – 85;  
– прискорення – 89;  
– фрагментація – 93;

## Л

Лазер імпульсний – 106;  
Лідари – 48;  
Льодоутворювальна активність –  
17;

## М

Маса краплі – 89;  
Метастабільний стан – 10;

Метеотрон – 30;  
– сонячний – 30;  
Методика вживання ПАР – 77;  
Механізм руху крапель – 69;  
Модель зростання градин – 74;

## О

Озон – 116;  
Озоносфера – 114;  
Опади – 58;  
Опір аеродинамічний – 90

## П

Пасивація ядер конденсації – 97;  
Плівки ПАР – 95;  
Потенціал термодинамічний – 9,  
12;

## Р

Радіолокатор  
– активний – 47;  
– імпульсний – 49;  
Радіолокація  
– активно-пасивна – 104;  
– пасивна – 104;  
Радіовплив на атмосферу – 115;  
Ракети протиградові – 42;  
Реагент – концентрація – 85;  
Режим  
– докритичний – 73;  
– закритичний – 73;  
– руйнування крапель – 93;  
Речовини  
поверхнево-активні (ПАР) – 18;  
поверхнево-інактивні (ПІАР) –  
19;  
Рівняння  
– Мещерського – 26;  
– руху зарядженої краплі – 90;

Розряди грозів, провокація – 104;

## С

Серпанок – 79;

Сильноточні релятивістські електронні пучки – 106;

Стан рівноважний – 9;

Структура штучних неоднорідностей – 115;

Струмінь – ТРД – 83;

– пасивний – 35;

– турбулентний – 24;

Смоги фотохімічні – 98;

## Т

Термік атмосферний – 71;

Торнадо, смерчі – 109;

Туман – 79;

– дальність видимості – 80;

– колоїдна стійкість – 84;

– озвучення – 86, 87;

– полідисперсний – 87;

– розповсюдження тепла – 81;

## У

Управління

–бароклинністю атмосфери - 110;

–неконвективними хмарами – 58;

Урагани, управління – 110;

– тропічні – 109;

## Ф

Фракція дрібнокрапельна – 72;

## Х

Хлорфторметани – 117;

Хмари – 19;

–грозіві – 101;

– життєвий цикл – 50;

– рух іонів – 101;

– трансформація – 70;

– штучний розряд – 104;

Навчальний посібник

**Данова Тетяна Євгенівна**

## **ФІЗИЧНІ ОСНОВИ ВПЛИВУ НА АТМОСФЕРНІ ПРОЦЕСИ**

Підписано до друку  
Формат Папір офсетний.  
Ум. Друк.арк. Прим.

---

Одеський державний екологічний університет  
65016, Одеса-16, вул.Львівська, 15

---

Видавничий центр «ТЕС»,  
Тел.:42-90-98