

Г. П. ІВУС

**КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ
З УРАХУВАННЯМ МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЇ**

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Г. П. ІВУС

КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ
З УРАХУВАННЯМ МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЇ

Конспект лекцій

Одеса-2007

ББК 26.23
І 17
УДК 551.509.32

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол №__ від _____р.).

Івус Г.П.

Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології:
Конспект лекцій. – Одеса:, 2007. – 162 с.

Електронна версія © Гурська Л.М.

В конспекті лекцій викладені загальні теоретичні положення синоптичної метеорології, розглянуті практичні заходи аналізу та короткострокового прогнозу погоди. Конспект лекцій призначений для студентів гідрометеорологічних інститутів, університетів, курсантів авіаційних училищ, інших навчальних закладів, слухачів курсів і факультетів підвищення кваліфікації, а також для інженерів-синоптиків.

The Summary of lectures deals with general theoretical basements of synoptic meteorology and practical methods of analysis and short-range weather forecasting. The Summary of lectures is intended for students of hydrometeorological institutes and universities, for those studying at aviation schools and other educational establishments and attending refresher courses and for engineers of synoptics as well.

© Одеський державний
екологічний університет

Зміст

Передмова	5
Скорочення	7
1 Прогноз погоди	8
1.1 Загальні відомості про прогнози погоди.....	8
1.2 Попередня оцінка доцільності практичного застосування методичних прогнозів.....	11
1.3 Способи та основні етапи розробки методів короткострокових прогнозів погоди.....	12
1.4 Екстраполяційні методи.....	14
1.5 Комплексація методів прогнозу погоди.....	16
1.6 Порівняння методик прогнозування явищ і елементів погоди на основі діагностичних і прогностичних синхронних зв'язків.....	16
1.7 Використання кліматичних даних в аналізі та короткостроковому прогнозі погоди.....	18
1.8 Комплексний аналіз атмосферних процесів.....	19
2 Прогноз напрямку і швидкості вітру	22
2.1 Загальна схема прогнозу.....	22
2.2 Особливості прогнозу вітру в береговій зоні.....	28
2.3 Прогноз струминних течій і швидкості максимального вітру.....	29
3 Побудова траєкторій переміщення повітряних часток	36
4 Прогноз температури повітря біля поверхні землі та на висотах	39
4.1 Схема прогнозу.....	39
4.2 Прогноз добового ходу температури.....	46
4.3 Прогноз максимальної температури повітря.....	47
4.4 Прогноз мінімальної температури повітря.....	51
4.5 Прогноз заморозків.....	58
5 Прогноз вологості	64
5.1 Загальна схема прогнозу.....	64
5.2 Розрахунок приземної вологості повітря з використанням кліматичних середньомісячних карт амплітуд точки роси або дефіциту точки роси.....	70
6 Прогноз хмарності	73
6.1 Загальна схема прогнозу.....	73
6.2 Механізм утворення низьких хмар та прогноз шаруватоподібної хмарності нижнього ярусу.....	76
6.3 Діагноз та прогноз шаруватоподібних хмар середнього та верхнього ярусів.....	83
6.4 Прогноз хмарності верхнього ярусу.....	86

7 Прогноз туманів.....	89
7.1 Умови конденсації водяної пари в атмосфері та класифікація туманів.....	89
7.2 Прогноз радіаційних туманів.....	90
7.3 Прогноз адвективного туману.....	95
7.4 Повторюваність туманів в Україні.....	100
8 Прогноз облогових опадів та мряки.....	102
8.1 Розрахунок кількості облогових опадів за методом Н.В. Лебедєвої.....	102
8.2 Прогноз мрячних опадів.....	107
9 Прогноз конвективної хмарності, зливових опадів і гроз	108
9.1 Загальні відомості про конвекцію.....	108
9.2 Синоптичні умови утворення конвективних явищ.....	109
9.3 Розрахункові методи конвективних явищ.....	110
9.3.1 Метод частки.....	111
9.3.2 Метод шару.....	115
9.4 Вплив залучення на умови розвитку конвективних явищ.....	118
9.5 Деякі методи прогнозу конвективних явищ закордонних авторів (метод Уайтинга і метод Шоултера).....	121
9.6 Прогноз кількості і тривалості зливових опадів (метод К.М. Орлової).....	123
10 Прогноз шквалів.....	128
10.1 Загальні відомості про шквали і смерчі.....	128
10.2 Оцінка готовності атмосфери до розвитку конвективних збурень.....	132
10.3 Методи прогнозу шквалу.....	134
10.4 Методи надкороткострокового прогнозу систем глибокої конвекції.....	136
10.5 Прогноз смерчів.....	143
11 Методи прогнозу граду.....	152
11.1 Синоптичні умови.....	152
11.2 Термогігрометричні і термодинамічні умови.....	153
11.3 Механізм утворення граду.....	154
11.4 Прогноз граду.....	155
Висновок.....	159
Література.....	160
Предметний покажчик.....	161

ПЕРЕДМОВА

«Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології» належать до основних профільюючих дисциплін циклу підготовки магістрів з напрямку «Гідрометеорологія» за спеціальністю 7.070601 «Метеорологія».

Мета дисципліни – підготовка фахівців, що володіють глибокими теоретичними знаннями та практичними навиками, які необхідні для якісного проведення метеорологічного обслуговування народного господарства.

Головна задача цієї дисципліни полягає у вивченні закономірностей розвитку атмосферних процесів синоптичного та мезометеорологічного масштабів і пов'язаних з ними змін погоди.

В результаті вивчення дисципліни «Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології» студент повинен:

знати: основні закономірності розвитку макро- і мезомасштабних процесів та умов погоди, мати уявлення про напрямки новітніх досліджень та перспективи їх використання, особливо сучасних засобів обміну інформацією, таких як Internet-технології;

вміти: проводити комплексний аналіз розвитку погодоутворюючих процесів та погодних умов з метою його використання в практичній діяльності метеорологічного забезпечення різноманітних галузей народного господарства.

Дисципліна базується на основних знаннях студентів, одержаних при вивченні дисциплін: «Синоптична метеорологія», «Хвильові процеси», «Динамічна метеорологія» та «Фізика атмосфери».

Оскільки дисципліна «Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології» є заключним етапом курсу «Синоптична метеорологія», то нижче наведемо коротку характеристику об'єктів, які вивчаються в синоптичній метеорології.

Вертикальний масштаб атмосферних процесів, що розглядаються в синоптичній метеорології, як правило, складає $10^{-1} \dots 10^1$ км, так як всі основні погодоутворюючі процеси розвиваються в тонкому шарі атмосфери – тропосфері, а процеси, які протікають в дуже тонких шарах, як наприклад обтікання повітряним потоком будівлі, не здійснює суттєвого впливу на погодні умови.

Горизонтальний масштаб процесів, які характеризуються порівняльною однорідністю погодних умов, вкладається в діапазон від 10^1 до 10^3 км і попадає в сферу вивчення даної навчальної дисципліни.

Часовий масштаб, що визначається тривалістю існування названих зон, укладений в інтервалі від декількох годин до декількох діб.

В курсі розглядаються принципіальні основи сучасних методів короткострокових прогнозів погодних умов на строки від 12 до 48 год, які ґрунтуються на їх зв'язках з синоптичними об'єктами – циклонами,

антициклонами, струминними течіями, висотними фронтальними зонами, атмосферними фронтами і повітряними масами.

Першочергова задача конспекту лекцій з «Короткострокових прогнозів погоди з урахуванням мезометеорології» - створення базової основи знань для набуття практичних навиків з аналізу та прогнозу синоптичних процесів та погодних умов і побудові методів короткострокових прогнозів погоди.

Автор вдячний к. геогр. н. Семергей-Чумаченко А.Б., яка приймала участь в написанні розділу 10.

Щиру вдячність автор висловлює інж. Гурській Л.М., яка виконала комп'ютерну верстку рукопису.

СКОРОЧЕННЯ

КПП	– короткострокові прогнози погоди
ДПП	– довгострокові прогнози погоди
ПСП	– природний синоптичний період
МРЛ	– метеорологічний радіолокатор
НЯ	– небезпечне явище
СГЯ	– стихійне метеорологічне явище
ШС	– штормове сповіщення
ШП	– штормове попередження
ГМЦ	– гідрометцентр
АМСЦ	– авіаметеорологічна станція цивільна
ГМБ	– гідрометбюро
ДСЗ	– діагностичні синхронні зв'язки
ПСЗ (MOS)	–прогностичні синхронні зв'язки (Model Output Statistics)
КА	– комплексний аналіз
ГША	– граничний шар атмосфери
СТНР	– струминні течії нижніх рівнів
ВМО	– Всесвітня Метеорологічна Організація
ПВФЗ	– планетарна висотна фронтальна зона
ОМВ	– область максимальних вітрів
ШСЗ	– штучні супутники Землі
КНШ	– конвективно-нестійкий шар
ЛНШ	– лінії нестійкості (шквалів)
МКК	– мезомасштабні конвективні комплекси
СГК	– системи глибокої конвекції

1 ПРОГНОЗ ПОГОДИ

1.1 Загальні відомості про прогнози погоди

Метеорологічним прогнозом називається очікуваний стан метеорологічних величин або їх полів, отриманий на основі дослідження закономірностей атмосфери відповідно до вживаних методів.

За завчасністю прогнози погоди поділяються на короткострокові (КПП) і довгострокові (ДПП).

До короткострокових відносяться прогнози погоди, завчасність яких складає до 36 год, до довгострокових - більше 36 год.

До КПП також належать надкороткострокові прогнози погоди (це частіш за все авіаційні прогнози погоди), прогнози погоди на півдобу, добу, морські прогнози, медичні. Матеріали, які необхідні для складання КПП, це - синоптичні карти (прогностичні, діагностичні), вертикальні розрізи атмосфери, діаграми, дані метеорологічного радіолокатора (МРЛ), супутникові дані, дані нефаналізу. Використовується різноманітна синоптична і метеорологічна інформація, що дозволяє як можна точніше і з максимальною завчасністю скласти короткостроковий прогноз.

ДПП включають в себе прогнози малої завчасності (від 36 год до 3 діб), прогнози триденні, на природний синоптичний період (ПСП - 3, 4, 5 діб), пентадні, декадні та місячні.

До ДПП також відносяться наддовгострокові прогнози - на сезон і рік, кліматологічні - на епоху, декілька років.

Короткострокові прогнози погоди поділяються на декілька типів:

- прогнози погоди загального користування - складаються для широкого кола населення і деяких народногосподарських організацій;
- спеціалізовані прогнози погоди або оперативно-галузеві - складаються для певних галузей народного господарства з урахуванням специфіки роботи даної галузі. Наприклад, авіаційні прогнози погоди враховують вплив погодних умов на роботу авіаційного транспорту. Складаються також морські прогнози погоди, прогнози погоди для сільськогосподарських районів, комунального господарства, лісосплавів, роботи в лісі, медичні прогнози погоди тощо.

Прогнози загального користування і прогнози для цілого ряду організацій складаються з 12-годинним інтервалом - окремо на день і на ніч. Добові прогнози погоди можуть уточнюватися прогнозами на менший проміжок часу.

Термінологія прогнозів регламентується Настановою по службі прогнозів. Прогноз погоди повинен бути ясным, лаконічним, містити таку термінологію, яка виключає подвійність тлумачення.

Величезне значення в оперативному обслуговуванні господарства і населення відводиться службі штормових попереджень. Незалежно від

прогнозу погоди, якщо очікується небезпечне (НЯ) або стихійне гідрометеорологічне явище (СГЯ), то обов'язково нарівні з прогнозом погоди складається штормове сповіщення (ШС) або штормове попередження (ШП), яке дається з максимально можливою завчасністю.

Прогнози погоди складаються по пункту, маршруту, району, області, по всій країні, а також по великих територіях (наприклад, по всій Європі.)

Прогнози погоди по великій території називають фоновими прогнозами. Прогнози погоди по меншій території уточнюються за допомогою введення місцевих або локальних поправок.

У залежності від галузі народного господарства, для якої складається той чи інший прогноз погоди, в ньому міститься різна інформація. Наприклад, в прогнозах погоди загального користування передбачається хмарність, опади, особливі явища, вітер і температура повітря. Для морського флоту - напрямок і швидкість вітру, явища погоди, видимість, температура повітря та води. В авіаційних прогнозах - кількість і форма хмарності з урахуванням всіх ярусів, нижня і верхня межа хмарності, безхмарні прошарки, небезпечні явища, напрямок і швидкість вітру, тиск і температура повітря.

У залежності від характеристики величин, що прогнозуються, прогнози погоди поділяють на кількісні та якісні. Наприклад, температура частіше дається числом - кількісний прогноз, хмарність - як якісно, так і кількісно.

Прогнози погоди можуть мати категоричну форму, в тому числі і ймовірнісну (альтернативні прогнози).

При складанні прогнозів погоди використовуються як синхронні зв'язки, так і асинхронні. Синхронний зв'язок - зв'язок між метеорологічними величинами в один і той же момент часу.

При формуванні прогнозів погоди необхідно пам'ятати, що процес складання прогнозу має ступінчатий характер: необхідно спочатку скласти фоновий прогноз, оскільки поля метеорологічних величин є багатофакторними і взаємопов'язаними.

Відносно обліку взаємозв'язку між різними метеорологічними величинами синоптичний метод прогнозування має ряд переваг. Цей метод поділяється на декілька етапів:

1) виходячи з аналізу поточної і майбутньої синоптичної ситуації, складається фоновий прогноз;

2) визначається характер адвекції ("перенесення" умов погоди, що вже спостерігались);

3) вводяться поправки на еволюцію метеорологічних величин (трансформацію);

4) враховуються місцеві поправки з урахуванням локальних особливостей.

У цей час в оперативній практиці застосовується декілька методів прогнозу метеорологічних величин:

- *якісно-фізичний метод* прогнозу погодних умов базується на прогнозі синоптичної ситуації і пов'язаних з нею погодних умов. В основі цього зв'язку лежать характерні закономірності розвитку баричних утворень, тобто складається фоновий прогноз;

- *гідродинамічний метод* прогнозу базується на встановленні функціональної залежності між тенденціями якої-небудь метеорологічної величини і фактичним значенням цього параметра. У цей час гідродинамічними методами складаються прогнози полів тиску, геопотенціалу, потім переходять до прогнозу вітру біля поверхні землі і на висотах. Ці дані використовуються для побудови траєкторій, полів температури, адвективних явищ тощо;

- *статистичні (ймовірнісні) методи* прогнозу. В їх основі лежить дослідження зв'язку між майбутнім значенням метеорологічних величин (предиктант) і рядом параметрів (званих в статистиці предиктор). Складаються прогностичні рівняння регресії. Дуже важливим є встановлення зв'язку між предиктором і предиктантом, а також підбір потрібного числа предикторів. Прогностичні зв'язки встановлюються в діагнозі, а потім, після випробування на незалежному матеріалі, вони можуть бути використані в роботі.

Нарівні з прогнозами погоди важливу роль грають попередження про виникнення небезпечних явищ погоди, їх інтенсивність і тривалість, а також консультації керівників організацій про очікувані метеорологічні умови, або ті, що вже склалися. Консультації дають можливість більш повно і в деталях довести до споживача динаміку зміни умов погоди.

Служба попереджень про небезпечні і стихійні гідрометеорологічні явища погоди розвивалася в нашій країні разом з розвитком метеорологічних спостережень і вдосконаленням методів прогнозу погоди. Однак найбільш швидкий її розвиток відбувався в останні три десятиріччя.

Основну роботу по попередженню НЯ і СГЯ виконують гідрометцентри (ГМЦ), бюро погоди (ГМБ) і обсерваторії.

При забезпеченні народногосподарських організацій попередженнями враховуються:

- район (територія), по якому складається попередження для народногосподарської організації;

- перелік метеорологічних величин, явищ погоди і їх критичних значень, які можуть викликати порушення норм діяльності даної організації;

- способи доведення попередження до організації, що обслуговується;

- необхідну і бажану завчасність попереджень тієї чи іншої метеорологічної величини або явища погоди;

- порядок скасування штормового попередження.

Особливе місце займають попередження про СГЯ, які можуть призвести до стихійних лих.

До стихійних гідрометеорологічних явищ відносяться такі метеорологічні, агрометеорологічні, гідрологічні і морські гідрометеорологічні явища, які за своєю інтенсивністю, районом поширення і тривалістю можуть нанести або вже нанесли збиток народному господарству і населенню та викликали стихійні лиха.

Одним з показників ефективності обслуговування народногосподарських організацій є справджуваність прогнозів погоди і штормових попереджень. Незважаючи на те, що не всі прогнози і штормові попередження виправдовуються, вони мають великий економічний ефект.

Основні вимоги до методів прогнозу погоди

1. Початкові дані для розробки прогнозів за методом, що розглядається, повинні мати точність, яка забезпечує прийнятну помилку прогнозу. Краще для прогнозу використовувати фактичні дані, ніж прогностичні.

2. Вихідні дані для розробки прогнозу повинні бути доступні прогнозісту під час складання прогнозу.

3. Метод має бути об'єктивним.

4. Метод повинен забезпечувати точність прогнозу метеорологічних величин або явищ, яка задовільняє більшу частину споживачів.

5. Метод повинен бути заздалегідь випробований на незалежному матеріалі, тобто апробований.

1.2 Попередня оцінка доцільності практичного застосування методичних прогнозів

Методичним прогнозом називається такий прогноз, який складається за методом, заснованим на обліку закономірностей процесів, що відбуваються в атмосфері.

Ці методи повинні мати високу справджуваність для того, щоб їх можна було з упевненістю використати в прогностичній практиці, хоча зведення про справджуваність прогнозу ще не є доказом того, що цей метод можна практично використати. Тому на першому етапі випробування проводиться порівняння справджуваності методичних прогнозів зі справджуваністю критеріальних прогнозів.

Критеріальні - це прогнози, для складання яких не потрібна аналітична, розрахункова або логічна оперативна робота прогнозіста (кліматологічні прогнози, інерційні, випадкові).

Справджуваність методичних прогнозів повинна бути вищою за критеріальні. В іншому випадку такий метод відкидається.

КПП в першу чергу порівнюють із справджуваністю інерційних та випадкових прогнозів.

При *інерційному прогнозуванні* за прогноз береться значення (градація) метеорологічної величини або фаза явища у відповідний початковий момент часу. Справджуваність його розраховується на основі порівняння значення метеорологічної величини або фази явища двох суміжних діб.

Випадковий прогноз - випадковий набір будь-якого значення метеорологічної величини або фази явища з сукупності, в якій розподіл значень або фаз явищ відповідає кліматологічному.

Приклад. Кліматична ймовірність грози становить 30%. Формулювання випадкового прогнозу: 30% - гроза, 70% - без грози. Ймовірність збігу прогнозу з фактичним станом погоди, що має кліматичний розподіл, дорівнює ймовірності здійснення двох спільних незалежних подій, тобто добутку ймовірностей. Таким чином, справджуваність випадкового прогнозу наявності грози: $0,30 \times 0,30 = 0,09$; справджуваність прогнозу відсутності грози: $0,70 \times 0,70 = 0,49$. Загальна справджуваність складає 58%. З цими значеннями і порівнюється справджуваність методичного прогнозу.

1.3 Способи та основні етапи розробки методів короткострокових прогнозів погоди

Сучасна система методів короткострокового прогнозування являє собою сукупність методик, заснованих на експертному оцінюванні, екстраполяції і моделюванні.

Екстраполявання в метеорологічному прогнозуванні представляють статистичні методи прогнозу. Оскільки вони засновані на фізичних концепціях, то їх ще називають *фізико-статистичними*. Ці методи ґрунтуються на фізичному уявленні про зв'язки характеристик атмосферних процесів в минулих і початкових для прогнозу моментах. При розробці фізико-статистичних методів моделюється не стан атмосфери, як об'єкта дослідження, а моделюється структура і зміст зв'язку між станами в минулому і майбутньому.

Моделювання при метеорологічному прогнозуванні реалізується у вигляді опису початкового стану атмосфери системою рівнянь гідротермодинаміки, що зазнає зміни у часі. Це гідродинамічний метод прогнозування, який звичайно є категоричним. Сучасні гідродинамічні моделі дозволяють прогнозувати поля практично всіх метеорологічних величин, тобто тиску, геопотенціалу, температури, вологості, вітру, вертикальних рухів із завчасністю декілька діб.

До достоїнств гідродинамічних методів відноситься можливість точного прогнозування стану прийнятої моделі, комплексність прогнозу,

узгодженість метеорологічних полів один з одним. Якість прогнозу залежить від адекватності моделі, тобто від досконалості і точності її кількісного опису. У цей час за гідродинамічними методами розробляються фонові прогнози погоди, прогнозуються поля тиску і вертикальних рухів. Точність прогнозу інших метеорологічних величин ще не відповідає в належній мірі вимогам, що пред'являються практикою. Гідродинамічні прогнози розробляються у великих метеорологічних центрах для порівняно великих територій, тобто це фонові прогнози, які потребують уточнення за місцем і часом.

При *фізико-статистичному підході* фізична модель зв'язку між початковим і останнім станом атмосфери використовується лише для визначення характеристик реальної атмосфери, які асинхронно пов'язані зі значенням величини, що прогнозується, або явищами, що прогнозуються, тобто прогнозується не стан моделі, а стан реальної атмосфери.

Фізико-статистичні методи прогнозу дозволяють передбачити ймовірність здійснення різних значень або градацій величини, що прогнозується чи фази явища. Тому такі прогнози можуть бути як категоричними, так і ймовірнісними.

Недоліки фізико-статистичних методів:

- за допомогою цих методів розробляються індивідуальні прогнози, тобто прогнози якої-небудь однієї величини або явища, які в подальшому потребують узгодження, що проводиться методом експертного оцінювання;

- необхідність наявності тривалих рядів спостережень.

Перелічимо найбільш прості процедури, які застосовуються при побудові фізико-статистичних залежностей.

Нагадаємо, що характеристики початкового або попереднього стану атмосфери, які включаються до прогностичної схеми (на практиці використання фізико-статистичних методів), звичайно називають предикторами, а характеристику, що прогнозується - предиктантом.

Методи побудови прогностичних залежностей визначаються формою уявлення предиктанта і предикторів, які можуть бути кількісними та якісними (кількісні - температура, якісні - тепло, холодно). Для кожного поєднання можливі різні підходи до встановлення прогностичних зв'язків. Існує чотири варіанти.

1-й варіант. Зв'язок між кількісними предиктантом і предикторами. У цьому випадку, як правило, встановлюється кореляційний зв'язок:

$$\bar{y}_x = f(x).$$

Для встановлення залежності між предикторами і предиктантом можуть використовуватися аналітичні та графічні процедури. (Наприклад, про вітер: $V_{\text{пр}} = kV_g$). Якщо є один предиктор, то встановлюється зв'язок з

предиктантом у вигляді звичайного кореляційного графіка. Якщо предиктори два (кількісні величини), то будується діаграма (наприклад, номограма О.І. Снітковського для розрахунку швидкості вітру при мезоструменях).

При трьох предикторах і більше для графічного представлення залежностей між предиктантом і предикторами будується сімейство діаграм, які послідовно використовуються при розробці прогнозу. Процедура побудови послідовних діаграм називається *методом послідовної графічної регресії*.

2-й варіант. Поєднання форм уявлення предиктанта і предикторів наступне: предиктант є величиною кількісною, а предиктори частково кількісними і частково якісними. Як приклад можна дати методи прогнозу туману і низької хмарності. У цьому випадку вся вибірка ділиться на частини, і по кожній вибірці будується своє рівняння регресії або діаграми послідовної графічної регресії.

3-й варіант. Предиктант є якісним, а предиктори - кількісними. Можливий аналітичний і графічний підхід.

Аналітичний підхід може бути реалізований у вигляді чисельних методів дискримінантного аналізу, які є одним з напрямів теорії розпізнавання образів. Приклад: прогноз обледеніння літаків, інверсій, снігових лавин, шквалів тощо.

Графічний підхід - побудова демаркаційних графіків. Одним з видів таких графіків є діаграма розсіювання (наприклад, метод І.В. Рубінштейна для прогнозу низької хмарності).

4-й варіант. Предиктант - якісна характеристика, а предиктори – якісні та кількісні.

Якщо якісних предикторів незначна кількість, то вибірка ділиться на частини і по кожній частині окремо будується або дискримінантна функція, або демаркаційний графік.

Коли якісних предикторів багато, то кількісні предиктори переводять в якісні, і тоді зв'язок між предиктантом та предикторами зручно встановлювати методом анкети (як приклад можна дати прогноз хмарності верхнього ярусу методом анкети).

1.4 Екстраполяційні методи

Екстраполяційними метеорологічними прогнозами називаються такі, при розробці яких в якості предиктора і предиктанта використовується одна і та ж метеорологічна характеристика в одному і тому ж пункті або в одному і тому ж місці синоптичного об'єкта.

Значення коефіцієнтів в прогностичних рівняннях можуть вибиратися без урахування статистичних зв'язків між предиктантом і предикторами (формальна екстраполяція) або з урахуванням статистичних зв'язків між предиктантом і предикторами (статистична екстраполяція).

Формальна екстраполяція може бути лінійною та криволінійною, а також здійснюватися за екстраполяційними формулами. Для складання прогнозу із застосуванням лінійної екстраполяції необхідно мати два спостереження за метеорологічною характеристикою в суміжні моменти часу для того, щоб встановлену тенденцію розповсюдити без зміни на період дії прогнозу, тобто швидкість зміни характеристики f буде:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = c = const.$$

Прогностичне значення $f_{пр} = f_{вих} + c\Delta t$, де Δt - попередження прогнозу.

Криволінійна екстраполяція враховує прискорення, тобто використовується як квадратична:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = c \neq const; \quad \frac{\partial^2 f}{\partial t^2} = a = const; \quad \frac{\partial^3 f}{\partial t^3} = 0.$$

У цьому випадку необхідно мати не менше трьох спостережень в останні моменти часу.

Ці методи формальної екстраполяції можна використати для прогнозу температури, хмарності, баричних утворень тощо, причому тут не враховується еволюція самих об'єктів прогнозу.

Недоліки формальної екстраполяції в деяких випадках усуває *статистична екстраполяція*. У цьому випадку екстраполяція проводиться за допомогою рівняння регресії, предикторами в якому є значення величини, що прогнозується, або характеристики синоптичного об'єкта в початковий і передвихідний моменти часу. Але внесок кожного предиктора в результат прогнозу визначається статистичним шляхом по архівній вибірці. Отже помилки статистичної екстраполяції менші і її використання на практиці переважніше.

Екстраполяційні методи використовуються для прогнозу переміщення і еволюції синоптичних об'єктів, а також для локального короткострокового прогнозу метеорологічних величин. Наприклад, прогноз вітру у вільній атмосфері із завчасністю 4...6 год складається на основі даних про вітер в попередні строки з урахуванням тенденції зміни вітру. На основі екстраполяційного нічного зниження температури повітря і зміни точки роси прогнозується час утворення радіаційного туману.

1.5 Комплексація методів прогнозу погоди

В оперативній практиці для прогнозу однієї і тієї ж метеорологічної величини або явища синоптик часто має в своєму розпорядженні ряд часткових методів, близьких за ефективністю, але які розрізняються структурою, складом предикторів і значеннями параметрів, що призводить до неспівпадання формулювань прогнозів, паралельно складених цими методами. Одним з шляхів оптимального використання такої інформації є комплексація прогнозів.

Під *комплексацією прогнозів* розуміється розробка статистично обґрунтованих рекомендацій по оптимальному спільному використанню часткових методів прогнозу однієї і тієї ж характеристики стану атмосфери з метою вироблення остаточного формулювання прогнозу.

Вперше задача комплексації кількісних багатофазових прогнозів була розглянута Н.О. Багровим, а Ю.М. Волконський показав, що у разі альтернативних прогнозів можуть бути отримані статистично обґрунтовані рекомендації по комплексації як прогностичних ознак, так і формулювань прогнозів із залученням порівняно невеликих за об'ємом вибірок.

У залежності від структури алгоритми комплексації поділяються на паралельну і послідовну комплексації.

1.6 Порівняння методик прогнозування явищ і елементів погоди на основі діагностичних і прогностичних синхронних зв'язків

При прогнозі явищ і елементів погоди можуть бути використані два природних підходи.

Найбільш поширеною в нашій країні є методика прогнозування на основі *діагностичних синхронних зв'язків*. Вона передбачає отримання на першому етапі стійких оцінок в діагностичних зв'язках між елементом, що розглядається, або явищем погоди і значенням ряду параметрів, що характеризують стан атмосфери. Другим етапом є перенесення без будь-яких змін отриманих діагностичних співвідношень на зв'язки між елементом погоди або явищем і прогностичними параметрами, отриманими за допомогою конкретної гідродинамічної моделі.

При прогнозі на поточний день цими параметрами є екстрапольовані на 12...18 год ранкові дані спостережень, а при прогнозі на 24...36 год прогностичні параметри знаходяться по майбутніх картах. Такий підхід до прогнозу отримав в літературі назву концепції «довершеного прогнозу» Perfect Prognosis Method (PP) – або прогнозу на основі *діагностичних синхронних зв'язків* (ДСЗ).

У зв'язку з тим, що прогностичні значення метеорологічних величин в тропосфері, які використовуються в якості предикторів, залежать від успішності чисельних схем прогнозу тиску і геопотенціалу, застосування

їх веде до зниження якості діагностичних залежностей, отриманих за фактичними даними. Основний недолік концепції ДСЗ полягає в тому, що в ній не враховуються помилки конкретних моделей, на основі яких визначаються прогностичні значення предикторів.

Достоїнствами цього підходу є, по-перше, той факт, що якість прогнозів елементів і явищ погоди автоматично підвищується при поліпшенні якості гідродинамічних моделей, що використовуються, і по-друге, та обставина, що при прогнозі на основі діагностичних синхронних зв'язків не потрібний перерахунок та інша оцінка діагностичних вирішальних правил при впровадженні в практику нової гідродинамічної моделі.

З середини 70-х років в США, Англії і деяких інших країнах поряд з такою концепцією використовується і методика прогнозування на основі *прогностичних синхронних зв'язків*, що отримала назву концепції Model Output Statistics (MOS) або в російському позначенні концепції ПСЗ.

В останні роки в нашій країні також з'явилися цікаві роботи, що використовують концепцію ПСЗ (MOS) при прогнозуванні температури, опадів та інших елементів. Цей підхід передбачає встановлення зв'язків між елементами, що фактично спостерігалися, або явищами погоди і прогностичними значеннями параметрів атмосфери з конкретної гідродинамічної моделі з подальшим оперативним використанням знайдених зв'язків в тій же гідродинамічній моделі. Це дозволяє оперативно використати прогностичну здатність моделі і неявно враховувати помилки прогностичних значень предикторів в побудованих прогностичних зв'язках.

При застосуванні концепції ПСЗ (MOS) бажане використання повністю відпрацьованої гідродинамічної моделі, оскільки при її перебудовах якість прогнозів кожний раз гіршає, незважаючи на поліпшення внаслідок перебудови гідродинамічних прогнозів самих предикторів.

Відомо, що по суті прогноз погоди є очікуваною ймовірністю здійснення того чи іншого типу погоди. Внаслідок специфіки роботи, що склалася в оперативній практиці, як правило, формулювання короткострокового прогнозу погоди носять категоричний характер, тобто затверджується, наступить або не наступить те чи інше явище погоди. При цьому нерідко очікуване в прогнозі явище погоди дається при порівняно низькій ймовірності його здійснення, в той час як кліматична ймовірність його виникнення може бути і більша.

Поряд з цим, для ряду господарських організацій і населення не просто цікаво, але і часто необхідно знати, що криється за категоричним прогнозом явищ погоди, яка ймовірність їх виникнення. Наприклад, знаючи ймовірність випадіння опадів, споживач з досвіду сам може визначити стратегію і тактику своїх дій, виходячи, при цьому, з

матеріальних і моральних збитків, які він понесе у випадку, якщо прогноз не виправдається.

1.7 Використання кліматичних даних в аналізі та короткостроковому прогнозі погоди

При короткостроковому прогнозуванні елементів і явищ погоди важливо знати різні характеристики, такі, як добовий хід, міждобова мінливість, дати переходу метеорологічних елементів через задані межі, оцінка аномальності, а також безперервна тривалість явищ.

Кліматична інформація дозволяє зіставити аномалії поточної погоди з їх аналогами в минулому, що часто дає можливість уникнути великих помилок в прогнозі. Метеорологічні умови істотно впливають на діяльність комерційного господарства, будівельних організацій і функціонування нафтогазопроводів.

Для галузей народного господарства складаються і передаються у встановленому порядку спеціалізовані прогнози погоди, в яких особлива увага приділяється тим метеорологічним елементам і явищам погоди, які істотно впливають на їх виробничу діяльність. Наприклад, для повітряного транспорту в прогнозах приводяться дані про ті явища погоди, від яких залежать зліт і посадка літаків (висота нижньої межі хмар, видимість на злітно-посадковій смузі, швидкість вітру), а також умови польоту на ешелонах (вітер, бовтанка, обледеніння, грозова діяльність). Для всіх видів наземного транспорту в прогнозах погоди найбільша увага приділяється сильним снігопадам, завірюхам, які погіршують видимість і призводить до заметів залізничних шляхів і автомагістралей, ожеледних явищ, що несприятливо впливають на рух транспорту. У цих прогнозах для тих дільниць залізничних доріг і автомагістралей, які будуть знаходитись під впливом несприятливих умов погоди, вказується час їх початку, інтенсивність і тривалість.

За попередніми і неповними розрахунками економічний ефект в народному господарстві від використання гідрометеорологічної інформації складає в різні роки 115...135 млн. грн., в тому числі в комунальному господарстві – біля 35 млн. грн. (з інших джерел економічний ефект приблизно 165 млн. грн. в рік).

Відомо, що ефективність гідрометеорологічного обслуговування залежить передусім від якості прогнозів погоди.

Наука про гідрометеорологічні прогнози досягла такого рівня, коли найменший успіх в підвищенні справджуваності прогнозів тієї чи іншої завчасності дається насилу (велика кількість людських ресурсів і матеріальних витрат).

Однак справджуваність, тобто якість прогнозів підвищується не так швидко. За останні 3...4 роки справджуваність добових прогнозів складає

в середньому 88%, місячних – 66%. Гідрологічні короткострокові прогнози виправдовуються на 85%, довгострокові – на 61%. Справджуваність морських короткострокових прогнозів становить 90%, довгострокових морських – 85%.

Фахівці вважають, що якого-небудь значного підвищення ефективності гідрометеорологічного забезпечення народного господарства за рахунок якості, тобто підвищення справджуваності прогнозів, чекати в найближчі роки не можна.

Для накопичення в архіві достатньої кількості попередніх вибірок прогностичних даних потрібен певний час функціонування відпрацьованої гідродинамічної моделі (3...5 років). Внаслідок цього вибірки прогностичних даних виявляються іноді коротшими за діагностичні.

1.8 Комплексний аналіз атмосферних процесів

Суть комплексного аналізу (КА) полягає у вивченні стану атмосфери в заданому районі за допомогою карт погоди та інших матеріалів. При цьому встановлюються закономірності, які були та існують в розвитку синоптичних процесів і робляться висновки про передбачуваний їх розвиток в подальшому. Тому метою КА є, виходячи із минулого і теперішнього в розвитку синоптичних процесів, передбачають майбутнє, тобто дається прогноз.

Отже, комплексний аналіз передує прогнозу і є його основою.

Основні принципи КА наступні.

1. *Зіставлення (порівняння)*. При зіставленні і порівнянні синоптик порівнює метеорологічні величини на одній або різних метеостанціях в один і той же момент часу або в різний час. Наприклад, проведення ізобар на приземній карті погоди є не що інше, як порівняння атмосферного тиску в один момент часу на різних станціях, а аналіз запису барографа – це аналіз зміни в часі атмосферного тиску на одній станції. Аналогічно можна говорити про обробку карт інших метеовеличин (температури, вологості тощо) та аналіз стрічок самописців.

Різних прикладів зіставлення і порівняння, що виконуються синоптиком, можна привести багато. Так, при послідовному зіставленні карт погоди можна оцінити еволюцію, напрямок і швидкість переміщення баричних утворень і атмосферних фронтів, а проведення атмосферних фронтів на карті – це порівняння погодних умов на різних станціях на одній або навіть декількох картах.

2. *Показовість (репрезентативність)*. Принцип показовості полягає в тому, що результати спостережень на станціях повинні бути характерними для атмосферного процесу, що спостерігається. Якщо ж станція підлягає впливу будь-яких місцевих умов, то результатами спостережень на цій станції краще не користуватись або використовувати з обережністю.

Наприклад, на станції розміщеній на березі великих водоймищ, напрямок вітру не може бути показовим із-за існуючих місцевих бризових циркуляцій; температура повітря на цих станціях не є показовою із-за різного термічного режиму води і суші (гірсько-долинні циркуляції, фени, бора тощо).

Тут можна говорити і про неважну показовість окремих строків спостережень. Адже не секрет, що вночі всі хочуть спати, а тому якість спостережень у нічні строки іноді залишає бажати кращого.

В якості прикладу можна привести випадок, що реально відбувся. На одній приполярній метеостанції спостерігач, завзятий рибак, дуже не хотів пропустити першу рибалку на Єнісеї після льодоходу. І ось цей горе-спостерігач склав телеграми з фактичною погодою на 5 год вперед, всі відразу передав на телеграф і попросив телеграфістку по годинно передавати по одній телеграмі. За це він обіцяв поділитися з нею свіжою рибкою. Телеграфістка погодилась, але щось не зрозумівши, всі п'ять телеграм передала відразу ж в першу годину. На жаль, для спостерігача це був останній день роботи на метеостанції.

3. *Фізична логіка*. Принципи фізичної логіки частіш за все порушують молоді спеціалісти. Це обумовлено відсутністю практичного досвіду роботи і не дуже хорошими знаннями. Наприклад, в прогнозі погоди або консультації вказується туман при видимості 2000 м. Забув молодий спеціаліст, що при тумані видимість повинна бути меншою за 1000 м. Або при формі хмар Ns вказується гроза тощо.

(До речі, при докладі прогнозу погоди або консультації, якщо є будь-яка невідповідність фізичної логіки або просто порушена послідовність прогнозу, «збій» досвідченим споживачем буде помічений.)

4. *Історична послідовність*. Цього принципу КА також завжди повинен дотримуватись синоптик. Перед складанням прогнозу погоди завжди необхідно проглянути карти за попередні строки, уявити попередній розвиток процесів і «критично» оцінити дії свого «попередника»-сінютика, котрий працював перед вами. Недотримання історичної послідовності якраз частіш за все буває при «передачі влади» від одного сінютика іншому.

(Приклад проведення фронтального аналізу, коли фронти можуть «піти в зворотному напрямку». виправити і зробити помітки «коли і чому».)

5. *Тривимірність*. Це останній принцип КА. Він заснований на тому, що в атмосфері всі процеси відбуваються не на площині, а в об'ємі, і тому синоптик повинен добре уявляти, як поведуть себе (зміняться) ті чи інші метеовеличини при зміні висоти, на якій проводиться КА. Наприклад, атмосферний фронт часто буває простіше шукати на карті АТ-850, ніж на приземній (де фронт як би «маскується»). Тому синоптик, виявивши місцеположення фронту на АТ-850, повинен чітко уявляти, що біля земної

поверхні тепла ділянка фронтальної зони буде знаходитись приблизно на 150 км позаду положення фронту на АТ-850, а холодна – приблизно на 100 км попереду. Таких прикладів дуже багато.

Послідовність КА залежить від характеру синоптичної ситуації, особливостей розвитку атмосферних процесів і навіть від характеру і звичок самого синоптика. Не слід міняти свої звички і якимось чином перебудовуватись на «інший» лад. Розробка прогнозу – процес творчий, а все, що «творюється» складно піддається обмеженням. Робіть все так, як зручно (тим більше, що ніякі документи не регламентують послідовність цієї роботи). Головне – нічого не забути при проведенні КА і провести його таким чином, щоб були виконані всі п'ять основних принципів.

(Приклад. Богаткін О.Г. працював на АМСЦ у Західному Сибіру і одного разу помилився в прогнозі температури повітря на 40 °С! (дав приблизно 0 °С, а на ранок температура була – 41 °С) із-за неправильного прогнозу синоптичного положення!!!)

2 ПРОГНОЗ НАПРЯМКУ І ШВИДКОСТІ ВІТРУ

2.1 Загальна схема прогнозу

Раніше не раз зверталася увага на взаємний зв'язок полів тиску і вітру. Причому ці поля змінюються таким чином, щоб відповідність між ними була знову відновлена. Завдяки подібній адаптації в середньому у вільній атмосфері дійсний вітер близький до геострофічного.

У прогнозі погоди вказується як напрямок, так і швидкість вітру. У прогнозах загального користування напрямок вітру передбачається з точністю до чверті горизонту (наприклад, вітер північно-західний). Якщо протягом найближчих 12 год очікується перехід вітру до іншої чверті горизонту, то в прогнозі відмічається послідовне чергування напрямків. Наприклад: «Вітер південно-східний з переходом до кінця дня на південний».

При малих баричних градієнтах напрямок вітру може не відповідати напрямку ізобар (ізогіпс) і навіть мати протилежний напрямок на сусідніх станціях. У таких випадках при швидкості вітру до $3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ належить говорити: вітер змінних напрямків, слабкий.

Швидкість вітру в залежності від призначення прогнозу вказується в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$, балах; в прогнозах загального користування передбачається інтервал $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. При переході через $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ дається штормова швидкість. При поривчастому вітрі в приземному шарі обов'язково вказується максимальна швидкість при поривах.

У першому наближенні напрямок і швидкість вітру в помірних широтах біля поверхні землі і на висотах базується на прогнозі баричного поля. Напрямок вітру передбачається як напрямок геострофічного або градієнтного вітру (на висотах), а в приземному шарі з урахуванням відхилення вектора вітру від ізобари на $35\dots 40^\circ$ над сушею і біля 15° над морем. В окремих випадках це відхилення може бути більше, а в гірській місцевості навіть дійти до 90° .

Швидкість вітру звичайно прогнозується за швидкістю градієнтного або геострофічного вітру:

$$V_g = \frac{1}{l\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (2.1)$$

$$V_g = \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial n}, \quad (2.2)$$

де $l = 2\omega \sin\varphi$ – параметр Копіоліса, в якому φ – широта пункту; ω – кутова швидкість обертання Землі; ρ – густина повітря; g – прискорення сили

тяжіння; $\frac{\partial p}{\partial n}$, $\frac{\partial H}{\partial n}$ - горизонтальний градієнт тиску та геопотенціалу, відповідно в гПа/°мер та гп.дам/°мер.

У деяких випадках швидкість вітру можна отримати, зробивши розрахунки за даними про розподіл геопотенціалу або тиску з урахуванням кривизни ізогіпс або ізобар, тобто розраховується градієнтний вітер, зумовлений дією сили баричного градієнта, сили Коріоліса і відцентрової сили:

$$\pm \frac{V_{gr}^2}{r} + lV_{gr} \mp \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = 0, \quad (2.3)$$

$$V_{gr} - V_g = \pm \frac{V_{gr}^2}{lr}, \quad (2.4)$$

де V_{gr} , V_g – швидкість градієнтного та геострофічного вітру відповідно; r – кривизна ізобар або ізогіпс.

Знак перед правою частиною (2.4) визначається характером кривизни ізобар або ізогіпс. При антициклонічній кривизні знак "+", при циклонічній знак "-". Таким чином, при антициклонічній кривизні ізоліній градієнтний вітер (V_{gr}) буде більше геострофічного (V_g) і навпаки, при циклонічній кривизні $V_{gr} < V_g$.

Розв'язавши (2.3), можна визначити для антициклонічної кривизни:

$$V_{gr} = \frac{lr}{2} - \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}, \quad (2.5)$$

$$V_{gr} = \frac{lr}{2} - \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 9,8r \frac{\partial H}{\partial r}}.$$

Запишемо цей вираз для циклонічної кривизни:

$$V_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}, \quad (2.6)$$

$$V_{gr} = -\frac{lr}{2} + \sqrt{\frac{l^2 r^2}{4} + 9,8r \frac{\partial H}{\partial r}}.$$

Примітка. Строго кажучи, вирази (2.3-2.6) справедливі тільки для кругових ізобар, якщо $r = \text{const}$ (r - радіус кривизни ізоліній). Однак,

поправка, пов'язана із зміною кривизни, невелика та існують труднощі при її визначенні, тому (2.3-2.6) застосовують при будь-якому викривленні ізоліній.

Дійсний вітер відрізняється за значенням від градієнтного або геострофічного вітру. Для прогнозу швидкості вітру використовується формула:

$$V_{\phi} = \bar{k} V_g. \quad (2.7)$$

У приземному шарі k в середньому над морем дорівнює 0,7...0,8; над сушею – 0,3...0,5.

За допомогою вищенаведених співвідношень прогнозується деяке осереднене значення швидкості вітру і ці співвідношення не дозволяють прогнозувати максимальні пориви.

Прогноз вітру складається за прогностичними картами на термін ± 3 год від строку карти. Якщо до строку прогнозу вітру відсутня прогностична карта, то в цьому випадку майбутнє баричне поле або поле геопотенціалу прогнозується будь-якими доступними методами.

До першого наближення вносяться уточнення з урахуванням сезону і часу доби, стратифікації повітряної маси і добового ходу температури, місцевих особливостей підстильної поверхні і атмосферної циркуляції. Особливе значення необхідно приділяти наближенню фронтів, штормових зон тощо. Обов'язково враховувати тип фронту. У зоні фронту вітер розраховується за формулою:

$$V_{\phi p} = \bar{V} + \Delta V_{\text{пор}}, \quad (2.8)$$

де \bar{V} - середня швидкість вітру, $\Delta V_{\text{пор}}$ - швидкість поривів вітру, що залежить від типу фронту.

Напрямок і швидкість вітру в приземному шарі залежить як від шорсткості підстильної поверхні, так і від міри розвитку турбулентного обміну, який в свою чергу зумовлений стратифікацією повітряної маси.

Щоб врахувати перераховані вище чинники, рекомендується в кожному регіоні встановити емпіричну залежність між градієнтною і фактичною швидкостями вітру. Перехід від градієнтної швидкості вітру до фактичної біля поверхні землі необхідно провести з урахуванням тих чинників, що впливають на швидкість вітру, і які можна представити як

$$k = \bar{k} + k_1 + k_2 + \dots + k_n, \quad (2.9)$$

де k_1, k_2, \dots, k_n - зміна коефіцієнта переходу від градієнтної швидкості до фактичної за рахунок різних конкретних причин. Наприклад, k_1 – це

доповнення до \bar{k} , що враховує стратифікацію повітряної маси та добовий хід температури повітря, крім того, непрямим чином, місцеві особливості підстильної поверхні та атмосферної циркуляції, оскільки розрахований для певного району (рис. 2.1).

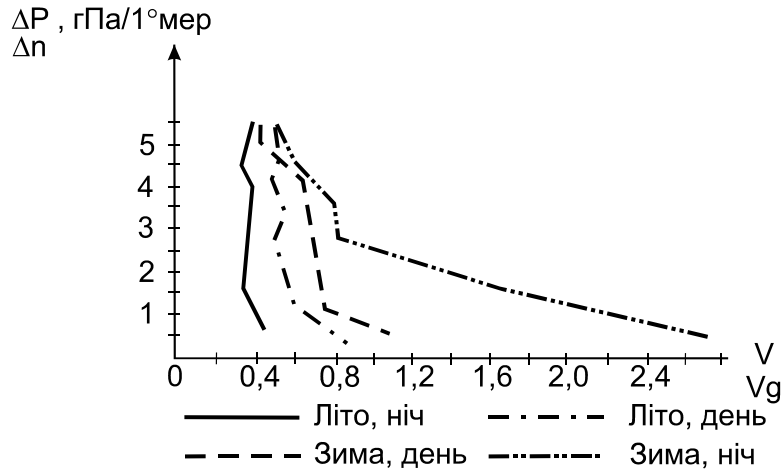


Рис.2.1 - Графік для визначення величини $(\bar{k} + k_1)$.

Велике значення, особливо при високих швидкостях вітру на висотах, відіграє викривлення траєкторії. У цьому випадку зміна швидкості відбувається під дією відцентрової сили. Для врахування її ролі можна отримати значення k , коли траєкторія характеризується циклонічним (рис. 2.2) або антициклонічним (рис.2.3) вигином ізогіпс. Для визначення кривизни траєкторії користуються спеціальними номограмами, побудованими з урахуванням масштабу карти (рис. 2.4).

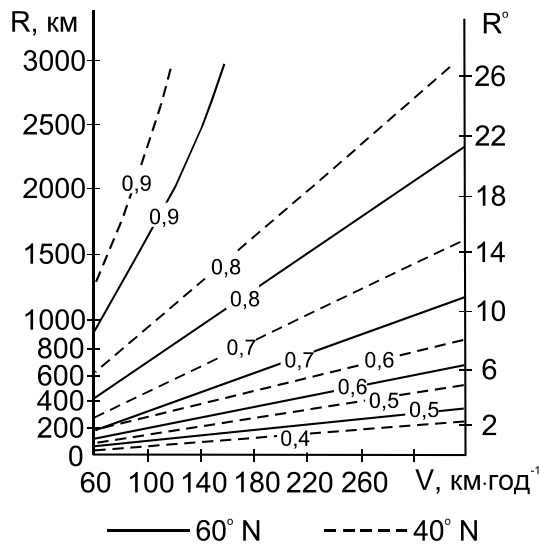


Рис. 2.2 – Номограма для визначення коефіцієнту переходу від геострофічного вітру до градієнтного при циклонічній кривизні ізогіпс.

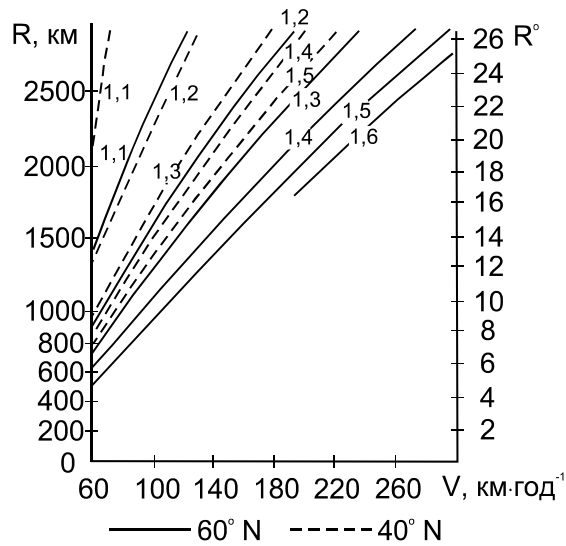


Рис. 2.3 – Номограма для визначення коефіцієнту переходу від геострофічного вітру до градієнтного при антициклонічній кривизні ізогіпс.

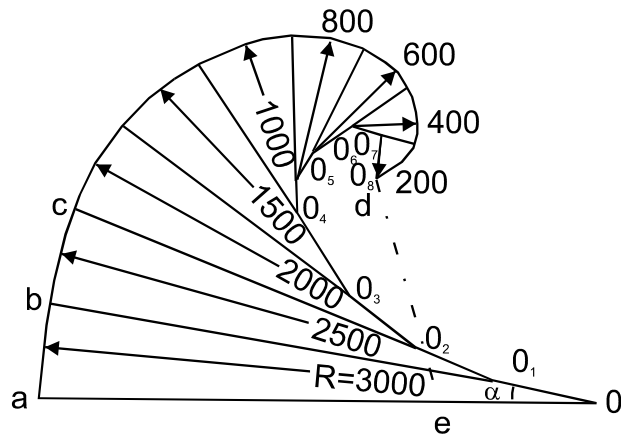


Рис. 2.4 – Номограма для визначення радіусу кривизни ізобар (ізогіпс). М 1: 15 000 000 на $\varphi = 50^\circ$.

$$\frac{\partial^2 H}{\partial S^2} = \kappa \frac{\partial H}{\partial n} = \frac{1}{r} \frac{\partial H}{\partial n},$$

$$r = \frac{\frac{\partial H}{\partial n}}{\frac{\partial^2 H}{\partial S^2}} \approx \frac{1}{(\delta S)^2} 2(H_1 - H_0),$$
(2.10)

де κ - кривизна траєкторії, r - радіус кривизни.

Поправка на кривизну не вводиться, якщо радіус кривизни більше 3000 км і обов'язково вводиться, якщо менше 300 км. Не вводиться поправка також, якщо швидкість геострофічного вітру на висотах менше $60 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$.

Велике значення має *прогноз напрямку і швидкості вітру в граничному шарі атмосфери* (ГША). Ці дані враховуються при польотах авіації на малих і гранично малих висотах, при перенесенні забруднюючих речовин, при визначенні умов роботи баштових кранів, експлуатації ліній електропередач, трансляційних і ретрансляційних антен.

Вітер в граничному шарі значною мірою залежить від тертя, тому при його прогнозі проста інтерполяція не може дати задовільних результатів. Зменшення впливу тертя з висотою спричиняє правий поворот вітру і посилення його швидкості.

Зміну напрямку і швидкості вітру з висотою в граничному шарі атмосфери можна визначити приблизно по середньому розподілу його в цьому шарі, отриманому внаслідок статистичної обробки матеріалу по Східній Європі для холодного півріччя.

Корисно використати в доповнення до середнього розподілу вітру з висотою в ГША дані про зміну напрямку і швидкості вітру за вихідними картами погоди і кулепілотними даними.

Для складання прогнозу напрямку і швидкості вітру в граничному шарі атмосфери існують різні методики. В основі всіх цих методів лежить врахування впливу шорсткості підстильної поверхні на режим швидкості вітру в граничному шарі атмосфери. Частіше за все вітер з висотою в північній півкулі повертає праворуч, тому визначені поправки на врахування цього повороту вітру з висотою через кожен сотню метрів.

Також визначені емпіричним шляхом коефіцієнти збільшення швидкості вітру з висотою.

На швидкість вітру в граничному шарі впливає як характер стратифікації, так і закон розподілу вітру з висотою при певній синоптичній ситуації. Особливо складно прогнозувати вітер в зоні фронтів. Наприклад, у фронтальній зоні можуть спостерігатися струминні течії нижніх рівнів (СТНР), які частіше виникають на теплих фронтах, ніж на холодних. На присутність СТНР вказує збільшення швидкості $\geq 15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ і перепад швидкості $\geq 4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на 300 м в нижньому 3-кілометровому шарі. Присутність СТНР супроводжується динамічною турбулентністю, при цьому швидкість біля поверхні землі може перевищувати швидкість геострофічного вітру.

Взагалі, при прогнозі напрямку і швидкості вітру необхідно ретельно врахувати роль місцевих умов. Навіть в умовах рівнин k може значно відрізнятись від \bar{k} в одному і тому ж пункті, але при різних напрямках.

При прогнозі у верхній частині граничного шару потрібно враховувати дані про вітер на картах АТ-925 і АТ-850.

Для невеликих термінів (до 12 год) прогнозу вітру краще користуватися не прогностичними, а фактичними даними, якщо не очікується різкої перебудови баричного поля.

Треба мати на увазі, що швидкість фактичного вітру на рівні флюгера визначається мірою розвитку турбулентності і шорсткістю підстильної поверхні, які можуть істотно змінюватися від станції до станції протягом часу. Тому розрахунок швидкості вітру за формулою (2.7) потрібно вважати орієнтовним і в кожному конкретному випадку уточнювати коефіцієнт k для кожної станції з урахуванням типу синоптичного процесу, часу року і часу доби.

В окремих випадках в приземному шарі швидкість вітру може бути більша або менша, ніж розрахована за формулою (2.7), а напрямок вітру може відхилитися від дотичної до ізобари. Це звичайно пов'язано з особливостями рельєфу і турбулентного обміну. Так, наприклад, при *інверсійній стратифікації* $V = 0,1 \dots 0,2 V_g$, а напрямок вітру може складати з ізобарою кут, близький до 90° . Вцілому найбільші відхилення вітру від ізобари спостерігаються при слабких вітрах. Навпаки, при сильно розвинутій турбулентності в граничному шарі вітер на рівні флюгера за швидкістю близький до геострофічного та іноді перевищує його, а напрямок дійсного вітру складає з ізобарою кут менший за середній.

Іноді у вільній атмосфері вектор дійсного вітру не паралельний ізогісам. Частіше за все це є результатом помилок вимірювань, обробки або нанесення даних, але буває пов'язано і з нестаціонарністю атмосферних процесів в період різкої перебудови баричного поля.

Поблизу центрів циклонів і антициклонів повинна спостерігатися мінімальна швидкість вітру або штиль.

2.2 Особливості прогнозу вітру в береговій зоні

При прогнозі швидкості і напрямку вітру особливо в береговій зоні і перетнутій місцевості необхідно вводити поправки на вплив місцевих умов, що порушують повітряний потік, причому за рахунок впливу місцевих умов відбувається зміна швидкості і напрямку не тільки слабого або помірною вітру, але часто навіть сильного. В окремих випадках спостерігається часткове, а іноді майже повне порушення баричного закону. У береговій зоні при вітрах, спрямованих уздовж берега, якщо суша залишається праворуч від напрямку потоку, спостерігається конвергенція ліній струму, що може супроводжуватися збільшенням швидкості вітру до надградієнтної. Особливо посилення вітру відбувається на мисах. Побережжя Чорного моря в цьому плані є класичним. У районі Туапсе вітри дуже сильні. Берегові ефекти призводять до повного відхилення вітру від градієнтного (порушується баричний закон). У районі

Новоросійська (Мархотський перевал) також розвивається дуже сильний північно-східний вітер з гір (бора).

Сильний вітер в тому чи іншому районі розвивається за конкретних синоптичних умов. Фон сильного вітру створюється синоптичними процесами, що протікають в даному районі. У різних регіонах ці процеси відрізняються своїми місцевими особливостями. Найбільш інтенсивна штормова діяльність спостерігається у зв'язку з циклонічними перебудовами баричного поля. Найбільша імовірність великих швидкостей вітру відмічається при взаємодії периферій циклонів і антициклонів, при розвитку блокуючих положень, коли відбувається збільшення в значній смузі величини баричних градієнтів.

Відмітимо необхідність обліку тих змін місцевих умов, які можуть виникнути на шляху переміщення повітряної маси. В якості прикладу розглянемо випадок перетину повітряною масою берегової межі.

В однорідному повітряному потоці, спрямованому з моря на сушу, вітер біля поверхні землі після перетину берегової лінії буде відхилятися ліворуч і слабшати; навпаки, в потоці, спрямованому з суші на море, вітер відхиляється праворуч і посилюється. З тієї ж причини при переміщенні повітря вздовж берегової лінії струму в шарі тертя будуть зближені, якщо суша знаходиться праворуч від повітряного потоку і розріджені, якщо зліва. Так, наприклад, при одному і тому ж градієнті при південних вітрах вздовж східного узбережжя Каспійського моря вітер посилюється, а при північних - слабшає. Береговий ефект посилення (послаблення) вітру буде особливо яскраво виражений там, де повітряний потік вимушений обтікати примикаючи до берега гірські ланцюги і плато. Внаслідок обгинання перешкоди повітряним потоком відбувається зближення ліній струму і відповідне посилення вітру біля мисів, країв гірського ланцюга, плато або півострова і, навпаки, розрідження ліній струму та послаблення вітру в затоках, увігнутих частинах гірського ланцюга або плато.

2.3 Прогноз струминних течій і швидкості максимального вітру

Вертикальний профіль вітру має один або декілька максимумів. Звичайно в межах тропосфери і нижньої стратосфери є три шари, в яких вертикальний градієнт вітру досягає відносного максимуму. Це планетарний граничний шар (0...1 км), шар під і над рівнем максимального вітру. Найбільший максимум вітру досягається поблизу тропопаузи і часто пов'язаний зі струминною течією (СТ) в атмосфері.

Згідно з визначенням аерологічної комісії ВМО, струминна течія - це сильний вузький потік з майже горизонтальною віссю у верхній тропосфері або стратосфері, що характеризується вертикальними і горизонтальними зсувами вітру і одним або декількома максимумами швидкості.

У цей час в основному передбачається майбутнє положення осі струминної течії і майбутнє положення областей максимального вітру на осі струминної течії.

При аналізі та прогнозі струминних течій використовується зв'язок з планетарною висотною фронтальною зоною (ПВФЗ) і беруться до уваги деякі закономірності, властиві струминним течіям. Найчастіше СТ виявляються на картах АТ-300, АТ-200 (висоти більше за 9...12 км). При визначенні положення осі струминної течії в початковий момент часу враховується, що протягом 1000 км висота осі може змінюватися на 1...2 км. Тому для аналізу і прогнозу СТ корисно залучати карти суміжних рівнів. Особливо наочно осі струминних течій виявляються на картах максимальних вітрів, при складанні яких використовують дані про вітер на картах абсолютної топографії, а також враховуються закономірності зміни вітру з висотою. Рівень максимального вітру звичайно співпадає з висотою, на якій кут між баричним і термічним градієнтами дорівнює $\pm 90^\circ$. Таким чином, необхідно по картах абсолютної топографії визначити рівень, вище якого напрям термічного градієнта буде протилежним напрямку баричного градієнта.

Поверхня рівня максимального вітру перетинає вісь струминної течії не горизонтально, а утворює своєрідний жолоб з мінімумом висоти зліва від осі струминної течії.

Прогноз осі СТ засновується на прогнозі переміщення і деформації планетарної ВФЗ і на прогнозі переміщення і деформації самої осі струминної течії, що виявляється на карті максимальних вітрів. Вертикальні зміщення осі СТ в цей час не можуть бути досить надійно передбачені. При прогнозі враховуються коливання висоти тропопаузи, пов'язані з адвекцією тепла або холоду, а також з розвитком циклонів і антициклонів. Зміна висоти осі струминної течії відбувається в тому ж напрямі, що і зміна висоти осі тропопаузи. Для прогнозу горизонтального зміщення осі СТ використовуються переважно статистичні закономірності і графічні способи (методи Є.П. Борисенкова, В.І. Воробйова, Е. Рейтера, Х.П. Погосяна та інш.). Суть цих способів полягає в припущенні про зміщення осі струминної течії вздовж осередненого потоку на карті АТ-300. Найбільш простий з усіх способів – *метод Е.Рейтера або метод прямокутника*, його справджуваність становить 80%, а завчасність прогнозу осі СТ складає 24 год.

За способом Е.Рейтера виконуються наступні дві операції.

1. По вихідній карті АТ-300 обчислюються складові осередненого потоку. Для осереднення в точці 0 з координатами φ_0, λ_0 використовується область, обмежена координатами $\varphi_0 = \pm 7,5^\circ$ і $\lambda_0 = \pm 10^\circ$, а також система точок (рис. 2.5).

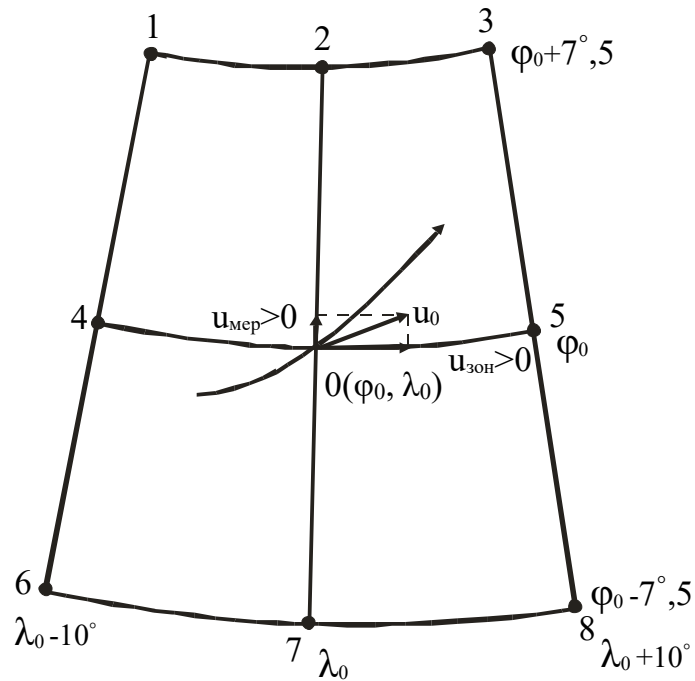


Рис. 2.5 - Визначення переміщення точки 0 на осі струминної течії за методом Е. Рейтера.

На карті АТ-300 вибирається точка 0 вздовж проекції осі струминної течії на цю карту. Число таких точок тим більше, чим більше викривлена вісь струминної течії і чим неоднорідніше поле ізогіпс карти АТ-300 поблизу осі струминної течії.

Меридіональна складова осередненого потоку $C_{\text{мер}}$ ($^{\circ}/24$ год) в точці 0 обчислюється за формулою:

$$C_{\text{мер}} = 0,1((H_3 - H_1) + (H_5 - H_4) + (H_8 - H_6)), \quad (2.11)$$

а зональна складова осередненого потоку $C_{\text{зон}}$ ($^{\circ}/24$ год):

$$C_{\text{зон}} = 0,1((H_6 - H_1) + (H_7 - H_2) + (H_8 - H_3)). \quad (2.12)$$

Тут H_1, H_2, \dots, H_8 - значення H_{300} в точках 1, 2, ..., 8 відповідно.

По значеннях $C_{\text{мер}}$ і $C_{\text{зон}}$ визначається очікуване зміщення осі струминної течії в точці 0. Для цього при додатному значенні $C_{\text{мер}}$ з точки 0 відкладається вектор $C_{\text{мер}}$, направлений на північ, при від'ємному значенні $C_{\text{мер}}$ - на південь. Довжина цього вектора виражається в градусах широти. Аналогічним шляхом додатний вектор $C_{\text{зон}}$ відкладається на схід, а від'ємний - на захід (довжина в градусах довготи). Через 24 год точка 0 зміститься в точку 0' і співпаде з кінцем вектора, що є сумою векторів $C_{\text{мер}}$ і $C_{\text{зон}}$. Зробивши розрахунок для ряду точок на осі струминної течії, отримаємо їх положення через 24 год, а разом з цим і очікуване положення осі струминної течії.

Коефіцієнти 0,1 отримані в СРСР для Європи, Західного Сибіру і Казахстану. У інших районах ці коефіцієнти можуть бути іншими.

Метод Е.Рейтера використовується для визначення максимальної швидкості вітру на осі струминної течії, а також висоти нижньої та верхньої меж, тобто товщини струменю. Відомо, що за межу СТ приймається висота, на якій у вільній атмосфері (вище 5000 м) швидкість вітру перевищує $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Для діагнозу і прогнозу СТ застосовуються фактичні і прогностичні карти баричної топографії рівнів 400, 300 і 200 гПа, а також карти максимального вітру. Струминні течії виявляються на них за згущенням ізогіпс у висотних фронтальних зонах. Рівень максимального вітру може не співпадати з основними ізобаричними поверхнями, він визначається з даних температурно-вітрового зондування атмосфери та представлений на окремій карті максимального вітру.

Е.Рейтер запропонував за даними зондування атмосфери у дозвільному масштабі побудувати графік, вихідними даними для якого є висота поверхні і швидкість вітру (рис. 2.6).

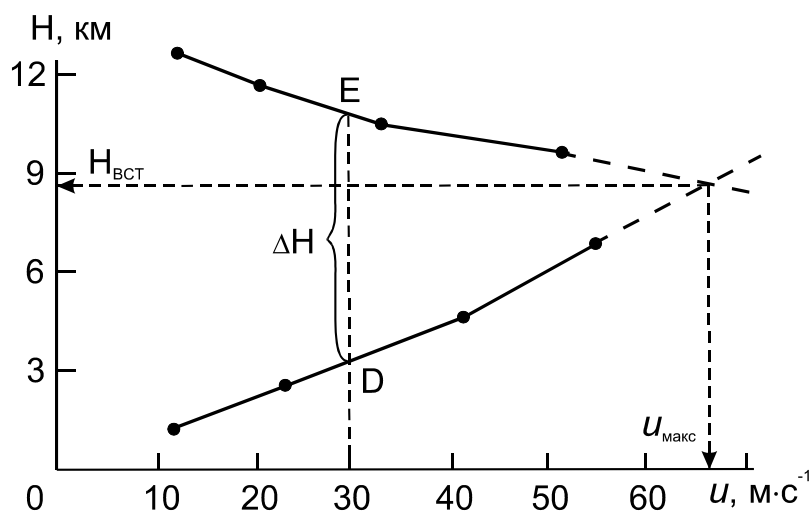


Рис. 2.6 – Визначення максимальної швидкості вітру, висоти осі та потужності струминної течії.

Всі точки, зняті з карт АТ, послідовно з'єднуються між собою відрізками прямих ліній, причому побудова цієї ламаної лінії проводиться як зверху, так і знизу (від верхньої точки вниз і від нижньої точки вверх). Кожна гілка лінії проводиться до одного із двох максимальних значень швидкості вітру. Ці значення не з'єднуються між собою відрізком прямої, а побудова виконується так, як показано на рис. 2.6, тобто по прямій продовжуються остання нижня і верхня ділянки ламаної лінії до їх перетину. Ця точка перетину вкаже висоту осі ($H_{\text{вст}}$) струменя, а різниця в висотах точок E і D дає уявлення про товщину СТ.

Є.П. Борисенков запропонував спосіб прогнозу положення осі струминної течії виходячи з енергетичних співвідношень стосовно до середнього енергетичного рівня атмосфери h .

Рівняння енергії атмосферних рухів на цьому рівні запишеться таким чином:

$$\frac{\partial K_h}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial K_h}{\partial x} + v \frac{\partial K_h}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho} \left(u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} \right), \quad (2.13)$$

де K_h - значення кінетичної енергії на рівні h .

Рівняння (2.13) показує, що зміна кінетичної енергії в даній точці на рівні h виправдовується приходом часток з іншим рівнем енергії і роботою сили баричного градієнта. Ввівши в (2.13) рівняння стану і зробивши ряд перетворень, отримаємо формулу для визначення швидкості переміщення осі струминної течії в напрямку до нормалі:

$$C_{CT} = \frac{R \frac{\partial}{\partial y} C_h \text{grad} T}{C_h \frac{\partial^2 C_h}{\partial y^2}}. \quad (2.14)$$

Кількісні розрахунки по (2.14) утруднені, так як для цього треба мати дані про поле фактичного вітру і поле температури на середньому рівні. У зв'язку з цим зручніше скористатися картами баричної топографії, тобто скористатися геострофічними співвідношеннями.

Робоча формула для швидкості зміщення осі СТ, якщо розраховувати миттєву адвективну зміну температури за 12 год, виглядає так:

$$C_{CT} = \frac{3,2 \cdot 10^2 \delta(C \text{ grad} T)}{(H_n)_0 (\nabla^2 H_n)_0}, \quad (2.15)$$

де H_n - в гп.дам на 400 км; $(H_n)_0$ - градієнт геопотенціалу в точці 0 на осі струминної течії (початок координат); $(\nabla^2 H_n)_0 = (H_n)_A + (H_n)_B - 2(H_n)_0$; $\delta(C_n \text{ grad} T) = (C_n \text{ grad} T)_A - (C_n \text{ grad} T)_B$; n - нормаль до ізогіпси, спрямована у бік великих значень H .

Прогноз за формулою (2.15) передбачає наступне:

1) по обробленій карті АТ-500 або АТ-300 (ще краще АТ-400, яка є найближчою до середнього енергетичного рівня) для ряду точок в області струминної течії розраховується H_n ;

2) у полі H_n проводять ізолінії через 2 гп.дам/400 км і за максимальними значеннями H_n визначається положення осі струминної течії;

3) для цього району особливим способом розраховується розподіл адвекції на даному рівні. Розрахунок можна проводити за формулою:

$$C_{gradT} \approx u \frac{\partial T}{\partial x}$$

4) на осі струминної течії вибирається декілька точок, для яких розраховується швидкість зміщення осі і намічається її нове положення через 12 або 24 год.

Справджуваність прогнозу горизонтального зміщення осі СТ на 24 год становить 56% при допуску ± 300 км та 76% при допуску ± 600 км.

Прогноз областей максимальних вітрів (ОМВ) полягає в оцінці їх переміщення та еволюції. Тим самим передбачається швидкість вітру вздовж осі струминної течії. Переміщення ОМВ має дві складові: зміщення центра ОМВ разом із зміщенням осі струминної течії, що передбачається способом Е.Рейтера, і зміщення ОМВ вздовж осі струминної течії.

Зміщення ОМВ вздовж осі струминної течії відбувається зі швидкістю, меншою, ніж швидкість вітру на осі струминної течії. Однак немає постійного співвідношення між цими швидкостями. Помічено, що в тих випадках, коли в передній частині (у напрямі вітру) області максимального вітру ізотахи сильно розріджені, а в тилівій - згущені, ОМВ переміщується повільно, і навпаки.

Застосування екстраполяції (лінійної або з урахуванням прискорення) не завжди дає задовільні результати, оскільки ОМВ часто зазнають значного прискорення, включаючи злиття і сегментацію.

Еволюція ОМВ виправдовується зміною відповідної ділянки ПВФЗ. Все, що сприяє фронтогенезу, одночасно сприяє посиленню ОМВ, і навпаки, з фронтолізом пов'язане ослаблення ОМВ. Зародження і посилення ОМВ відбувається переважно там, де спостерігається збіжність ізогіпс на АТ-300, а ослаблення і зникнення її відмічається в зонах розбіжності ізогіпс.

У цей час відмічені (рис. 2.7) найбільш типові системи ізогіпс АТ-300 і відібрані зони зародження або посилення ОМВ (+) та послаблення або зникнення ОМВ (-).

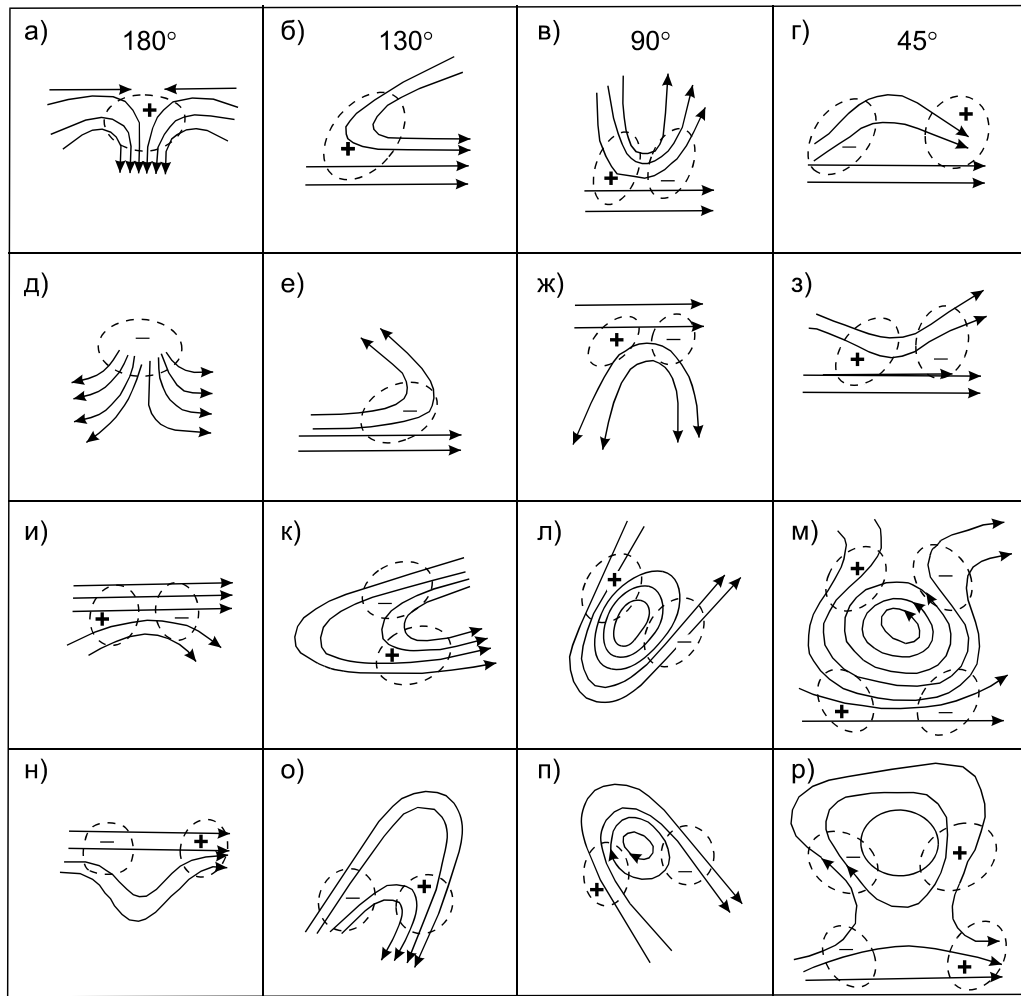


Рис. 2.7 – Зони зародження або посилення (+) і зникнення або послаблення (-) областей максимальних швидкостей вітру в різних системах ізогіпс.

3 ПОБУДОВА ТРАЄКТОРІЙ ПЕРЕМІЩЕННЯ ПОВІТРЯНИХ ЧАСТОК

Траєкторія повітряної частки являє собою лінію, що з'єднує її останні положення за деякий інтервал часу.

Правильна побудова траєкторії повітряної частки грає важливу роль і є заставою успішності прогнозу різних метеорологічних величин і явищ. Побудова траєкторій повітряних часток проводиться шляхом подальшої побудови ділянок траєкторій на картах за різні послідовні моменти часу. Причому, в діагнозі використовуються фактичні карти, а для прогнозу як фактичні, так і прогностичні карти. При цьому можуть вирішуватися два види задач: перша полягає у визначенні часток, які перемістяться через деякий час в пункт прогнозу; друга передбачає визначення району, в який надійде частка через деякий час з пункту прогнозу.

Вважається, що у вільній атмосфері повітряні частки переміщуються вздовж ізогіпс карт абсолютної топографії (АТ) з середньою швидкістю дійсного або геострофічного вітру, а біля поверхні землі - вздовж лінії, що займає проміжне (середнє) положення між ізобарою і лінією струму.

При побудові траєкторії повітряної частки на період часу менший 12 год звичайно використовуються карти за один найбільш близький строк спостережень. Якщо траєкторія будується за період від 12 до 24 год, то використовуються карти за два або три послідовних строки з інтервалом 12 год. Так, 12-годинні траєкторії для першої половини терміну будуються по карті за один строк спостережень, вибір якого визначається постановою задачі на побудову траєкторії, а для другої половини терміну - по карті за наступний строк спостережень.

Якщо вирішується задача, звідки переміститься частка, то побудову треба починати праворуч-ліворуч і навпаки. Обидві задачі можуть вирішуватися як в діагнозі, так і в прогнозі.

Якщо відсутні карти з 12-годинним інтервалом, то користуються картами з 24-годинним інтервалом. Тоді ділянка траєкторії, яка будується по картах за 24 год, розбивається на два рівних часових інтервали, тобто на два суміжні терміни.

Особливо ускладнена побудова траєкторій в баричних утвореннях, що переміщуються. У цьому випадку рекомендується враховувати швидкість і напрям руху самої баричної системи, а також повітряних часток, що переміщуються.

Також складно виконувати побудову траєкторій в приземному і граничному шарах атмосфери. У цьому випадку необхідно обов'язково враховувати характер стратифікації температури повітря. При $\gamma \approx \gamma_a$ траєкторія частки біля поверхні землі співпадає з траєкторією, яку побудували по карті АТ-850. При $\gamma < \gamma_{ва}$ і $\gamma \leq 0$, тобто за наявності

затримуючих шарів, рекомендується для побудови траєкторій використовувати осереднений вітер в шарі Земля-850 гПа:

$$C_{cp} = \frac{C_0 + C_{850}}{2},$$

де C_0 , C_{850} – швидкість вітру біля поверхні землі та на рівні 850 гПа.

При нормальній стратифікації побудова траєкторій проводиться за даними про фактичний і градієнтний вітер біля поверхні землі. Причому потрібно пам'ятати, що траєкторія повітряної частки відхиляється над сушею у бік низького тиску на кут $10...20^\circ$. Над океанами вона практично співпадає з напрямом ізогіпс або ізобар.

Довжина траєкторії біля поверхні землі:

на суші $\bar{S} = 0,7\bar{V}_{gr}\delta t,$

на морі $\bar{S} = 0,9\bar{V}_{gr}\delta t,$

на висотах $\bar{S} = \bar{V}_{gr}\delta t.$

Отже, при побудові 6-ти або 12-ти годинних відрізків траєкторії повітряної частки визначення швидкості геострофічного або градієнтного вітру відбувається за допомогою градієнтної лінійки, а напрямок вважається співпадаючим з напрямом ізогіпс (ізобар) з невеликим відхиленням у бік низького тиску.

Градієнтна швидкість вітру використовується при побудові траєкторії повітряної частки при великій циклонічній або антициклонічній кривизні ізобар (ізогіпс) ($r \leq 500$ км) в баричних утвореннях, що повільно переміщуються. Баричні утворення вважаються такими, що повільно переміщуються, коли їх швидкість $V \leq 40$ км·год⁻¹. Це стаціонарні процеси в атмосфері.

Геострофічна швидкість вітру використовується при прямолінійних (або які мають середній радіус кривизни) ізогіпсах (ізобарах) при будь-якій швидкості переміщення баричних утворень, а також при великій циклонічній або антициклонічній кривизні ($r \leq 500$ км) у випадку, якщо ці баричні утворення рухаються дуже швидко ($V > 40$ км·год⁻¹), тобто при нестационарних процесах атмосфери.

Побудова траєкторії повітряної частки здійснюється різними способами в залежності від характеру синоптичної ситуації. Так, в області низьких рухомих циклонів і антициклонів та на периферії обширних малорухомих циклонів побудову траєкторій рекомендується проводити за картами АТ-700, вважаючи, що напрям переміщення співпадає з напрямом ізогіпс, а швидкість переміщення становить $0,8(V_g)_{700}$.

В області малорухомих антициклонів при наявності потужних інверсій, що розповсюджуються від поверхні землі до висоти 1,5...2,0 км, прогноз переміщення повітряної частки в холодний період року потрібно здійснювати за ізогіпсами карт АТ-850. У малоградієнтних баричних полях в холодний період року найкраще виправдовується прогноз переміщення повітряних часток за полем вітру в приземному шарі, а в теплий період року - за полем вітру на рівні 1,5...2,0 км.

У всіх випадках при побудові прогностичних траєкторій повітряних часток на 24 год необхідно враховувати зміни в характері висотних і приземних баричних полів за часом, тобто враховувати їх еволюцію. Для цього треба використати як фактичні, так і прогностичні карти.

У цей час застосовують три різних методи побудови траєкторій: графічний, чисельний, аналітичний. Причому, перший і другий використовуються звичайно як для діагнозу, так і для прогнозу, а третій - лише для прогнозу. В подальшому, зупинимося тільки на графічному способі побудови траєкторії повітряних часток.

4 ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ БІЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ ТА НА ВИСОТАХ

4.1 Схема прогнозу

В основі прогнозу температури повітря лежить використання рівняння притоку тепла:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w(\gamma_a - \gamma) + \frac{\varepsilon}{c_p}, \quad (4.1)$$

в якому ліва частина виражає локальну зміну температури в точці прогнозу, перший доданок правої частини - адвективні зміни температури, другий доданок - адіабатичну трансформацію повітряної маси і третій доданок - неадіабатичну трансформацію повітряної маси; ε - приток тепла за час δt , віднесений до одиниці маси повітря (ε характеризує фазові переходи води).

Адвективні зміни температури повітря визначаються швидкістю перенесення і неоднорідністю поля температури.

При прогнозі температури повітря біля поверхні землі основними факторами, що впливають на локальну зміну температури, є адвективні зміни температури і неадіабатична трансформація повітряних мас.

На висотах більше значення мають горизонтальне перенесення та адіабатичні процеси.

Розглянемо внесок кожного фактора. *Адвективна зміна* температури повітря знаходиться графічним шляхом (побудовою траєкторій переміщення повітряних часток). Тоді $\delta T_a \approx T_k - T_n$, де T_k і T_n - значення температури в кінцевій і початковій точках траєкторії відповідно.

Адвективні зміни температури повітря особливо значні в нижній половині тропосфери. У верхній тропосфері поле тиску і поле вітру максимально наближається до поля ізотерм, тому кути адвекції з висотою убувають і адвективні зміни температури мінімальні.

У геострофічному наближенні адвективні зміни температури можна обчислити за формулою:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)'_{adv} = - \frac{g}{l} H_n T_v \sin \beta, \quad (4.2)$$

де H_n - горизонтальний градієнт геопотенціалу (щільність ізогіпс);

T_v - горизонтальний градієнт температури (щільність ізотерм);

β - кут адвекції (кут між додатним напрямом ізогіпси і додатним напрямом ізотерми, тобто $\beta > 0$ при відхиленні ізотерми ліворуч, $\beta < 0$ при відхиленні її праворуч від ізогіпси).

$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_{adv} = 0$, якщо ізотерми паралельні ізогіпсам карт абсолютної топографії; $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_{adv} > 0$, якщо спостерігається відхилення праворуч, тобто відмічається адвекція тепла; $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_{adv} < 0$ при адвекції холоду.

Міждобові адвективні зміни температури повітря можуть досягати 10 і більше градусів Цельсія (наприклад, при проходженні холодних фронтів).

Якщо поле тиску стаціонарне, тоді адвективні зміни температури можна розраховувати, користуючись методами формальної екстраполяції.

Адіабатичні зміни температури (другий доданок в рівнянні притоку тепла):

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_{adia} = -w(\gamma_a - \gamma) = \frac{1}{g\rho} \tau(\gamma_a - \gamma), \quad (4.3)$$

де $\tau \approx -g\rho w$ - аналог вертикальної швидкості.

Адіабатичні зміни температури повітря визначаються величиною вертикальної складової w або її аналога τ , і залежать від характеру стратифікації атмосфери. При стійкій стратифікації атмосфери $(\gamma_a - \gamma) > 0$ і $\tau < 0$ (висхідні потоки), має місце адіабатичне охолодження повітряних мас. При стійкій стратифікації, але при низхідних вертикальних рухах, має місце адіабатичне нагрівання повітряних мас. При нестійкій стратифікації $(\gamma > \gamma_a)$ мають місце, відповідно, протилежні умови: $(\gamma_a - \gamma) < 0$ і $\tau < 0$ - адіабатичне нагрівання, $(\gamma_a - \gamma) < 0$ і $\tau > 0$ - адіабатичне охолодження. Прикладом є формування ліній шквалів в низьких широтах. Метеорологи тих місць приймають шквали як холодний фронт, так як $(\gamma_a - \gamma) < 0$, $\tau > 0$,

отже $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)'_{adia} < 0$. Адіабатичні зміни температури особливо значні в середній тропосфері, оскільки тут τ за рахунок процесів циклоантициклогенезу прагне до максимуму на середньому (бездивергентному) рівні.

Спрощення рівняння притоку тепла призвело до того, що допустили $\frac{\partial p}{\partial t} = 0$, тобто в існуючих межах не спостерігаються зміни температури повітря. Це справедливо в тих випадках, коли осередки падіння і зростання тиску малоактивні. При значних перебудовах баричного поля, очевидно, цього робити не можна.

Третій доданок в рівнянні притоку тепла - зміна температури за рахунок *неадіабатичного притоку тепла*:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{неадіаб}} = \frac{\varepsilon}{c_p}, \quad (4.4)$$

де c_p - питома теплоємність при постійному тиску.

Неадіабатична трансформація максимальна в нижніх шарах атмосфери. З усіх розглянутих факторів визначення даного доданку пов'язане з найбільшими труднощами, так як неадіабатичні потоки тепла залежать від цілого ряду чинників, розрахувати які не завжди можливо. Сюди входять неадіабатичні зміни температури за рахунок турбулентності $\varepsilon_{\text{турб}}$ (залежить від стратифікації атмосфери), перенесення променистої енергії $\varepsilon_{\text{пром}}$ (радіаційні чинники), за рахунок фазових переходів $\varepsilon_{\text{ф}}$ (конденсаційних процесів в атмосфері). Тільки за рахунок фазових переходів температура повітря може змінюватися на 3...5 °С.

Складові $\varepsilon_{\text{турб}}$, $\varepsilon_{\text{пром}}$, $\varepsilon_{\text{ф}}$ можна представити у вигляді:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{\text{турб}} &= \frac{c_p}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial T}{\partial z} \right); \\ \varepsilon_n &= \frac{\alpha_n \rho_n}{\rho} (A + B - 2E); \\ \varepsilon_{\text{ф}} &= -L \frac{dq}{dt}, \end{aligned} \quad (4.5)$$

де α_n - коефіцієнт поглинання довгохвильової радіації;
 L - прихована теплота конденсації.

$$\text{Тоді} \quad \varepsilon = \varepsilon_{\text{турб}} + \varepsilon_{\text{пром}} + \varepsilon_{\text{ф}}. \quad (4.6)$$

Всі ці доданки визначаються в оперативних умовах шляхом використання напівемпіричних залежностей.

Розглянемо розрахунок трансформації в оперативних умовах. На зміну температури повітря в атмосфері великий вплив здійснює підстильна поверхня. Тому в доповнення до рівняння притоку тепла притягується як крайова умова на нижній межі атмосфери рівняння теплового балансу для поверхні землі:

$$R = P_{\tau} + Q + S, \quad (4.7)$$

де R - радіаційний баланс підстильної поверхні;
 P_{τ} - турбулентний потік тепла в атмосфері;
 Q - потік тепла в ґрунті;
 S - витрати тепла на випаровування;
 або

$$R = I(1 - \alpha) = E, \quad (4.8)$$

де I - сумарна радіація;
 α - альbedo підстильної поверхні;
 E - ефективне випромінювання поверхні землі.

Сумарна радіація при безхмарному небі залежить від широти місця і періоду року, а протягом доби від висоти сонця; α - від типу і стану підстильної поверхні (сніг - 0,5...0,9; земля - 0,1...0,4; океан - 0,2); E - при ясному небі визначається температурою і вологістю приземного шару повітря.

У вільній атмосфері трансформація повітряних мас на висотах за рахунок адіабатичних процесів визначається графічно за допомогою аерологічних діаграм. При цьому зміна температури повітряної маси до рівня конденсації приймається рівною сухоадіабатичному градієнту (γ_{ca}), а вище за рівень конденсації - вологоадіабатичному ($\gamma_{ва}$). Після завершення даної операції будується нова крива стратифікації, виправлена на величину трансформаційної зміни температури ($\delta T_{тр}$) за рахунок підйому повітряної маси. При низхідних вертикальних рухах зміна температури повітряних часток відбувається згідно з сухоадіабатичним законом.

Біля поверхні землі для розрахунку $\delta T_{тр}$ доводиться користуватися наближеними співвідношеннями:

$$\delta T_{тр} = b\delta T_a + a\delta R, \quad (4.9)$$

де a і b - емпіричні коефіцієнти, що залежать від характеру підстильної поверхні та швидкості вітру. Швидкість вітру по-різному впливає на трансформаційні зміни температури: значна швидкість вітру згладжує трансформаційну поправку, а слабкі швидкості посилюють її.

δT_a - адвективна зміна температури, де $\delta T_a \approx T_k - T_n$. Таким чином, трансформаційна поправка знаходиться в прямій залежності від адвективної зміни температури. δR - зміна радіаційного балансу. Як показують розрахунки, величина δR залежить, головним чином, від кількості і форм хмарності, від їх зміни вздовж траєкторії.

У практиці замість δR користуються δN , тобто розраховують індивідуальну зміну кількості хмарності у фіксованому об'ємі:

$$\delta N = N_k - N_n, \quad (4.10)$$

де N_k і N_n - кількість хмарності в кінцевій і початковій точках траєкторії.

Як відомо, на складові радіаційного балансу особливо впливає хмарність нижнього ярусу.

Для визначення загальної величини N рекомендується використовувати наступне співвідношення:

$$N = N_{CL} + 0,75N_{CM} + 0,25N_{CH} \quad \text{або} \quad N = N_{CL} - 0,5(N_0 - N_{CL}), \quad (4.11)$$

де N_{CL} , N_{CM} , N_{CH} - кількість хмар (у балах) відповідно для нижнього, середнього та верхнього ярусів;

N_0 - загальна кількість хмар.

Кількість хмарності по-різному впливає на зміну температури повітря. Хмарність згладжує добовий хід температури в різні сезони. Збільшення хмарності в холодне півріччя призводить до підвищення температури, а в літній період - до зниження температури.

Фазові переходи тепла також визначаються шляхом використання напівемпіричних зв'язків (графічно). Трансформація повітряних мас за рахунок фазових переходів розраховується в тих випадках, коли відмічається трансформаційне зниження температури $|\delta T_{тр}| > (T - T_d)_n$ на початку траєкторії. В умовах насичення за рахунок виділення тепла при процесах конденсації трансформаційна зміна температури буде уповільненою (відносно сухого повітря); $\delta T_{тр}$ при конденсаційних процесах визначається графічно (рис. 4.1).

Процеси конденсації змінюють $\delta T_{тр}$ на величину $\delta T_{конд}$, яка завжди додатна і повинна відніматися від $\delta T_{тр}$, оскільки конденсація можлива, якщо $\delta T_{тр} < 0$.

Якщо при переміщенні частки повітря з точки В в точку А станеться конденсація водяної пари, то виділення прихованої теплоти пароутворення зменшить $\delta T_{тр}$ на величину $\delta T_{конд}$. За допомогою графіка (рис. 4.1) можна обчислити виправлене значення $\delta T'_{тр}$ з урахуванням конденсації. Цей же графік служить для обчислення зміни питомої вологості у зв'язку з процесом конденсації. Наприклад, якщо $(T_d)_B = +15$ °С, $\delta T_{тр} = -10$ °С, то

при повному насиченні, коли $(T - T_d)_B = 0$, знайдемо, з урахуванням конденсації, $\delta T'_{тр} = -4$ °С (в точці перетину вертикалі $T_d = 15$ °С і горизонталі $\delta T_{тр} = -10$ °С). Очевидно, що

$$\delta T_{конд} = \delta T'_{тр} - \delta T_{тр} = -4 - (-10) = 6 \text{ °С.}$$

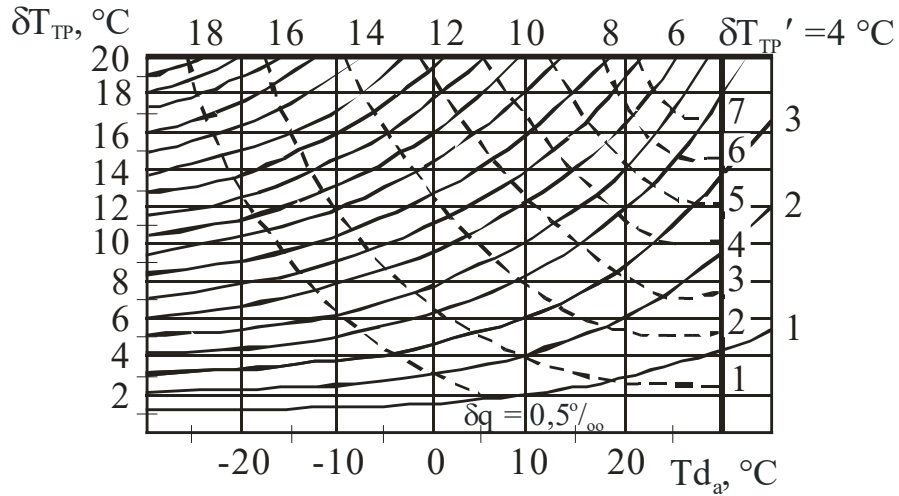


Рис. 4.1 – Номограма для визначення трансформаційних змін температури та вологості.

Якщо дефіцит точки роси $T_d \neq 0$, тобто $(T - T_d)_B = \Delta_B$, то замість $\delta T_{тр}$ на вертикальній шкалі знаходимо величину $\delta T_{тр} + \Delta_B$ і відлік проводимо, як в попередньому випадку. При $(T_d)_B = 15$ °С і $T_B = 18$ °С, тобто при $(T - T_d)_B = 3$ °С, отримаємо $\delta T_{тр} + \Delta_B = -10 + 3 = -7$ °С, а по графіку значенню $\delta T_{тр} = -7$ °С при $(T_d)_B = 15$ °С відповідають $\delta T'_{тр} = -2,9$ °С, $\delta q = 2,2$ ‰. У цьому випадку $\delta T_{конд} = \delta T'_{тр} - \delta T_{тр} = -2,9 - (-7) = 4,1$ °С.

Остаточну трансформаційну поправку можна представити як:

$$\delta T_{тр} = (\delta T_{тр})_1 + (\delta T_{тр})_2 + \delta T_{конд}, \quad (4.12)$$

де 1 - вплив вітру, 2 - вплив хмарності.

Таким чином, загальний вигляд формул при прогнозі температури біля поверхні землі буде таким:

$$T_{пр} = T_a + \delta T_{тр} + \delta T_{дх} \quad \text{або} \quad T_{пр} = T_0 + \delta T_a + \delta T_{тр} + \delta T_{дх}, \quad (4.13)$$

де T_a - адвективне значення температури повітря; T_0 – вихідне значення температури; $\delta T_{тр}$ і $\delta T_{дх}$ – поправки на трансформацію і добовий хід відповідно.

Трансформаційна поправка на висотах вводиться за допомогою нижченаведеного графіка для холодного періоду року на висотах до 3 км, тобто на рівнях 925, 850 і 700 гПа. Поправка знаходиться емпіричним шляхом та залежить, головним чином, від адвективної різниці температури і визначається за графіком (рис. 4.2).

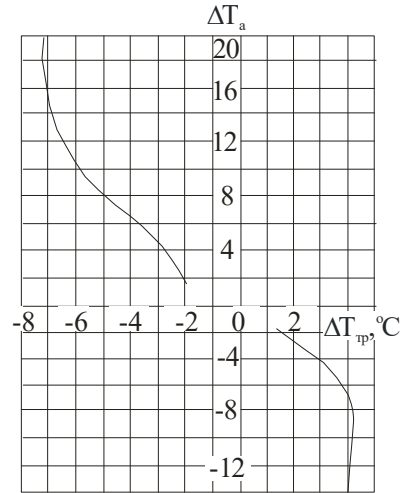


Рис. 4.2 – Графік для визначення трансформаційних змін температури на рівнях 850 та 700 гПа.

При адвекції тепла трансформаційні поправки більш значні, ніж при адвекції холоду. При адвекції тепла більше ніж 12 °С і адвекції холоду більше або рівної 8 °С зміна трансформаційної поправки не відмічається. Тобто $T_{тр}$ визначається в залежності від адвекції температури повітря.

У тепле півріччя трансформаційна поправка невелика, і $\Delta T_{тр,\tau} = \Delta T_{тр} + \Delta T_{\tau}$ на поверхнях 850, 700 і 500 гПа завчастністю 12, 24 і 36 год розраховується за емпіричними формулами:

$$\begin{aligned} (\Delta T_{тр,\tau})_{12} &= -0,32 (\Delta T_a) \pm 0,4, \\ (\Delta T_{тр,\tau})_{24} &= -0,44 (\Delta T_a) \\ (\Delta T_{тр,\tau})_{36} &= -0,54 (\Delta T_a) \pm 0,4, \end{aligned} \tag{4.14}$$

де $\Delta T_a = T_p - T_k$.

Останній доданок береться зі знаком плюс при розрахунку за даними в строк спостережень 03 год і зі знаком мінус при використанні матеріалів за 15 год.

Прогноз температури повітря на висотах в літній період, за винятком введення поправок на трансформаційні зміни, проводиться так як і в холодний період.

Таким чином виконується розрахунок власне температури повітря на висотах, якщо не ставити задачу визначення опадів будь-якого виду.

4.2 Прогноз добового ходу температури

Задача прогнозу добового ходу температури дуже складна, хоча можна теоретично його скласти (з урахуванням широти місця і т.д.), але при цьому не враховуються вітровий режим, зміни хмарності, місцеві умови і трансформація повітряних мас за рахунок зовнішніх умов, турбулентних потоків тепла, стратифікації тощо).

В оперативній практиці рекомендується проводити облік добового ходу температури при різному стані неба (хмарність), з урахуванням висоти хмарності, причому застосовуються графіки, побудовані по різних емпіричних залежностях. Звичайно ці графіки відпрацьовуються в діагнозі, а потім переводяться на прогноз (рис. 4.3).

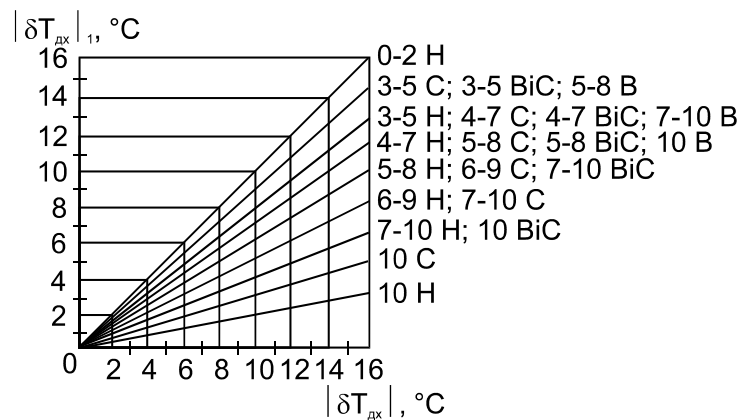


Рис. 4.3 – Графік для обліку впливу хмарності на добовий хід температури повітря.

Такі графіки можуть бути уточнені (рис.4.4) шляхом введення деяких умов (вітер, стан підстильної поверхні тощо). Їх оцінка дає високий результат. Зокрема, при завчасності прогнозу 12 год справджуваність цих зв'язків для Москви становить 98% на найближчу ніч і 99% на поточний день, а в добовому прогнозі - 90%.

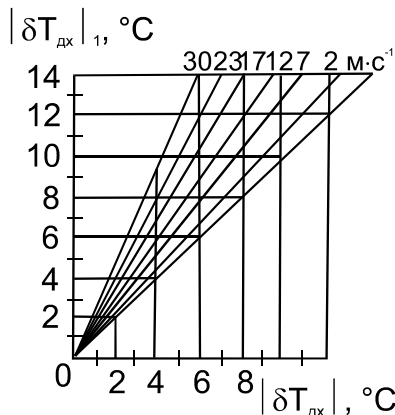


Рис. 4.4 – Графік для урахування впливу швидкості вітру на добовий хід температури повітря.

При розрахунку добового ходу необхідно передбачати можливість утворення туману в пункті прогнозу. При тумані добовий хід температури згладжений, а T_{\min} на 1...2 °С може бути нижчою за температуру туманоутворення (температуру точки роси в момент утворення туману).

Значно впливають на добовий хід температури повітря опади, що випадають. У теплий період року температура на станції, де випадають опади, може бути на 5...10 °С нижче, ніж температура там, де опади не спостерігаються.

Великий вплив на добовий хід температури повітря має швидкість вітру і місцеположення пункту. На станціях, розташованих на підвищених формах рельєфу, добовий хід температури більш згладжений. На станціях, що знаходяться в улоговинах та інших формах зниженого рельєфу, добовий хід температури максимальний. Наприклад, в гірських улоговинах T_{\min} нижча, ніж на височинах на 20...30 °С. Навіть в умовах Московської області, де нерівності місцевості незначні, вночі взимку при ясній погоді в знижених місцях температура нижча на 10...12 °С, ніж на височинах. На добовий хід температури також впливає теплопровідність ґрунту. Це призводить до неоднорідного розподілу мінімальної температури (особливо пізньою осінню і на початку весни), викликаного впливом рельєфу. Неоднорідність максимальна над ґрунтом, який місцями покритий снігом. Основною причиною цього є різка зміна альbedo - від 5% (волога поверхня зораної землі) до 70...90% (сніговий покрив). Згладжений добовий хід температури повітря також над морем. При малохмарній погоді добова амплітуда температури не перевищує 1...2 °С над великими озерами і водоймищами. Вона зменшується в порівнянні з її значенням над сушею пропорційно розмірам і глибині водоймища.

4.3 Прогноз максимальної температури повітря

При прогнозі максимальної температури на поточний (T_{\max})₁₂ та на наступний (T_{\max})₃₆ день використовують формули:

$$(T_{\max})_{12} = (T_a)_{12} + (\delta T_{\text{тр}})_{12} + \delta T_{\text{д.х.}}, \quad (4.15)$$

$$(T_{\max})_{36} = (T_a)_{36} + (\delta T_{\text{тр}})_{36} + \delta T_{\text{д.х.}}, \quad (4.16)$$

де $(T_a)_{12}$ та $(T_a)_{36}$ - значення температури у початкових точках 12- та 36- годинних траєкторій.

При прогнозі трансформаційних змін температури $(\delta T_t)_{12}$ та $(\delta T_t)_{36}$ використовують формули:

$$(\delta T_{\text{тр}})_{12} = 0,2 (\Delta T_0)_{12} , \quad (4.17)$$

$$(\delta T_{\text{тр}})_{36} = 0,2 (\Delta T_0)_{36} , \quad (4.18)$$

де $(\Delta T_0)_{12}$ та $(\Delta T_0)_{36}$ - різниця значень температури у початковий момент часу в кінці та на початку траєкторії.

Значення $\delta T_{\text{д.х.}}$ визначають за даними про добовий хід температури з урахуванням прогнозу хмарності на день поточної та наступної доби. Воно дорівнює різниці значень температури о 12 год та у вихідний строк (у нашому прикладі за 00 год).

Максимальна температура на поточний день та наступну добу може бути визначена також за формулою

$$T_{\text{max}} = T_{\text{min}} + A_N , \quad (4.19)$$

де A_N - середня добова амплітуда температури для відповідного місяця і даного району при очікуваній хмарності.

У випадку хмарної погоди добову амплітуду температури A_N обчислюють за емпіричною формулою

$$A_N = k A_0 , \quad (4.20)$$

де k - коефіцієнт, який дорівнює 0,38 для хмарного (8...10 балів) та 0,65 для напівхмарного (6...7 балів) неба, A_0 - добова амплітуда температури при ясному небі.

Величина A_N може бути знайдена за формулою

$$A_N = A_0 (1 - 0,008 N^2) , \quad (4.21)$$

де N - кількість хмар нижнього ярусу в балах.

У тих випадках, коли крім хмар нижнього ярусу, спостерігаються хмари інших ярусів, величина N визначається за формулою (4.11). A_N може бути визначена також за допомогою графіка на рис. 4.3.

Якщо A_N знаходять для точки, яка знаходиться у тилу циклона, то її значення необхідно зменшити на 2 °С, а для точки, розташованої в тилу антициклону, значення A_N треба підвищити на 2 °С.

Максимальну температуру на поточний день можна обчислити за даними карти максимальних температур за минулу добу:

$$T_{\text{max}} = (T_{\text{max}})_a + \delta T_{\text{тр}} , \quad (4.22)$$

де $(T_{\text{max}})_a$ - значення максимальної температури у точці, що відповідає початку 24-годинної траєкторії.

Для прогнозу максимальної температури повітря на поточний день можна також використати дані вертикального зондування атмосфери.

Використання даних радіозондування для прогнозу максимальної температури

Максимальну температуру повітря прогнозувати за аерологічними даними можна як у тепле, так і в холодне півріччя (спочатку запропоноване Н.І. Бельським).

У тепле півріччя в нижній тропосфері зміна температури з висотою близька до сухоадіабатичної ($\gamma \rightarrow \gamma_{ca}$). У холодний період року фактичний розподіл температури близький до вологадіабатичного ($\gamma_{ва}$). Таким чином, прогноз максимальної температури заснований на визначенні висоти, до якої розповсюджуються ці умови (табл. 4.1). Для цього в діагнозі у різні місяці визначається висота поширення вологадіабатичного ($\gamma_{ва}$) та сухоадіабатичного (γ_{ca}) градієнта.

Таблиця 4.1 - Висота розповсюдження сухоадіабатичного градієнта

Місяці	Н, км перша половина місяця	Н, км друга половина місяця
Березень	0,7	1,0
Квітень	1,0	1,5
Травень	1,5	2,0
Червень	2,0	2,5
Липень	2,5	2,0
Серпень	2,0	1,5
Вересень	1,5	1,0
Жовтень	1,0	0,7

При прогнозі максимальної температури (T_{max}) у разі внутрішньомасового процесу використовується фактична крива стратифікації за ранкові години, а при адвективних змінах температури будують майбутню криву стратифікації з урахуванням цих змін.

Для даного місяця за допомогою табл. 4.1 або графіка (рис. 4.5) визначається висота поширення γ_{ca} . Потім з потрібної висоти опускаємося з кривої стратифікації, яка зображена на аерологічній діаграмі, вздовж сухої адіабати до майбутнього значення тиску біля поверхні землі, де знаходимо значення максимальної температури.

Якщо в літній період на невеликих висотах є інверсійні або ізотермічні шари, причому відмічається збільшення температури $\geq 2 \dots 3$ °С, в цьому випадку суху адіабату рекомендується проводити не від висоти поширення γ_{ca} , а від нижньої межі інверсійного шару.

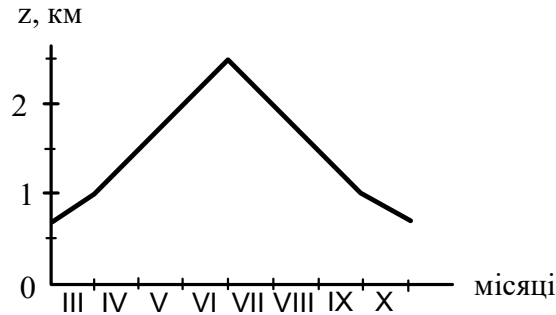


Рис. 4.5 - Висота шару z з адіабатичним розподілом температури над центральними районами України у денні години.

Цілком задовільні результати прогнозу T_{\max} вказаним способом виходять при хмарності нижнього і середнього ярусів не більше 6 балів. При значній хмарності і особливо при випаданні опадів в першу половину дня значення T_{\max} буде нижче (іноді більш ніж на $5\text{ }^{\circ}\text{C}$) в порівнянні з результатами розрахунку.

Слід враховувати, що на величину T_{\max} впливає рельєф місцевості. В улоговинах T_{\max} влітку вища, ніж на вершині пагорба, у зв'язку з ослабленням перемішування повітря в улоговині. На побережжі морів і озер значення T_{\max} може бути змінене бризом, а в горах - феном.

Прогноз підвищення температури з використанням термічного еквівалента Γ_d вертикального зсуву вектора вітру. При наявності приземної інверсії в шарі $0...300$ м, коли вітер з висотою швидко посилюється, а також при безвітряній похмурій погоді розглянуті вище прийоми прогнозу T_{\max} непридатні. У цьому випадку необхідно враховувати вплив динамічної турбулентності.

Зміна температури при відсутності адвекції в похмуру погоду пояснюється турбулентним перемішуванням, яке тим більше, чим більший зсув вітру по вертикалі.

При ясній погоді турбулентне перемішування також відбивається на добовому ході температури, спричиняючи, наприклад, підвищення температури повітря зимою вночі.

Чисельно очікуване підвищення температури дорівнює Γ_d (рис. 4.6). Однак слід пам'ятати, що прогноз цим способом не може бути даний з великою завчасністю, так як зсув вектора вітру $\frac{\Delta V}{\Delta z}$ швидко змінюється.

Отже,

$$T_{\max} = T_0 + \Gamma_d, \quad (4.23)$$

де T_0 – вихідне значення температури.

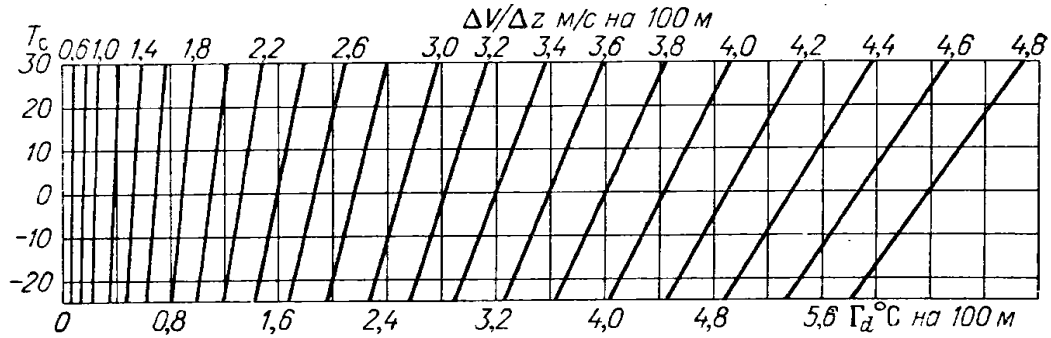


Рис. 4.6 – Діаграма для обчислення Γ_d .

У холодний період року (з другої половини жовтня і до першої половини березня) в середньому $h_{\text{гва}} \approx 400$ м. Тому прогноз T_{max} складається аналогічним способом, тільки для цього з $h = 400$ м необхідно спуститися до значення тиску біля землі по вологій адіабаті. Справджуваність цього методу для холодного періоду становить 93%. При наявності потужних інверсій в приземному шарі повітря в холодний період року даний метод непридатний, так як приземна інверсія в середині дня зберігається. Справджуваність розглянутого методу із завчасністю прогнозу температури повітря на 12 год з урахуванням адвекції для теплого періоду становить 99%.

4.4 Прогноз мінімальної температури повітря

Відомо, що мінімальна температура повітря спостерігається вночі (ранком), але під впливом різноманітних факторів, таких як умови циркуляції та в залежності від теплових якостей повітряної маси, її вологості, швидкості вітру, стану поверхні ґрунту, рельєфу місцевості та інших, може відмічатися в інші години доби; її значення суттєво залежить від вказаних вище факторів. Вплив деяких з цих факторів не завжди можна визначити. Мінімальна температура обчислюється за даними карт погоди за будь-який строк спостережень (наприклад, за 00 СГЧ) або за даними карти мінімальних значень температури поточної доби.

У першому випадку розрахунок виконується за формулою:

$$T_{\text{min}} = T_a + \delta T_{\text{тр}} + \delta T_{\text{д.х}} . \quad (4.24)$$

Значення $\delta T_{\text{д.х}}$ дорівнює зниженню температури від вихідного строку до моменту, коли настає мінімальна температура, і знаходиться за даними про добовий хід температури.

У другому випадку прогноз мінімальної температури складають за формулою:

$$T_{\min} = (T_{\min})_a + \delta T_{\text{тр}}, \quad (4.25)$$

де $(T_{\min})_a$ - значення мінімальної температури на карті мінімальних температур (за минулу ніч) у точці, що відповідає початку 24-годинної траєкторії.

Для прогнозу мінімальної температури застосовують також методи М.Є. Берлянда та О.С. Зверєва.

Для прогнозу мінімальної температури за методом М.Є. Берлянда, як вихідні дані застосовують: температуру повітря T_0 ; абсолютну вологість повітря і стан поверхні ґрунту (сухий, вологий, мокрий) за спостереженнями у вечірній строк; прогноз хмарності та вітру на період Δt від початкового моменту t_0 до моменту сходу Сонця $t_{\text{сход}}$ (коли настає мінімум температури). Визначають зниження температури повітря до моменту сходу Сонця $\Delta T = T_0 - T_{\text{сход}}$. Розрахунок мінімальної температури повітря зводиться до виконання наступних операцій.

1. За вихідними значеннями температури T_0 та вологості повітря e_0 (табл. 4.2) знаходять ефективне випромінювання землі E_0 для безхмарного неба.

2. По астрономічним таблицям встановлюють момент сходу Сонця та обчислюють тривалість інтервалу $\Delta t = t_{\text{сход}} - t$.

3. Розраховують приведену кількість хмарності (у долях одиниці), яка очікується у період Δt :

$$N = 1 - (0,8 N_n + 0,6 N_c + 0,2 N_v) (N_n + N_c + N_v) \quad (4.26)$$

4. Обчислюють ефективне випромінювання E у період Δt при стані неба, який очікується, за формулою $E = NE_0$.

5. За допомогою номограми, що надана на рис. 4.7, визначають значення температури повітря ΔT за час Δt , для чого:

а) у лівій частині номограми із точки, що відповідає розрахованому значенню E , встановлюють перпендикуляр до перетину з похилою лінією для того стану ґрунту, який спостерігається, та швидкості вітру, яка очікується;

б) з точки перетину проводять горизонтальну лінію до похилої прямої (у правій частині номограми), що відповідає інтервалу часу Δt ;

в) з останньої точки перетину опускають перпендикуляр на горизонтальну вісь, де і обчислюють величину ΔT .

6. Розраховують температуру повітря у момент сходу сонця за формулою

$$T_{\text{сход}} = T_0 - \Delta T \quad (4.27)$$

або за формулою

$$T_{\text{сход}} = T_a - \Delta T, \quad (4.28)$$

де T_a - температура повітря у початковій точці траєкторії у період Δt для випадку коли очікується проходження атмосферного фронту через пункт прогнозу. Розраховане значення $T_{\text{сход}}$ вказують у прогнозі, як T_{min} .

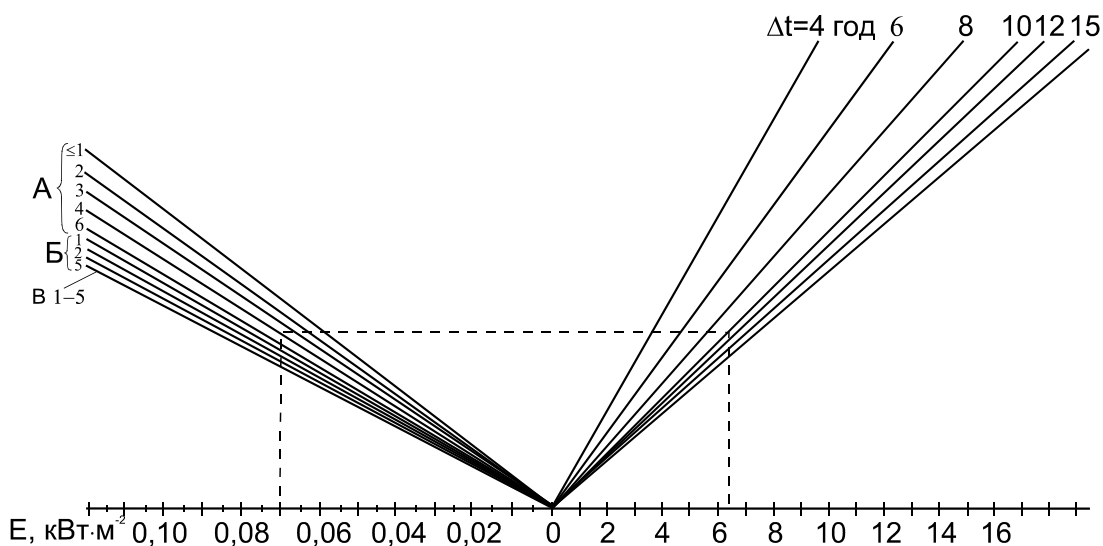


Рис. 4.7 – Номограма для визначення радіаційного зниження температури повітря.
Стан ґрунту: А – сухий, Б – вологий, В – мокрий.

Для обчислення мінімальної температури за методом О.С. Зверєва вихідними даними є:

- а) температура повітря о 12 (T_{12}) або 18 (T_{18}) год;
- б) точка роси о 12 (Td_{12}) або 18 (Td_{18}) год;
- в) кількість хмарності (з урахуванням ярусу) та швидкість вітру, які прогнозуються на ніч.

У розрахунках можна також використати дані про температуру повітря та точку роси у строки, що відрізняються від 12 або 18 год не більше, ніж на 1 год. Розрахунки виконують за допомогою номограм (рис. 4.8 та 4.9) у такому порядку.

1. На горизонтальній осі знаходять точку, яка відповідає значенню $(T - Td)_{12}$ (рис. 4.8) або $(T - Td)_{18}$ (рис. 4.9) та встановлюють перпендикуляр до перетину з похилою прямою, що відповідає швидкості вітру, яка очікується вночі. Через отриману точку проводять горизонтальну лінію до осі ординат, на якій відлічують зниження температури $\Delta T_{12} = T_{12} - T_{\text{сход}}$ або $\Delta T_{18} = T_{18} - T_{\text{сход}}$ при безхмарній погоді.

2. По додатковій номограмі (у верхній частині рис. 4.9) визначають коефіцієнт m (поправку на хмарність).

3. Значення T_{\min} , що дається в прогнозі, знаходять за формулою

$$T_{\min} = T_{12} - m \Delta T_{12} \quad \text{або} \quad T_{\min} = T_{18} - m \Delta T_{18}.$$

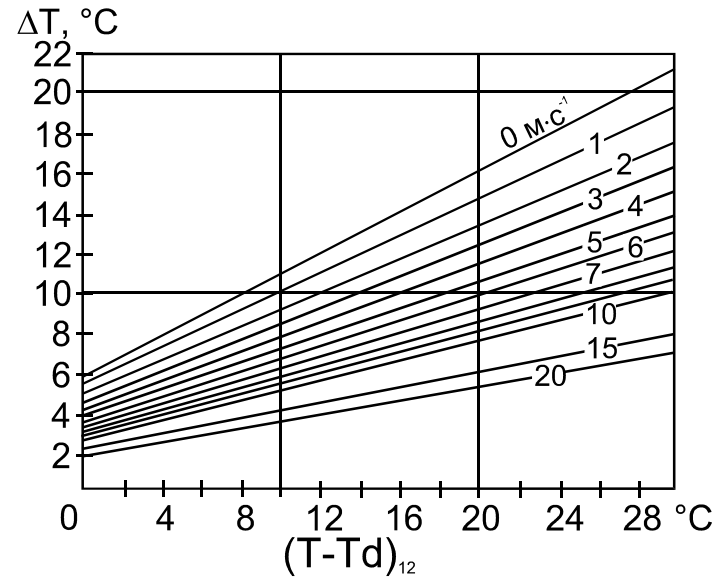


Рис. 4.8 - Номограма для прогнозу нічного мінімуму температури за даними спостережень об 11...13 год за місцевим часом.

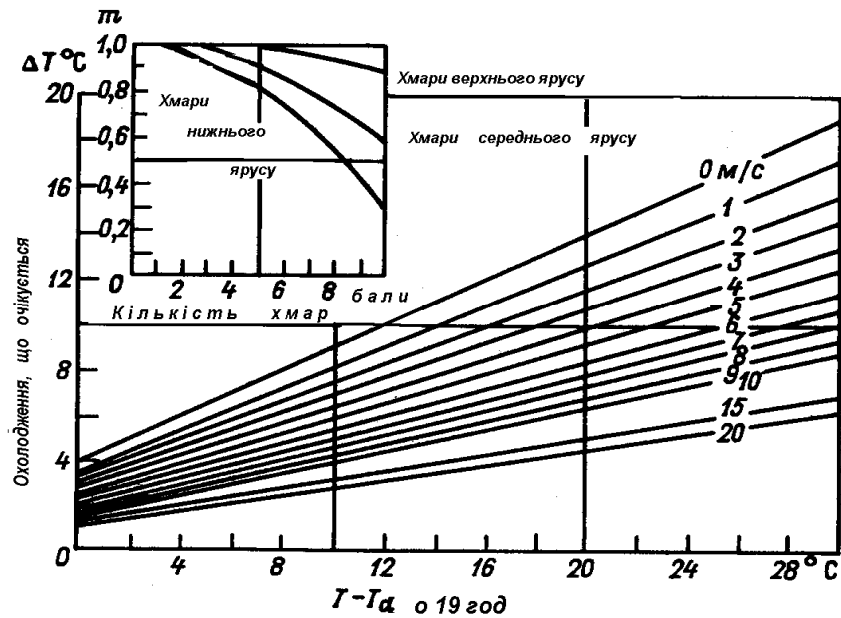


Рис. 4.9 - Номограма для прогнозу нічного мінімуму температури за даними спостережень о 17...19 год місцевого часу.

Таблиця 4.2 - Ефективне випромінювання поверхні землі E_0 , кВт/м²

$T_0, ^\circ\text{C}$	e_0 , гПа						
	1	2	3	4	5	6	7
-10	0,091	0,084	0,077				
-5	0,098	0,091	0,084	0,084			
0	0,105	0,098	0,091	0,091	0,084		
5	0,112	0,112	0,098	0,098	0,091	0,084	0,084
10	0,119	0,112	0,105	0,105	0,098	0,091	0,091
15		0,119	0,112	0,112	0,105	0,098	0,098
20			0,126	0,119	0,112	0,105	0,105
25					0,119	0,119	0,112
30						0,126	0,119
$T_0, ^\circ\text{C}$	8	10	12	14	16	18	20
-10							
-5							
0							
5	0,084						
10	0,084	0,084	0,077				
15	0,091	0,084	0,084	0,077	0,070		
20	0,098	0,091	0,084	0,077	0,077	0,070	
25	0,105	0,098	0,091	0,091	0,084	0,077	0,070
30	0,112	0,105	0,098	0,091	0,091	0,084	0,077

В окремих випадках для прогнозу T_{\min} використовуються прості *емпіричні формули*. При температурі повітря в початковий термін -15°C і нижче, коли точно очікується ясна погода і слабкий вітер, формули для розрахунку T_{\min} :

$$T_{\min} = T_{13} - \frac{1}{2}(T_{13} - T_{d_{13}}) - 8, \quad (4.29)$$

$$T_{\min} = T_{19} - \frac{1}{2}(T_{19} - T_{d_{19}}) - 6. \quad (4.30)$$

При температурі повітря більше за -15°C у вихідний строк:

$$T_{\min} = T_{13} - \frac{1}{2}(T_{13} - T_{d_{13}}) - 6, \quad (4.31)$$

$$T_{\min} = T_{19} - \frac{1}{2}(T_{19} - T_{d_{19}}) - 4. \quad (4.32)$$

Для прогнозу температури повітря на практиці може використовуватися ще цілий ряд методів і прийомів, які пройшли оперативну перевірку в різних регіонах України та Росії.

Формули Купріянова для визначення мінімальної і максимальної температури мають вигляд:

$$T_{\min} = 0,5 (T_{\max} + T_{850}) - \Delta T_{\min}, \quad (4.33)$$

$$T_{\max} = 0,5 (T_{\min} + T_{850}) - \Delta T_{\max}, \quad (4.34)$$

де $\Delta T_{\min} = 0,5 (T_{\max}^* + T_{850}) - \Delta T_{\min}$,
 $\Delta T_{\max} = T_{\max} - 0,5 (T_{\min}^* + T_{850})$,
 T_{\max} і T_{\min} – температура повітря за поточний день,
 T_{\max}^* і T_{\min}^* – температура повітря попередньої доби.

Формула Міхельсона для прогнозу мінімальної температури використовується в наступному вигляді:

$$T_{\min} = T_{d_{21}} - 2, \quad (4.35)$$

де $T_{d_{21}}$ – точка роси за строк 21 год; значення 2 отримано шляхом підбору.

За *емпіричними формулами* можна виконати прогноз максимальної температури повітря на рівнях 850 і 700 гПа, додаючи до значення температури на цих висотах за вихідний строк відповідний емпіричний коефіцієнт:

$$T_{\max} = T_{700} + 23 \quad (4.36)$$

або

$$T_{\max} = T_{850} + 14. \quad (4.37)$$

Формула (4.37) отримала достатнє поширення на території Східної Європи.

Для прогнозу температури на різних висотах при метеорологічному забезпеченні авіації можна скористатися формулами:

$$T_{850} = 1,806 (H_{700} - H_{850}), \quad (4.38)$$

$$T_{700} = 1,041 (H_{500} - H_{700}), \quad (4.39)$$

$$T_{500} = 0,690 (H_{300} - H_{500}), \quad (4.40)$$

де температура повітря вказана в Кельвінах, а висота поверхні в декаметрах.

Максимальну і мінімальну температуру в оперативній практиці метеопідрозділів України можна розрахувати за формулами:

$$T_{\max} = T_{cx} + A + (\delta T)_{c-m}^{(ad)}, \quad (4.41)$$

$$T_{\min} = T_{\text{зах}} - 0,64A + \tau + (\delta T)_{3-c}^{(ad)}, \quad (4.42)$$

$$T_{\text{зах}} = T_{\text{сх}} + 0,64A + (\delta T)_{c-3}^{(ad)}, \quad (4.43)$$

де $(\delta T)_{c-m}^{(ad)}$, $(\delta T)_{3-c}^{(ad)}$, $(\delta T)_{c-3}^{(ad)}$ - адвективні зміни температури за відрізок часу від сходу Сонця до моменту максимуму температури, на протязі нічної частини доби (від заходу до сходу Сонця) і денної частини доби (від сходу до заходу Сонця), відповідно; $T_{\text{зах}}$, $T_{\text{сх}}$ – температура повітря в момент заходу і сходу Сонця, відповідно; A – амплітуда (°C) добового ходу для даних умов погоди, що залежать в основному від кількості хмар; τ – середня добова трансформаційна зміна температури повітря за відсутності адвективних змін температури.

Якщо розрахунок T_{\min} за формулою (4.42) проводиться вдень, то значення вихідної температури $T_{\text{зах}}$, що входить в цю формулу, попередньо розраховуються по (4.43). В цілому при розрахунку за формулами (4.41) - (4.43) необхідно дати загальний прогноз хмарності, в залежності від якого вибираються значення A за конкретний період часу.

Значення змін температури, обумовлених адвекцією в (4.41) - (4.43), також прогнозуються на відповідні частини доби з використанням прогностичних карт. Причому $(\delta T)^{ad}$ включає в себе адвективні та трансформаційні значення, які знаходяться в залежності від швидкості вітру.

При розрахунках за (4.41) - (4.43) передбачається, що погода досить однорідна на період дії прогнозу і тому вибирається одно (для дня і ночі) значення A . Якщо погода на прогнозованому відрізку часу суттєво змінюється (наприклад, хмарність в першу половину дня – суцільна, а в другу - невелика), то застосовуються видозмінені формули. Допустимо, що погоді першої та другої половини дня (ночі) відповідають амплітуди $A_{D,I}$ та $A_{D,II}$ ($A_{H,I}$ та $A_{H,II}$). Тоді вираз для розрахунку максимуму і мінімуму температури виглядає наступним чином:

$$T_{\max} = T_{\text{сх}} + 0,88A_{D,I} + 0,12A_{D,II} + (\delta T)_{c-m}^{(ad)}, \quad (4.44)$$

$$T_{\min} = T_{\text{зах}} - 0,48A_{H,I} - 0,16A_{H,II} + \tau + (\delta T)_{3-c}^{(ad)}, \quad (4.45)$$

$$T_{\text{зах}} = T_{\text{сх}} + 0,88A_{D,I} - 0,24A_{D,II} + (\delta T)_{c-3}^{(ad)}. \quad (4.46)$$

Якщо $A_{D,I} = A_{D,II}$, то (4.44) переходить в (4.41), а (4.46) в (4.43), аналогічно, при $A_{H,I} = A_{H,II}$ формули (4.45) і (4.42) співпадають. Коефіцієнт при $A_{D,I}$ в (4.44) приблизно в 7 раз більший, ніж при $A_{D,II}$, тобто на точність значний вплив може здійснювати похибка у виборі $A_{D,I}$. Тому при прогнозі максимальної температури за (4.44) особливо важливе точне

врахування кількості хмар на першу половину дня. При розрахунку мінімальної температури слід уважно провести врахування хмарності в першу половину ночі, так як коефіцієнт при $A_{н,д}$ в (4.45) в 3 рази більший, ніж при $A_{н,п}$.

4.5 Прогноз заморозків

У центральних областях Східної Європи весняні заморозки можливі до половини червня, а осінні починаються у другій половині вересня. В умовах Одеси максимально пізній заморозок спостерігався 16 травня.

Заморозки - це короткочасне зниження температури до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче на загальному фоні додатних температур. За умовами виникнення заморозки поділяються на радіаційні (за рахунок нічного охолодження підстильної поверхні і прилеглого до неї шару атмосфери, звичайно спостерігаються через 2...3 доби після вторгнення холодної повітряної маси частіше в нічні години); адвективні (зниження температури, яке спостерігається одночасно із вторгненням холодної повітряної маси в будь-який час доби); адвективно-радіаційні (спостерігаються в першу і другу ніч після вторгнення холодної повітряної маси).

Випромінюванню підстильної поверхні сприяють: стан неба (максимальні умови для ефективного випромінювання при малохмарній погоді), вітровий режим (радіаційні та адвективно-радіаційні заморозки спостерігаються при штильовій погоді), вологовміст повітряної маси і стан підстильної поверхні. Якщо підстильна поверхня зволожена, а $(T_d)_{21}^h > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, то заморозки, як правило, відсутні. Якщо $(T_d)_{21}^h \leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, потрібно очікувати радіаційний або адвективно-радіаційний заморозки. Якщо $(T_d)_{21}^h < 2\text{ }^{\circ}\text{C}$, то заморозки можливі при малохмарній погоді. Якщо $(T_d)_{21}^h > 2\text{ }^{\circ}\text{C}$, то заморозки відсутні. Імовірність заморозків зростає при формуванні приземної інверсії. Якщо спостерігається інверсійний розподіл вологості, це знижує імовірність заморозку. Якщо ґрунт вологий, а $T_d > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, то спостерігається формування туману, а імовірність заморозку зменшується.

Заморозки на Україні

Заморозки - це зниження температури повітря або поверхні ґрунту до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче після стійкого переходу середньодобової температури повітря через $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Заморозки на початку весни і пізньою осінню на території України спостерігаються щорічно і не приносять значної шкоди народному господарству, якщо вони нетривалі. Більш небезпечні пізні весняні і ранні осінні заморозки, які наступають після тривалих безморозних періодів. У більшості випадків такі заморозки бувають адвективно-радіаційними.

Складені карти дат заморозків, які слід враховувати при прогнозі заморозків.

Висотне баричне поле під час пізніх весняних і ранніх осінніх заморозків має добре виражену меридіональність, обумовлену стаціонуванням над Західною Європою потужного гребеня високого тиску, а над Східною Європою глибокої улоговини. Вершина висотного гребеня досягає 70...75° пн.ш., а його основа пов'язана із субтропічним антициклоном. Вісь улоговини орієнтована з Баренцового і Карського морів або з Таймирського півострова на Чорне море і Північний Кавказ. У південній частині улоговини нерідко формуються окремі циклони. Поглиблення висотної улоговини і стійке положення осі гребеня призводять до посилення меридіональної циркуляції над Східною Європою і поширення холодного повітря на територію України, аж до узбереж Чорного та Азовського морів.

Виникнення пізніх весняних і ранніх осінніх заморозків на території держави як правило спостерігається при переміщенні з півночі на південь по одній із ультраполярних траєкторій ядер або гребенів високого тиску, що сформувались в холодному арктичному повітрі, в якому денні температури не перевищують 11...15 °С. Крім того, зниженню температури повітря до заморозків сприяє нічне радіаційне вихолодження при проясненні та слабкому вітрі.

Спостерігаються три різновидності такого процесу.

1. Приземний антициклон формується над північчю Скандинавії, по східній периферії якого на Східну Європу переміщується холодне повітря з Баренцового або Карського морів (рис. 4.12-4.13);

2. Антициклон утворюється над півднем Карського моря або Таймирським півостровом, звідки на Східну Європу поширюється холодне повітря (рис. 4.14-4.15);

3. Антициклон зароджується над Норвезьким морем, а холодне повітря в його систему втягується із Гренландського і півночі Баренцового морів (рис. 4.16-4.17).

Пізні весняні і ранні осінні заморозки звичайно починаються не відразу після затоку холоду, а в наступні ночі, коли слабне вітер і розсіюється хмарність, тобто на територію України переміщується центральна частина антициклону або осі гребеня.

Для розрахунку мінімальних значень температури в періоди повернення холодів рекомендується використовувати методику, описану в п. 4.4 і яка рекомендує застосування графіка добового ходу температури.

Прийнято вважати, що якщо о 21 год за місцевим часом $T_d \leq 0$ °С або $T_d \leq 2$ °С при ясному небі і штилі, то вночі слід чекати заморозки, а якщо $T_d > 2$ °С, то заморозки малоімовірні.

В степових і передгірних районах Криму очікуване нічне зниження температури визначається за допомогою емпіричної залежності виду

$$\Delta T = 0,5 (T_{13} - T_{d13}) - k,$$

де T_{13} і T_{d13} – температура повітря і точка роси о 13 год, k – коефіцієнт, що дорівнює 6 °С для району Сімферополя, 8 °С – Білогорська, 10 °С – Голубинки, 3 °С – Старого Криму.

Для прогнозу заморозків можна використовувати ще декілька методів.

Метод Міхельсона дозволяє визначити імовірність виникнення заморозків за графіком (рис. 4.10), де по горизонтальній осі відкладені значення абсолютної вологості (в мм рт.ст.), а по вертикальній – імовірність виникнення заморозків. Похилі лінії відповідають абсолютній вологості повітря о 13 і 21 год за місцевим часом.

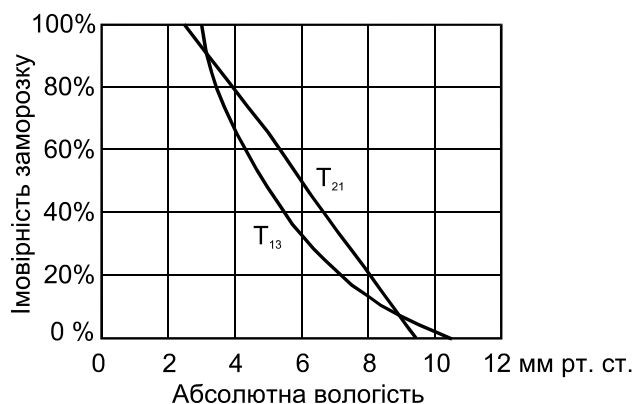


Рис. 4.10 – Графік Міхельсона для визначення імовірності заморозків.

Метод Броунова також дозволяє розрахувати можливість виникнення заморозків в імовірнісній формі (рис. 4.11). На графіку по горизонтальній осі знаходиться різниця температур о 13 і 21 год за місцевим часом, а по вертикальній – температура повітря о 21 год. Шість похилих ліній показують різну імовірність виникнення заморозків.

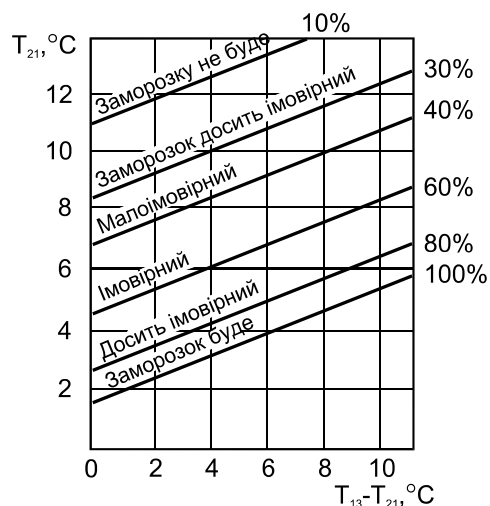


Рис. 4.11 – Графік Броунова для визначення імовірності заморозків.

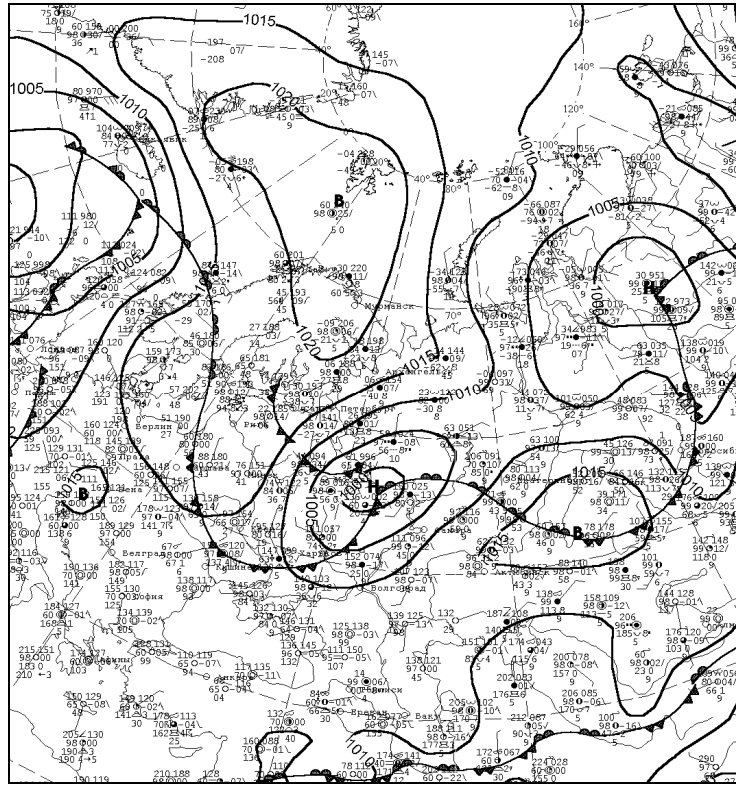


Рис. 4.12 - Приземна карта погоди за 00 СГЧ 02.06.2003. Тип 1.

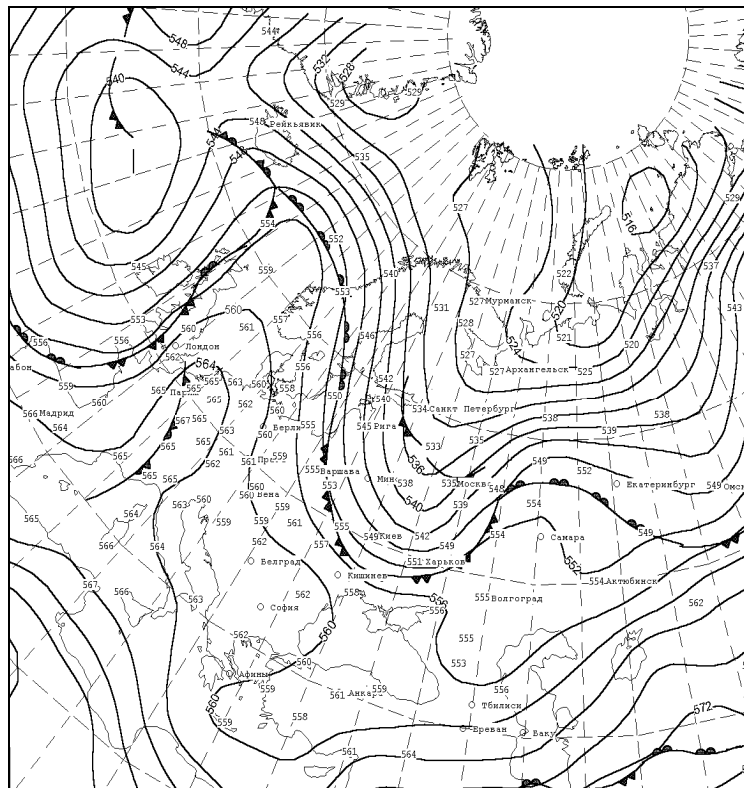


Рис. 4.13 - Карта ОТ-500/1000 за 00 СГЧ 02.06.2003. Тип 1.

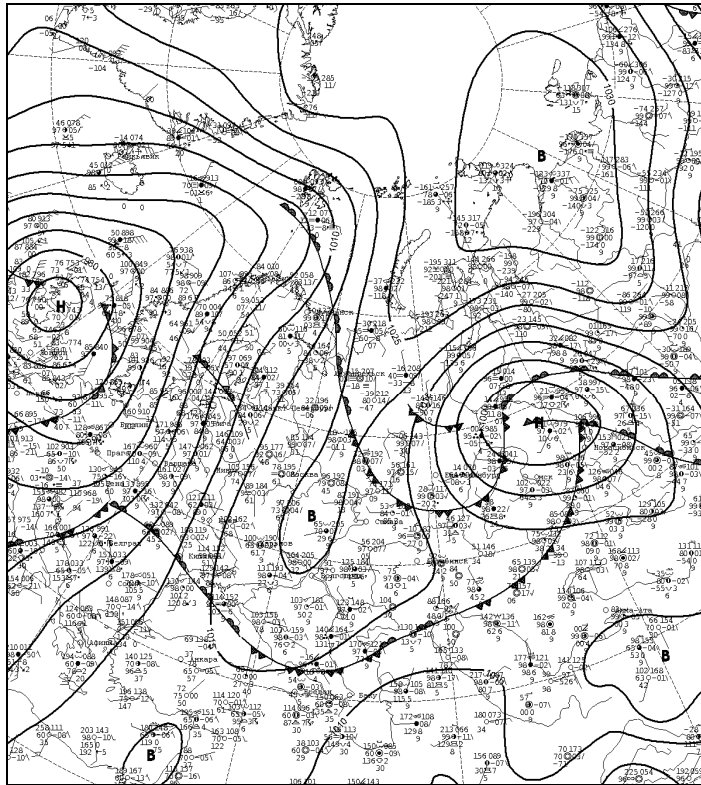


Рис. 4.14 - Приземна карта погоди за 00 СГЧ 05.05.2004. Тип 2.

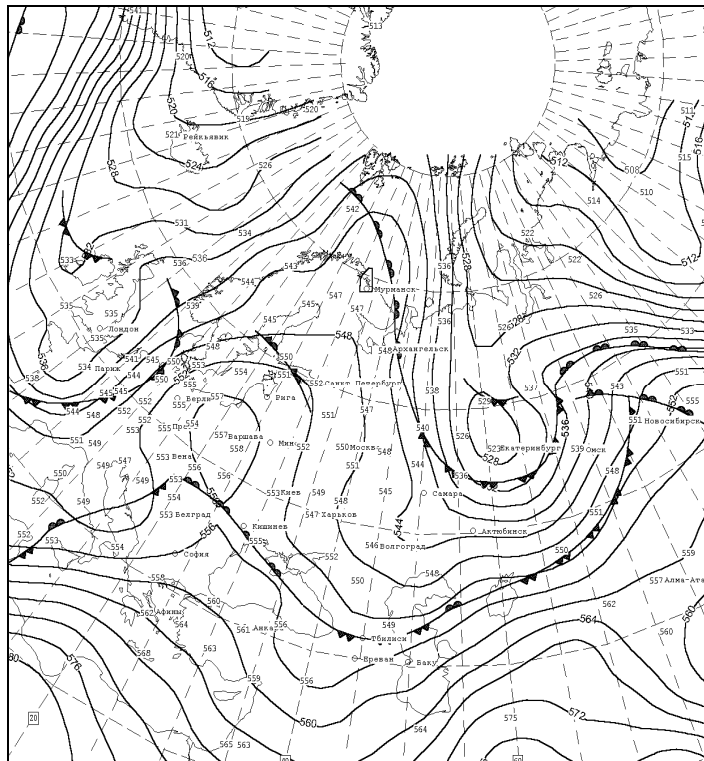


Рис. 4.15 - Карта ОТ-500/1000 за 00 СГЧ 05.05.2004. Тип 2.

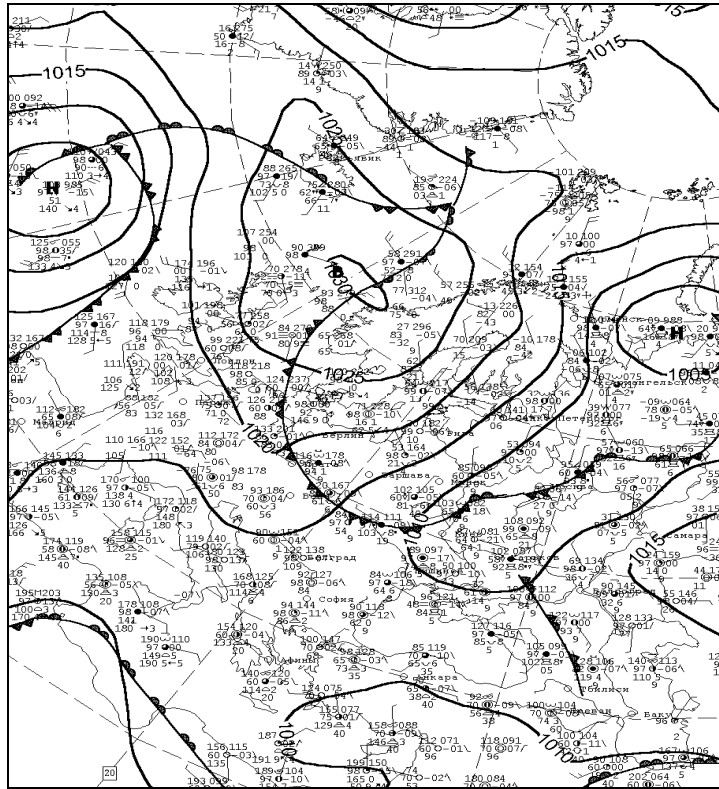


Рис. 4.16 - Приземна карта погоди за 00 СГЧ 11.05.2001. Тип 3.

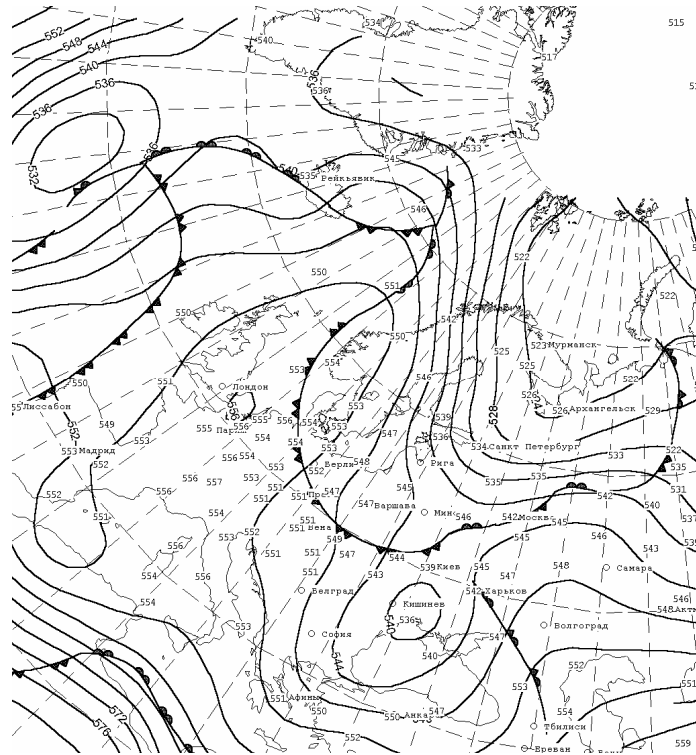


Рис. 4.17 - Карта ОТ-500/1000 за 00 СГЧ 11.05.2001. Тип 3.

5 ПРОГНОЗ ВОЛОГОСТІ

5.1 Загальна схема прогнозу

Поле вологості є складним дискретним полем, особливо біля земної поверхні. Це пояснюється великою мінливістю вологості за рахунок різноманітних чинників (зміна температурного режиму, випаровування, конденсація тощо)

Прогноз вологості необхідний при прогнозі туману, хмарності, опадів (облогових і зливових).

Прогноз вологості утруднений через крайню неоднорідність поля вологості та його малу дослідженність.

Як відомо, вологість повітря описується різними характеристиками. В синоптичній практиці частіше за все користуються точкою роси (T_d , °C) та її дефіцитом (D , °C), відносною вологістю (f , %) і масовою часткою водяної пари (q , ‰).

При визначенні змін вологості повітря в атмосфері основним є рівняння перенесення вологи. Для ненасиченого водяною паром повітря рівняння перенесення для T_d і D з урахуванням головних чинників мають вигляд:

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T_d}{\partial x} + v \frac{\partial T_d}{\partial y}\right) - w(\gamma_{a_{T_d}} - \gamma_{T_d}) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T_d}{\partial z}, \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial D}{\partial x} + v \frac{\partial D}{\partial y}\right) - w(\gamma_{a_D} - \gamma_D) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial D}{\partial z}, \quad (5.2)$$

де u, v - горизонтальні складові швидкості вітру;

w - вертикальна складова;

$\gamma_{a_{T_d}}, \gamma_{T_d}, \gamma_{a_D}, \gamma_D$ - відповідно адіабатичний і фактичний вертикальні градієнти T_d і D ; k - коефіцієнт турбулентності.

Для приземного шару атмосфери члени, що залежать від w , зневажливо малі, тобто локальні зміни точки роси і її дефіциту в ненасиченому повітрі в приземному шарі атмосфери відбуваються в основному внаслідок горизонтального перенесення водяної пари (перші доданки правих частин рівняння) і турбулентного вологообміну з підстильною поверхнею (третій доданок). Останній обумовлює добовий хід приземної вологості повітря і грає основну роль в трансформаційній зміні вологості повітря в приземному шарі атмосфери.

Аналогічно з прогнозом температури повітря, формулу для прогнозу точки роси $(T_d)_{пр}$ і дефіциту точки роси $D_{пр}$ можна записати в наступній схематичній формі:

$$(T_d)_{np} = (T_d)_a + (\delta T_d)_{mp} + (\delta T_d)_{\alpha x}, \quad (5.3)$$

$$D_{np} = (D)_a + (\delta D)_{mp} + (\delta D)_{\alpha x}. \quad (5.4)$$

Адвективні зміни вологості за сприятливих умов можуть досягати декількох градусів Цельсія за добу (для q декількох ‰ за добу).

Адвективна зміна T_d і D зумовлена горизонтальним перенесенням водяної пари. Якщо вісь X направлена у напрямі повітряного потоку (тоді

$u > 0$ і $v > 0$), то при адвекції більш вологого повітря $-u \frac{\partial T_d}{\partial x} > 0$, отже,

$\frac{\partial T_d}{\partial t} > 0$, тобто значення T_d в будь-якому конкретному пункті згодом

зростає; навпаки, при адвекції менш вологого повітря $-u \frac{\partial T_d}{\partial x} < 0$ і

$\frac{\partial T_d}{\partial t} < 0$. Під впливом адвекції відбувається збільшення дефіциту точки

роси $\frac{\partial D}{\partial t} > 0$, якщо повітря переноситься з області з високими значеннями

D в область з відносно низьким дефіцитом (адвекція менш вологого повітря), а при адвекції більш вологого повітря відбувається зменшення

дефіциту точки роси, тобто $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$.

Для розрахунку адвективних змін вологості повітря за деякий проміжок часу Δt використовуються приземні синоптичні карти і карти відповідних рівнів. Основним етапом розрахунку є побудова траєкторії руху повітряної частки, що перемістилася до моменту часу $t + \Delta t$ в точку прогнозу. Побудова траєкторії руху повітряної частки дається розглянутими вище методами (див. прогноз температури повітря). У початкових точках траєкторії на фактичних картах погоди знаходяться $(T_d)_{adv}$ або $(D)_{adv}$.

Значно важче розрахувати трансформаційні зміни вологості і зробити облік їх добового ходу.

Трансформаційні зміни вологості повітря. У змінах вологовмісту в приземному шарі істотну роль грає вертикальний вологообмін з підстильною поверхнею, який визначається вертикальним градієнтом і коефіцієнтом турбулентності.

Трансформаційні зміни приземної вологості повітря залежать головним чином від міри зволоженості підстильної поверхні вздовж

траєкторії перенесення повітря і, як вже відмічено, інтенсивності турбулентного вологообміну. У свою чергу, інтенсивність турбулентного обміну в приземному шарі атмосфери зростає з посиленням вітру і збільшенням нестійкості температурної стратифікації. Остання обставина призводить до посилення вертикального перемішування повітря, що сприяє збільшенню товщини шару, в якому відбувається вологообмін між підстильною поверхнею та атмосферою, і до відповідної зміни вологості повітря біля поверхні землі.

У теплий період року над континентами спостерігається переважання турбулентного обміну в денний час, оскільки ця частина доби характеризується великим вертикальним температурним градієнтом і, отже, напрямом потоків вологи від земної поверхні вгору. Однак в конкретних умовах може спостерігатися інверсійний розподіл вологості, наприклад за рахунок нерівномірної її адвективної зміни по висоті. У таких випадках потік водяних парів направлений зверху вниз. Ці обставини мають істотне значення при утворенні хмарності і туманів.

Над океанами і покритою снігом земною поверхнею добовий хід турбулентного обміну ослаблений.

В основі введення трансформаційних поправок до характеристик вологості переважають емпіричні залежності (так як кількісно оцінити перерозподіл вологи в приземному шарі поки важко), які зводяться до наступного.

У теплий час року трансформаційна зміна вологості внаслідок випаровування з поверхні ґрунту при переміщенні ненасиченого водяною парою повітря залежить від міри зволоження підстильної поверхні. Про міру зволоження ґрунту можна судити на основі запасу вологи в ньому, що вимірюється інструментально або візуально. Інструментальні вимірювання (в мм) проводяться один раз в декаду, візуальні (в балах) о 06 і 18 год щодня.

1. При переміщенні повітря над сухим ґрунтом $(\delta T_d)_{тр} = 0$ °С, і при прогнозі вологості в цьому випадку достатньо обмежитися адвекцією.

2. У разі переміщення повітря над однорідно зволоженою підстильною поверхнею і при очікуваному підвищенні температури повітря залежність між $(\delta q)_{тр}$ і $(\delta T)_{тр}$ може бути отримана з виразу:

$$(\delta q)_{тр} \approx 0,07q_0(\delta T)_{тр}, \quad (5.5)$$

де q_0 - масова частка водяної пари на початку траєкторії;

$(\delta q)_{тр}$, $(\delta T)_{тр}$ - трансформаційні зміни q і T , відповідно.

Примітка. Оскільки різні характеристики вологості повітря функціонально пов'язані між собою, то, знаючи T і T_d , можемо за допомогою психрометричних таблиць або аерологічної діаграми

визначити величину q , відносну і абсолютну вологість. Тому будемо розглядати лише прогноз T_d або q .

Вираз (5.5) отриманий внаслідок спільного рішення системи рівнянь перенесення для температури повітря і масової частки водяної пари (питомої вологості) в приземному шарі атмосфери.

Перехід від $(\delta q)_{тр}$ (у ‰) до $(\delta T_d)_{тр}$ можна здійснити за допомогою графіка (рис. 5.1).

3. При переміщенні з сухого ґрунту на розмоклу або вологу поверхню, вологість повітря збільшується. При цьому у випадках, коли адвективне значення $D_a < 4$ °С, трансформаційний приріст T_d складе ≈ 2 °С, при 4 °С $< D_a \leq 8$ °С значення $(\delta T_d)_{тр} \approx 4$ °С, при 8 °С $< D_a \leq 12$ °С значення $(\delta T_d)_{тр} \approx 5$ °С; при 12 °С $< D_a \leq 20$ °С значення $(\delta T_d)_{тр} \approx 8$ °С.

Цими залежностями можна користуватися і в разі переміщення повітря з сухого ґрунту на вологий, зменшивши значення $(\delta T_d)_{тр}$ на 2 °С.

Для розрахунку приросту масової частки водяної пари (в середньому) при вище приведеному стані поверхні ґрунту застосовуються залежності:

$$(\delta q)_{тр\text{вол}} = 1,5 \text{ ‰},$$

$$(\delta q)_{тр\text{розм}} = 2,5 \text{ ‰}.$$

Величина $(\delta q)_{тр}$ за добу може визначатися за графіком (рис. 5.2).

Величина $(\delta q)_{тр}$ за добу може визначатися за графіком (рис. 5.2).

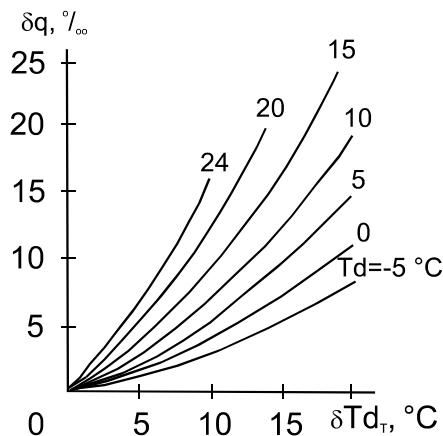


Рис. 5.1 - Зв'язок між δq та $(\delta T_d)_{тр}$ при різних значеннях T_d .

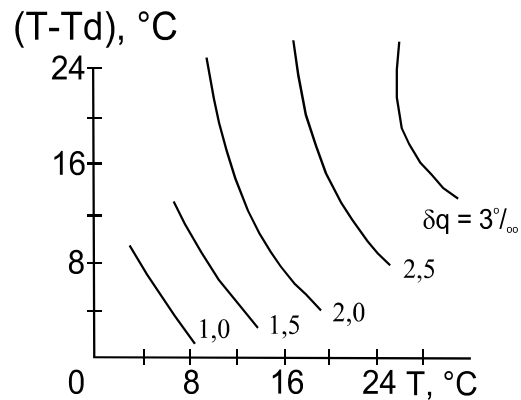


Рис. 5.2 - Графік для визначення трансформаційних змін масової частки водяної пари при зміщенні повітря з сухого ґрунту на вологий або розмоклий

При переміщенні частки повітря з сухого ґрунту на вологий, застосовують цей же графік, але результат зменшують на 1%.

4. У разі переміщення повітря з вологого або размоклого ґрунту на суху підстильну поверхню, T_d в поступаючому повітрі буде знижуватися в середньому на 1,5 °С, тобто $(\delta T_d)_{тр} \approx 1,5$ °С за добу.

Правила 1...4 справедливі в основному для теплого періоду року.

5. У повітрі, насиченому водяною парою, тобто коли $(T - T_d) = 0$ °С, трансформаційні зміни T_d рівні трансформаційним змінам температури повітря: $(\delta T_d)_{тр} = (\delta T)_{тр}$. Наприклад, якщо очікується дощ ($D = 0$ °С) і одночасно трансформаційне зниження або зростання температури повітря на 5...6 °С, то для цього інтервалу часу потрібно чекати таку ж зміну T_d , тобто $(\delta T_d)_{тр} = 5...6$ °С.

Це правило може застосовуватись в будь-яку пору року.

6. У холодну половину року $(\delta T_d)_{тр} = (\delta T)_{тр}$ і при дефіциті, відмінному від нуля.

Однак якщо $(\delta T)_{тр}$ за абсолютною величиною виявиться більше D , то значення T_d приймається рівним значенню температури повітря з урахуванням поправки на трансформацію. Це правило може застосовуватись як для поверхні землі, так і для рівнів 850 та 700 гПа.

В інших випадках, оскільки даних про трансформаційні зміни вологості на висотах немає, при прогнозі T_d на стандартних рівнях атмосфери потрібно користуватися її адвективними значеннями.

При відсутності опадів зміна вологості, зумовлена трансформацією, також визначається шляхом оцінки трансформаційних змін дефіциту $(T - T_d)$, які розраховують за формулою:

$$\delta (T - T_d)_{тр} = k[(T - T_d)_к - (T - T_d)_п], \quad (5.6)$$

де k - коефіцієнт, що залежить від стану підстильної поверхні.

Коли поверхня повністю вкрита снігом, вважають $k = 0,2$, коли поверхня вільна від снігу – $k = 0,5$, коли частка повітря переміщується з відкритого ґрунту на сніговий покрив або навпаки – $k = 0,8$.

Якщо очікується конденсація, то потрібно врахувати цей процес (див. рис.4.1).

Зміна дефіциту точки роси за рахунок добового ходу обчислюється за виразом:

$$\delta(T - T_d)_{дх} = -\delta(T - T_d)_п - \delta(T - T_d)_к, \quad (5.7)$$

де $\delta(T - T_d)_п$ і $\delta(T - T_d)_к$ - відхилення від дефіциту T_d , зняті з графіка для початкового і кінцевого моментів часу.

Якщо в пункті прогнозу очікується випадіння опадів, то прогнозується дефіцит точки роси з урахуванням характеру опадів. Значення $(T - T_d)$

змінюються від 2,0 до 0,5 в залежності від характеристики та інтенсивності очікуваних опадів і властивостей підстильної поверхні.

Якщо очікуються короткочасні опади, то $(T - T_d)$ визначається за формулою:

$$T - T_d = (T - T_d)_a - \delta(T - T_d)_R. \quad (5.8)$$

де $\delta(T - T_d)_R$ знаходять по таблиці (див. «Практикум по синоптической метеорологии», 1983 р.).

Добовий хід дефіциту точки роси не враховується при суцільній хмарності.

Схему прогнозу приземної вологості повітря з урахуванням її добового ходу можна представити у вигляді (5.3):

$$(T_d)_{пр} = (T_d)_a + (\delta T_d)_{тр} + (\delta T_d)_{дх}.$$

В якості вихідної метеорологічної інформації використовують карти погоди за 00 СГЧ поточної доби. Розрахунок прогностичних значень T_d проводиться в наступній послідовності.

1. По фактичній синоптичній карті за 00 СГЧ і прогностичних картах відповідної завчасності будується прогностична траєкторія повітряної частки із завчасністю 12, 24 або 36 год і знаходяться адвективні значення $(T_d)_{a12}$, $(T_d)_{a24}$, $(T_d)_{a36}$.

2. Прогноз T_d із завчасністю 24 год здійснюється по формулі (5.3) без урахування добового ходу; в залежності від міри зволоженості підстильної поверхні (за розглянутими вище правилами і емпіричними графіками).

Прогноз T_d із завчасністю 12 і 36 год проводиться по формулі (5.3), причому ΔT_d визначається по графіках добового ходу T_d як різниця між екстремальним відхиленням значення T_d в денні години від його значення в початковий строк.

У табл. 12.2.1 «Руководства по краткосрочным прогнозам погоды», ч.1 приведені для ряду пунктів СНД дані про середні відхилення T_d від її значень о 18 СГЧ год для теплого півріччя по типах добового ходу T_d .

Тип 1 має два максимуми (вранці та ввечері) і два мінімуми (вночі та вдень). Тип 2 характеризується одним максимумом вдень і одним мінімумом вночі.

Тип 1 частіше за все зустрічається над сухою підстильною поверхнею і при малохмарній погоді (0...4 бали). При типі 2 переважає волога підстильна поверхня і хмарна погода (5...7 балів), часто із зливовими опадами.

Отже, спочатку визначається стан ґрунту, потім тип добового ходу T_d і знаходиться ΔT_d поточної і наступної доби.

Даний спосіб прогнозу отримав застосування в синоптичній практиці, але досить обмежено, оскільки емпіричні дані про добовий хід T_d

розраховані тільки для теплого півріччя і для декількох пунктів території СНД (Чита, Москва, Свердловськ, Вільнюс, Красноярськ).

Формула (5.3) має той недолік, що вона не враховує реальних фізичних особливостей зміни вологості повітря в приземному шарі атмосфери. Зокрема, при введенні поправки, що залежить від добового ходу T_d , допускається, що її значення не залежить від швидкості переміщення повітряних мас. У наступному параграфі вказуються шляхи до усунення цього недоліку.

Дуже ретельно проведений аналіз добової зміни T_d біля поверхні землі для Новосибірська. Порівняння кривих добового ходу точки роси між собою дозволило виділити 3 типи і декілька підтипів.

1 тип – мінімум вдень (коли хід T_d зворотний ходу температури повітря);

2 тип – максимум вдень (хід T_d повторює хід температури повітря);

3 тип – зміна T_d протягом доби на ± 1 °С.

У теплий період найбільшу повторюваність має тип 1 (тут виділено 5 підтипів, що розрізняються між собою кількістю мінімумів і максимумів, часом їх настання і відхиленнями від вихідних значень за 00 СГЧ). Кожному типу кривої (всі графіки побудовані) відповідає певний стан атмосфери, підстильної поверхні та погодних умов. Так, I-й тип кривої частіше спостерігається при антициклонічному полі, II-й і III-й типи - при циклонічному. Перший тип характеризується невеликою хмарністю, сухим станом ґрунту, середнім дефіцитом T_d в граничному шарі атмосфери не менше за 10 °С, наявністю γ_{ca} в травні-вересні при середній висоті ($\bar{H}_{\gamma_{ca}}$) поширення його до 1,2...1,4 км. Другий тип звичайно відмічається при $D \approx 5$ °С і $\bar{H}_{\gamma_{ca}} = 0,7...0,8$ км. Третій тип характеризується похмурою погодою, $D \leq 5$ °С, $\bar{H}_{\gamma_{ca}} \approx 0,6...0,9$ км.

5.2 Розрахунок приземної вологості повітря з використанням кліматичних середньомісячних карт амплітуд точки роси або дефіциту точки роси

Розрахунок T_d і D , заснований на застосуванні рівняння перенесення вологи, із завчасністю 12, 24 і 36 год для вологої підстильної поверхні (тип II добового ходу) проводиться за формулами:

$$\begin{aligned} (T_d)_{12} &= (T_d)_a + k_1(T_{dk} - T_{da}) \pm (a_N A_{T_d})_I, \\ D_{12} &= D_a + k_2(D_k - D_a) \pm (a_N A_D)_I, \end{aligned} \tag{5.9}$$

$$\begin{aligned}(T_d)_{24} &= (T_d)_a + k_1(T_{dk} - T_{da}) \mp (a_N A_{T_d})_I \pm (a_N A_{T_d})_{II}, \\ D_{24} &= D_a + k_2(D_k - D_a) \mp (a_N A_D)_I \pm (a_N A_D)_{II},\end{aligned}\quad (5.10)$$

$$\begin{aligned}(T_d)_{36} &= (T_d)_a + k_1(T_{dk} - T_{da}) \pm (a_N A_{T_d})_I \mp (a_N A_{T_d})_{II} \pm (a_N A_{T_d})_{III}, \\ D_{36} &= D_a + k_2(D_k - D_a) \pm (a_N A_D)_I \mp (a_N A_D)_{II} \pm (a_N A_D)_{III}.\end{aligned}\quad (5.11)$$

У формулах (5.9...5.11) верхні знаки (+ або -) беруться при прогнозі на 12 СГЧ, а нижні - при прогнозі на 00 СГЧ; $k_1 = 0,1$, $k_2 = 0,2$ - коефіцієнти, отримані емпірично; $(T_d)_{12, 24, 36}$ і $(D)_{12, 24, 36}$ - прогностичні (діагностичні) значення T_d і D із завчасністю 12, 24, 36 год; $(T_d)_a$ і $(D)_a$ - адвективні значення T_d і D в початкових точках траєкторій; $(T_d)_k$ і $(D)_k$ - значення T_d і D у вихідний строк спостережень в кінцевих точках траєкторій; $(A_{T_d})_{I,II,III}$, $(A_D)_{I,II,III}$ - кліматичні значення середньомісячної амплітуди T_d і D в середніх точках 12-годинних відрізків траєкторій повітряних часток із завчасністю 12, 24, 36 год.

Значення A_{T_d} і A_d знімаються із середньомісячних середньокліматичних карт амплітуд точки роси і дефіциту, побудованих спеціально для території СНД і Європи; $(a_N)_{I,II,III}$ - емпіричні коефіцієнти, які визначаються згідно таблиці («Руководства по краткосрочным прогнозам погоды», ч. 1) в залежності від кількості хмар, осереднених при діагнозі за два послідовних строки спостережень для тих же середніх точок 12-годинних траєкторій.

Значення коефіцієнтів $(a_N)_{I,II,III}$ вибираються в залежності від терміну прогнозу (на 00 або 12 СГЧ) і від співвідношення між середньокліматичним і фактичним значеннями хмарності в точці, що розглядається, приведеній до нижнього ярусу (аналогічно тому, як це робиться при прогнозі температури повітря).

Розрахунки вологості повітря по (5.9...5.11) можна проводити в діагнозі і прогнозі.

У першому випадку виключаються помилки неточності прогнозу баричного поля, що вельми важливо для оцінки ефективності даної методики. У другому - оцінюються реальні можливості прогнозу вологості повітря на основі прогностичної інформації про майбутні баричні поля. Для сухої підстильної поверхні (відповідно типу I добового ходу) доданки в (5.9...5.11) з індексами I, II, III беруться з протилежними знаками.

Цей спосіб застосовується в чисельних розрахунках. Перевірка цього способу на прогностичному матеріалі (по 96 випадків для кожної з трьох завчасностей) показала справджуваність 89,1, 84,2 та 83,3% відповідно при прогнозі точки роси і 79,7, 83,5 та 60,0% відповідно при прогнозі дефіциту.

Розрахунок по 120 випадках для кожної з трьох завчастностей показав перевагу цієї методики в порівнянні з результатами, отриманими при використанні попередньої методики, абсолютна помилка зменшилась на 10...15% і поліпшилася справджуваність (при допуску помилки розрахунку ± 2 °С відповідно до Настанови по службі прогнозів та попереджень про небезпечні і стихійні явища погоди, 2003).

Згідно з результатами експериментального використання (у весняний і літній сезони) описаної методики прогнозу вологості із завчастністю 24 і 36 год (125 прогнозів на 24 год і 128 прогнозів на 36 год в районі Москви) для всіх синоптичних ситуацій влітку абсолютна помилка цих прогнозів становила 2,3 °С, а прогнозів сиоптиків 3,2 °С, навесні відповідно 2,9 та 3,1 °С.

6 ПРОГНОЗ ХМАРНОСТІ

6.1 Загальна схема прогнозу

Хмарність відноситься до числа найбільш важкопрогнозованих елементів. В основі методів прогнозу хмарності лежить генетична сутність хмарності, тобто враховуються ті причини, що призводять до розвитку хмарності (врахування термічного режиму і режиму вологості, врахування процесів, що викликають розвиток висхідних вертикальних рухів. Сюди відносяться упорядковані вертикальні рухи за рахунок нестационарності процесу, а також вертикальні рухи за рахунок динамічної і термічної конвекції).

Схема прогнозу хмарності може бути наступною:
(Умови виникнення хмарності) → (адвекція хмарності) → (трансформація хмарності) → (вплив місцевих особливостей) → (добовий хід).

При прогнозі хмарності не можна розглядати атмосферні фронти і баричні утворення як об'єкти, що переносять хмарність. Необхідно аналізувати зазначені синоптичні об'єкти з точки зору систем формування хмарності. Труднощі в прогнозуванні хмарності полягають в її значній мінливості та у відсутності достатньої кількості інформації.

У цьому плані великого значення набули дані штучних супутників Землі (ШСЗ). Ці дані дозволяють судити не тільки про форми хмарності, про масштаби хмарних систем, але і про еволюцію хмарності.

У цьому ж плані, але з меншою завчасністю, мають застосування дані метеорологічних радіолокаторів (МРЛ). В аеропортах дані МРЛ дозволяють визначити наявність окремих небезпечних явищ, потужність хмар, відстань до зон хмарності тощо.

У прогнозі хмарності вказується кількість хмарності (якісними або кількісними характеристиками), форма і вид хмарності, нижня і верхня межа, а також середня висота хмарних масивів. Найбільша деталізація дається при обслуговуванні авіаційних підрозділів.

У прогнозах загального користування дається характеристика очікуваної кількості загальної хмарності у вигляді певних термінів (табл. 6.1).

У прогнозах для морського флоту хмарність не вказується.

За умовами виникнення хмарність поділяється на два види: внутрішньомасова і фронтальна.

Форми внутрішньомасової хмарності: шарувата (St), шарувато-купчаста (Sc), купчаста (Cu), купчасто-дощова (Cb).

St і Sc переважають у стійко стратифікованих повітряних масах, влітку - над океанами, взимку - над сушею. Хмарність Cu форм переважає взимку над океанами, влітку - над сушею. Незважаючи на зовнішні відмінності, імпульсом розвитку цих форм хмарності є турбулентність.

Але St і Sc формуються за рахунок динамічної турбулентності, а Cu, Cb - за рахунок термічної турбулентності. Тільки в міру вертикального розвитку хмарності купчастих форм спостерігаються процеси, що призводять до значного укрупнення крапель, перерозподілу вологості тощо.

Таблиця 6.1 – Термінологія прогнозу хмарності

Термін	Кількість хмар
Безхмарно, ясно	Не більше 2 балів хмарності всіх ярусів
Сонячна погода, малохмарно, невелика хмарність, малохмарна погода	3...5 балів хмар нижнього ярусу або будь-яка кількість хмар верхнього ярусу або хмари середнього ярусу, що просвічують
Мінлива хмарність	Від 1...3 до 6...9 балів або 3...8 балів
Хмарна погода з проясненнями	Від 8...10 до 0...3 балів
Хмарно	7...10 балів
Похмуро, похмура погода	10 балів

Нерідко хмарність шаруватих форм супроводжується присутністю в атмосфері затримуючих шарів. Затримуючі шари звичайно переміщуються із синоптичними об'єктами (часто з антициклонічними утвореннями). Присутність інверсійних шарів перешкоджає розвитку хмарності купчастих форм.

Особливо потужні хмарні системи формуються в зоні атмосферних фронтів. Так, для теплового фронту характерно: Ci-Cs-As-Ns;

для холодного фронту I роду: Cu-Ns-As-Cs (Ci);

для холодного фронту II роду: Cu cong (Cb), As (As), окремі Sc.

З наближенням фронту до пункту прогнозу висота нижньої межі хмарності знижується. Якщо проходження фронту супроводжується опадами, то хмарність, що спостерігається, розпадається і створюється враження, що висота нижньої межі росте.

Як правило, хмарні масиви на теплих фронтах більш потужні, ніж на холодних фронтах I роду. У добре розвинутих циклонах, що поглиблюються, Ci-Cs спостерігаються не тільки в передній частині циклону перед теплим фронтом, але й у тилу циклону.

На початкових стадіях розвитку циклону хмарність верхнього ярусу, як правило, розташовується в передній частині циклону, основний хмарний масив Ci-Cs переміщується на схід - південний схід до точки оклюзії (але, звичайно, ця область знаходиться на антициклонічній периферії струминної течії). Хмари Ci-Cs спостерігаються поблизу тропопаузи або на 1...2 км нижче. В окремих випадках при високій тропопаузі вертикальна потужність Ci-Cs може складати 4...5 км, а для більшості випадків 2...3 км. Нижня межа Ci-Cs часто розташовується на

висоті $h \approx 7$ км. Як правило, хмарний масив C_i - C_s відокремлюється від системи A_s - N_s сухим прошарком. Вертикальна потужність цього прошарку може складати 1...2 км. Винятком є область поблизу центрів циклонів, що поглиблюються, або поблизу активно вираженої лінії теплового фронту. У зоні теплового фронту або холодного фронту I роду за рахунок розвитку вимушеної конвекції (за умови $U = 100\%$, $\gamma \geq \gamma_{ва}$) може розвиватися хмарність купчастих форм. Це нерідко призводить до випадання злив, розвитку гроз (часто зимових). Ці явища розвиваються за рахунок властивостей теплої повітряної маси. Верхня межа хмарності A_s , N_s може досягати висоти 5...7 км, а нижня межа визначається положенням фронтальної поверхні. При випаданні опадів, а також за рахунок випаровування вологи з підстильної поверхні, за рахунок посилення вітру в зоні фронту може формуватися хмарність розірвано-дощових форм і нижня межа опускається нижче фронтальної поверхні.

Підфронтальна хмарність частіше виникає в теплий період року, тому що в цей період процеси випаровування більш інтенсифіковані. Хмарність холодного фронту II роду визначається горизонтальним градієнтом температури, швидкістю переміщення фронту і властивостями теплої повітряної маси. В окремих випадках ця хмарність представлена ланцюжком купчастих хмар, а іноді має вигляд єдиного фронтального хмарного валу.

Фронти оклюзії за характером хмарності мало відрізняються від основних холодного і теплового фронтів. Але, як правило, тут більш потужні хмарні системи, що залежать від "віку" фронту оклюзії. Хмарні системи A_s не завжди пов'язані з N_s і можуть існувати ізольовано. Система A_s звичайно є залишками хмарності фронтального походження. Однак, A_s можуть бути залишковими явищами конвекції і нерідко їх положення визначається присутністю шару інверсії. Вертикальна потужність A_s взимку складає більше 1 км, а влітку - менше 1 км. Високо-купчасті A_s знаходяться трохи вище ізотерми 0°C влітку та в межах температур $-15\text{...}-20^\circ\text{C}$ взимку. Вертикальна потужність A_s протягом року відносно постійна і складає приблизно 300 м.

Хмарність верхнього ярусу розміщується від 6...8 км до 8...11 км, взимку ближче до нижньої межі, а влітку - до верхньої. У південних районах СНД верхня межа C_i може бути на 12...15 км (можливо і в тропічній зоні). Зони C_s дуже добре погоджуються з осередками падіння тиску.

На основі всіх перелічених положень з урахуванням умов утворення хмарності і розробляються методи прогнозів хмарності. В основі більшості методів лежить врахування емпіричних залежностей.

На присутність хмарності різного ярусу вказують дані радіозондування, що широко використовуються в прогнозах з невеликою завчасністю (авіаційні прогнози).

6.2 Механізм утворення низьких хмар та прогноз шаруватоподібної хмарності нижнього ярусу

Утворення низької внутрішньомасової неконвективної хмарності може відбуватися з двох причин: при надходженні водяної пари в нижні шари атмосфери від підстильної поверхні та при адвекції теплого вологого повітря на холодну підстильну поверхню.

Розглянемо перший випадок, тобто з випаровуванням. Два випадки: антициклон, що розвивається, і малорухомий стаціонарний антициклон. В антициклоні, що розвивається, турбулентність завжди добре виражена і достатня для переносу вологи, що випаровується, до рівня конденсації, тобто для утворення хмарності.

У малорухомому антициклоні градієнт температури повинен бути достатньо великим, тобто $\gamma > 0,5 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ у приземному шарі. Над шаром турбулентності звичайно повинне спостерігатися інверсійне осідання (криві T і T_d над верхньою межею інверсії розходяться). Сприятливою умовою для утворення низької хмарності є наявність високої вологості біля поверхні землі ($U > 85\%$).

За умови, що хмари вже існують, спостерігається закономірність: якщо інверсія знижується, то верхня межа хмар може виявитися нижче рівня конденсації і, отже, відбувається розмивання верхньої частини хмарності або повне її розмиття (якщо вона знаходиться набагато нижче рівня конденсації).

Корисно враховувати, що товщина шару St і Sc складає приблизно 500 м.

Вказівки на можливість розвитку хмарності нижнього ярусу дають наступні фактори: 1) великий вологовміст у приземному шарі ($U \geq 85\%$); 2) активний турбулентний обмін (при $\gamma \geq 0,5 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ в антициклонічних полях); 3) наявність інверсійних шарів. При перерахованих факторах хмарність нижнього ярусу може виникати задовго до наближення фронту до пункту прогнозу. Додатково необхідно врахувати адвекцію T і T_d , знак і величину вертикальних рухів, трансформацію полів температури і вологості (у тому числі за рахунок місцевих умов і добового ходу).

Вплив добового ходу. Вранці у зв'язку з нагріванням відбувається збільшення дефіциту точки роси і нестійкості. Обидва фактори ведуть до розмивання нижньої межі хмар, тобто нижня межа хмарності піднімається.

Для прогнозу фронтальної хмарності та її еволюції корисно враховувати наступні закономірності, отримані за матеріалами спостережень над центральними районами Східної Європи.

Імовірність появи низької хмарності ($\leq 200 \text{ м}$) при проходженні фронту залежить від характеру, швидкості та напрямку переміщення фронту, а також від часу доби.

Над районами Східної Європи хмарність висотою $h \leq 200$ м найбільш часто буває в зонах теплих фронтів (54%). У зонах холодних фронтів її повторюваність не перевищує 40% випадків, у зонах вторинних холодних фронтів - лише 11% випадків.

Поява низької підфронтальної хмарності тим імовірніша, чим повільніше рухається фронт, тому що із сповільненням руху фронту пов'язане послаблення турбулентного обміну. Так, для теплого фронту при $V = 10 \dots 30$ км·год⁻¹ імовірність хмар з висотою не більше 200 м - 62%, при $V = 30 \dots 50$ км·год⁻¹ - 46% і при $V = 50$ км·год⁻¹ - 30% (у цьому випадку хмарності нижче 100 м не спостерігається). Для холодного фронту при $V = 10 \dots 30$ км·год⁻¹ імовірність хмар з висотою ≤ 200 м - 46%, при $V = 30 \dots 50$ км·год⁻¹ - 38% і при $V \geq 50$ км·год⁻¹ ці хмари не спостерігаються. При переміщенні фронтів з районів з великим вологовмістом імовірність низьких хмар зростає. Вплив часу доби особливо позначається у випадку теплого фронту, проходження якого в нічні та ранкові години супроводжується звичайно ($\geq 50\%$ випадків) хмарністю з висотою $h \leq 100$ м.

Існує також зв'язок висоти нижньої межі хмар з умовами видимості і вологості в приземному шарі. Зокрема, при $U > 90\%$ (або $T - T_d \leq 1$ °С) і швидкості вітру менше 3 м·с⁻¹ відзначається наступний зв'язок висоти нижньої межі хмар з видимістю S і опадами: $h = 100 \dots 200$ м, якщо $S > 4$ км - випадають опади і можливий серпанок; $h = 60 \dots 100$ м, якщо $S = 1,5 \dots 4$ км - спостерігається серпанок і можливі опади; $h = 30 \dots 60$ м, якщо $S < 1,5$ км.

Прогноз часу появи низьких хмар вночі за методом Ю.Н. Волконського. Час появи низьких хмар або їх зниження до висоти менше 300 м за спостереженнями в момент заходу Сонця (t_0) і через 3 год:

$$\Delta t = a_1 (100 - f_0) + a_2 (f_3 - f_0) + a_3 \beta,$$

де $\Delta t = t - t_0$ - інтервал часу між заходом Сонця і появою низьких хмар (або їх зниженням);

f_0 і f_3 - відносна вологість повітря в момент часу t_0 і через 3 год;

β - кут між напрямком вітру в момент t_0 і переважним напрямком вітру при низькій хмарності;

a_1, a_2, a_3 - коефіцієнти, що підбираються емпірично.

Припинення зниження температури в ясну ніч або навіть її слабке підвищення вказують на конденсацію водяної пари, що почалася. Часто це є ознакою появи суцільної низької хмарності через 2...4 год.

В синоптичних умовах, при яких очікується добре виражений перенос повітряних мас, для оцінки висоти нижньої межі хмар використовується *метод О.І.Гоголевої* (рис. 6.1), що відображає залежність висоти нижньої межі хмар від різниці температури повітря в пункті прогнозу T і точки роси T_{d_a} повітря, що надходить.

У тих випадках, коли повітряна маса, яка надходить, має більш високу точку роси, ніж температура повітря, відбувається збільшення відносної вологості і зниження висоти існуючої або виникнення нової низької шаруватоподібної хмарності. Навпаки, якщо точка роси нижча за температуру повітря в даному районі, треба очікувати зменшення відносної вологості і підвищення висоти нижньої межі хмар або її розсіювання. На рис. 6.1 на осі ординат відкладені значення температури (T) в пункті прогнозу, а на осі абсцис – точка роси на початку траєкторії, тобто T_{d_a} для повітряної маси, що надійде до пункту прогнозу через 12 год. Похилі суцільні лінії обмежують області з різними висотами хмар.

Для прогнозу висоти нижньої межі хмар із завчасністю 8...10 год використовуються уточнені графіки за методом МГАМЦ (рис. 6.2).

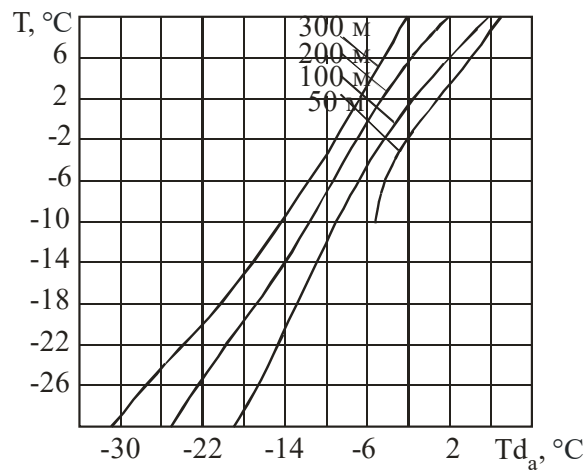


Рис. 6.1 – Графік для прогнозу висоти нижньої межі хмар.

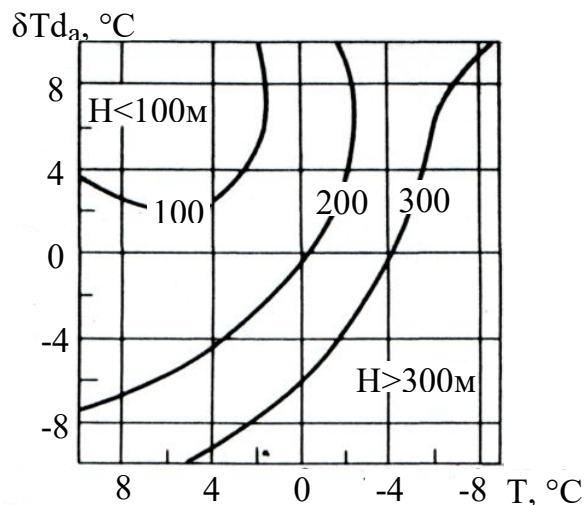


Рис. 6.2 – Графік для прогнозу висоти нижньої межі хмар в залежності від зміни точки роси вздовж траєкторії переносу і прогностичної температури повітря.

На осях координат графіка відкладені очікувана температура повітря T в пункті прогнозу на час складання прогнозу висоти хмар і адвективна зміна точки роси вздовж траєкторії переносу

$$\Delta Td_a = Td_a - Td .$$

На рис. 6.3 наведена залежність висоти нижньої межі хмар від значення температури T_a і точки роси Td_a за холодний період року при добре вираженій адвекції тепла.

Графік (рис. 6.4) дає можливість прогнозувати висоту нижньої межі хмар із завчасністю до 12 год за даними про зміни температури повітря δT і точки роси δTd вздовж прогностичної траєкторії:

$$\delta T = T_a - T;$$

$$\delta Td = Td_a - Td,$$

де T_a , Td_a – значення температури і точки роси на початку траєкторії;

T , Td – фактичні значення температури і точки роси в пункті прогнозу.

Для прогнозу нижньої межі хмарності за графіками необхідно заздалегідь, за допомогою основних або кільцевих карт погоди, визначити район, звідки буде надходить повітряна маса. Досить точно це можна зробити, якщо опиратися на аналіз карт АТ-850 або АТ-700, розглядаючи ізогіпси, як траєкторії повітряних часток. При використанні цих карт швидкість переносу рекомендується приймати рівною 0,7...0,8 від середньої швидкості, визначеної на цих рівнях. Якщо такі карти відсутні, то для розрахунку треба брати середнє значення швидкості геострофічного вітру біля поверхні землі.

Прогноз висоти нижньої межі хмар завчасністю 3...6 год за допомогою *номограм І.В. Рубінштейна*. В основі методу лежить статистичний зв'язок між висотою нижньої межі хмарності через 3...6 год від початкового строку і фактичною висотою нижньої межі хмарності, фактичною (V_0) або прогностичною ($V_{пр}$), якщо очікується істотна зміна, швидкістю вітру та прогностичною зміною дефіциту точки роси $\delta(T-Td)$. Знайдена залежність зображена номограмою (рис. 6.5). Вона застосовується тоді, коли використовуються вихідні дані за 06 год. Номограмою слід користуватися в тих випадках, коли вихідна висота хмарності H_0 не перевищує 200 м та для випадків, коли через район прогнозу не проходять атмосферні фронти. Якщо в вихідний момент в пункті прогнозу спостерігається туман, то величина H_0 приймається рівною 40 м.

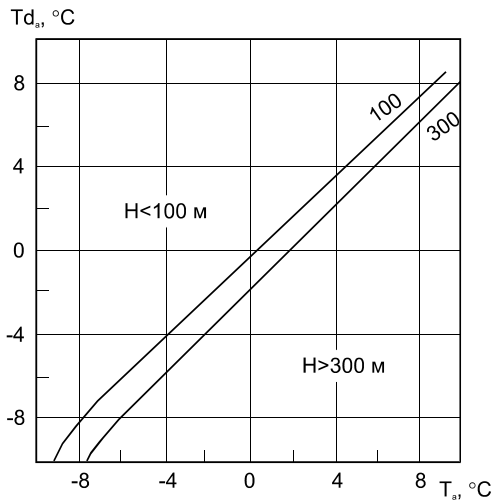


Рис. 6.3 – Графік для прогнозу висоти нижньої межі хмар в залежності від температури і точки роси на початку траєкторії переносу.

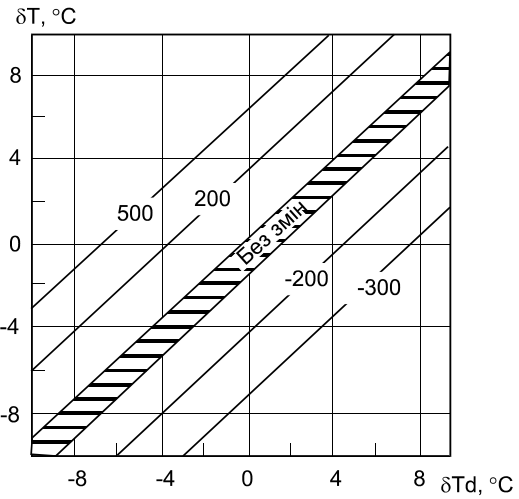


Рис. 6.4 – Графік для прогнозу зміни висоти нижньої межі хмар в залежності від зміни температури і точки роси вздовж траєкторії переносу.

Зміна дефіциту точки роси $\delta(T-T_d)$ визначається за синоптичною картою із врахуванням добового ходу. Зменшенню дефіциту точки роси відповідають від'ємні значення $\delta(T-T_d)$, збільшенню – додатні. Модуль величини $\delta(T-T_d)$ за 3...6 год при наявності низьких хмар в холодну половину року звичайно не перевищує 1 °С.

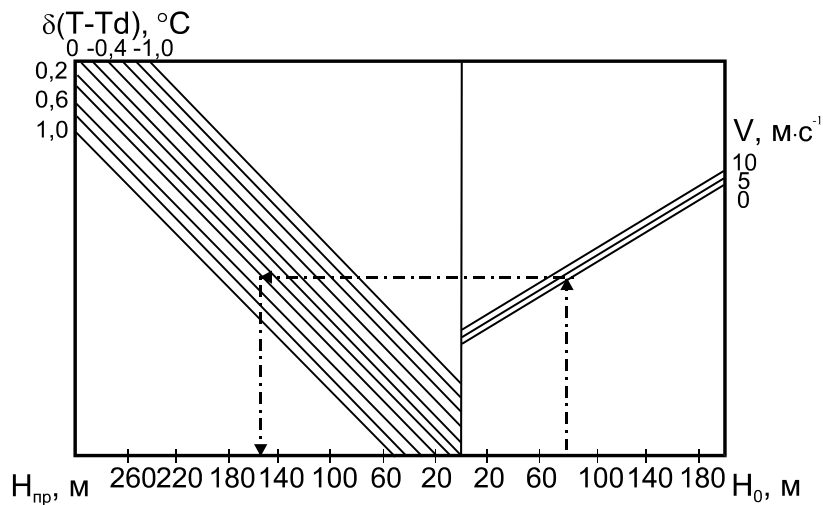


Рис. 6.5 – Номограма для прогнозу висоти нижньої межі хмар М.В. Рубінштейна.

Прогноз висоти нижньої межі хмар із завчасністю до 12 год за методом К.Г. Абрамович. Для прогнозу висоти нижньої межі хмар автором отримані критичні значення адвективних змін температури повітря δT_a :

- якщо $|\delta T_a| > 6$ °С, то при адвекції тепла і висхідних рухах повітря слід очікувати зародження низької хмарності або її різке зниження, а при адвекції холоду і низхідних рухах – розсіювання хмарності;

- якщо $|\delta T_a| \geq 4$ °С, то при адвекції тепла буде відбуватися зниження вже існуючої хмарності, а при адвекції холоду – підвищення;

- якщо $|\delta T_a| < 4$ °С, то слід очікувати збереження висоти хмар, але при цьому слід брати до уваги адвективні зміни дефіциту точки роси. Якщо $\delta(T - T_d)_a > 0$ °С, то прогнозують підвищення хмарності, а при $\delta(T - T_d)_a < 0$ °С, зниження.

Найбільш успішно прогноз виникнення або розсіювання низьких хмар може бути складений, коли в початковій точці дефіцит точки роси при адвекції тепла (перед появою хмар) < 2 °С, а при адвекції холоду (перед розсіюванням хмар) ≥ 1 °С.

Прогноз висоти нижньої межі хмар (Н, м) за напівемпіричними залежностями:

$$\text{формула Іпполітова: } H = 24(100 - R), \quad (6.1)$$

$$\text{формула Ферреля: } H = 122(T - T_d)_0, \quad (6.2)$$

$$\text{безіменна формула } H = 122(T - T_d)_0 - m, \quad (6.3)$$

де $(T - T_d)$ – температура повітря і точки роси біля поверхні землі, °С; R – відносна вологість, %; m – коефіцієнт, що враховує наявність опадів ($m = 80; 50; 0$ – при мряці, інших видах опадів та їх відсутності, відповідно).

Формула для розрахунку верхньої межі шарувато-купчастих хмар:

$$(H_{\text{ВМ}})_{\text{Sc}} = 2(H_{\text{НМ}} + 100).$$

Для теплих фронтів:

$$H_{\text{ВМ}} = \frac{L}{100} + 1,$$

де L - ширина зони опадів на теплому фронті, км; $H_{\text{ВМ}}$ – висота верхньої межі хмар, км; $H_{\text{НМ}}$ – висота нижньої межі хмар, м.

Прогноз мінімальної висоти нижньої межі хмар (H_{\min}) на строк до 12 год можна виконати за графіком Є.І. Гоголевої (рис. 6.6), на якому по вертикальних осях відкладається адвективне підвищення температури повітря біля землі ($T' - T$) за строк прогнозу, похилі лінії враховують прогностичне значення швидкості вітру біля поверхні землі, а значення висоти нижньої межі хмар відраховуються по горизонтальній осі.

Для оцінки можливості виникнення хмарності висотою 300 м і нижче в зимовий період можна використовувати графік, представлений на рис. 6.7, де по горизонтальній осі відкладена фактична температура повітря біля поверхні землі T , а по вертикальній – величина очікуваного потепління ΔT . Лінія розмежовує площину графіка на дві зони: «хмари» і «без хмар».

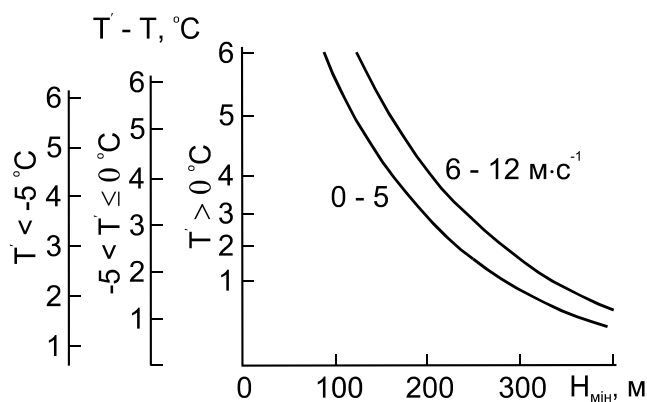


Рис. 6.6 – Графік для прогнозу мінімальної висоти нижньої межі хмар.

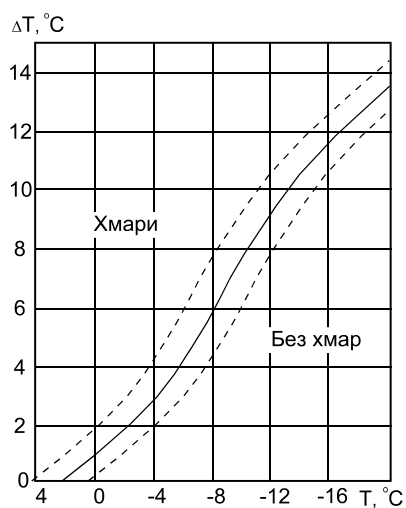


Рис. 6.7 – Прогноз хмарності висотою 300 м і нижче при адвекції тепла в зимовий період.

Прогноз низької хмарності висотою до 100 м, запропонований З.О. Спарішкіною, складається за значеннями температури T'_0 і точки роси Td'_0 на початку траєкторії переносу (рис. 6.8). Оптимальна завчасність прогнозу при використанні даного методу 6...9 год.

Для визначення можливості переходу низької хмарності в туман в найближчі 6 год в зимовий період в Ашгабаті використовується графік (рис. 6.9), по горизонтальній осі якого відкладається значення баричної тенденції в Ашгабаті (Δp), а по вертикальній – різниця висот поверхні 850 гПа в Ашгабаті і Ташаузі за даними останнього зондування атмосфери (ΔH).

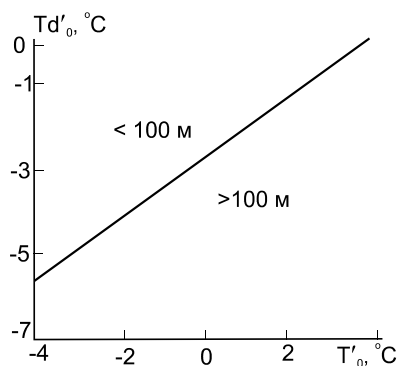


Рис. 6.8 – Прогноз хмарності висотою до 100 м за методом З.О.Спарішкіної.

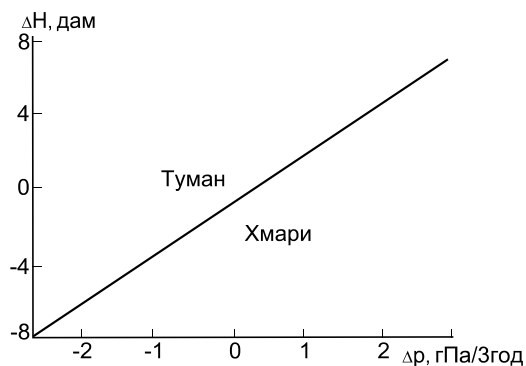


Рис. 6.9 – Графік для визначення можливості переходу низької хмарності в туман.

Загальні закономірності, які слід враховувати при прогнозі хмарності. Хмари будуть знижуватись, якщо:

- присутні висхідні рухи;
- здійснюється адвекція теплого повітря на холодну підстильну поверхню;
- відбувається збільшення вологості повітря;
- спостерігається падіння тиску;
- наближається атмосферний фронт до пункту прогнозу.

Хмари будуть підвищуватись, якщо:

- розвиваються низхідні рухи повітря;
- спостерігається сильний вітер біля поверхні землі;
- здійснюється адвекція холоду в нижньому шарі атмосфери;
- відмічається зростання тиску;
- відбувається віддалення (розмивання) атмосферних фронтів.

6.3 Діагноз та прогноз шаруватоподібних хмар середнього та верхнього ярусів

Діагноз та прогноз шаруватих хмар середнього та верхнього ярусів залежить від синоптичних умов, що очікуються. Особлива увага

приділяється системам пір'ясто-шаруватих – високо-шаруватих (Cs-As) хмар, пов'язаних з теплими фронтами та їх еволюцією. Cs-As утворюються при адвекції тепла і вологи, особливо при наявності висхідних рухів повітря. Якщо очікується адвекція холоду, адвективне зменшення вологості та низхідні рухи повітря, то прогнозується руйнування хмарності, що існує, та нові хмари не виникають. У випадку відсутності відомостей про фактичне розташування хмарних шарів над пунктом спостереження, можна для оцінки межі цих шарів використовувати дані температурно-вітрового зондування атмосфери.

Одна з основних ознак наявності або відсутності хмар на тій чи іншій висоті – це величина дефіциту точки роси (T-Td) на основних ізобаричних поверхнях. Зв'язок великих значень дефіцитів точки роси з відсутністю хмар однозначна: якщо дефіцит точки роси набуває або перевищує значення, які приведені у табл. 6.2, то можна досить впевнено зробити висновок про відсутність хмар на цих рівнях.

Якщо значення дефіциту точки роси знаходиться між середніми значеннями, які отримані при наявності та відсутності хмар, встановити однозначний діагноз неможливо. Як показує досвід, навіть при малих значеннях дефіциту точки роси, хмари можуть бути відсутні. Тому рекомендовано додатково залучати дані про розподіл температури та вітру з висотою.

Таблиця 6.2 – Середні значення (T-Td) для основних ізобаричних поверхонь

p, гПа	(T-Td), °C	
	При наявності хмар	При відсутності хмар
850	1,5	5,2
700	2,0	7,2
500	2,5	8,2
300	3,0	8,5

Хмарні шари, як правило, характеризуються однорідним ходом температури, при цьому вертикальний градієнт температури близький до вологоадіабатичного ($\gamma \approx \gamma_{ва}$).

Відомо, що шарувата хмарність утворюється при адвекції тепла та розмивається при адвекції холоду, у вільній атмосфері правий поворот вітру свідчить про адвекцію тепла, лівий – холоду. Якщо відсутній помітний поворот вітру і спостерігаються малі значення дефіциту точки роси, то частіше відмічається наявність хмар, ніж їх відсутність. Верхня межа хмарності розміщується там, де адвекція тепла змінюється адвекцією холоду або адвекція тепла різко зменшується з висотою, чи адвекція холоду різко збільшується з висотою.

Шарувато-подібні хмари верхнього ярусу звичайно спостерігаються в тому шарі, де вертикальний градієнт температури перевищує $0,75\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Верхня межа хмар верхнього ярусу, частіше за все, співпадає з рівнем максимального вітру або знаходиться трохи нижче.

При діагнозі хмарності в зоні фронту рекомендовано використовувати наступні ознаки:

- якщо в зоні фронту вертикальний градієнт температури близький до вологодіабатичного і дефіцит точки роси невеликий, то в зоні фронту спостерігаються сприятливі умови для формування потужної хмарної системи (Cs-As-Ns);

- якщо фронт пологий і в зоні фронту вертикальний градієнт температури та дефіцит точки роси невеликий, то в цьому випадку не виникає потужна хмарність;

- якщо в зоні фронту вертикальний градієнт температури малий, а дефіцит точки роси великий, то хмарність в теплому повітрі та в перехідному шарі відсутня. Можливе утворення або збереження хмарності тільки під фронтальною поверхнею у холодному повітрі.

Прогноз хмар середнього ярусу із завчасністю 6...18 год за методом *Т.П. Попової*. Прогноз шарувато-подібної хмарності в шарі від 1 до 6 км із завчасністю 6...18 год може бути складений за допомогою графіка (рис. 6.10). На графіку по вісі абсцис відкладені адвективні зміни температури δT_a , по вісі ординат – адвективні зміни дефіциту точки роси $\delta(T-Td)_a$ та проведені дві демаркаційні лінії, які розділяють поле графіка на три зони з різними ймовірностями наявності (утворення) або відсутності (розсіювання) хмар.



Рис. 6.10 – Еволюція хмарності залежно від адвективних змін температури і дефіциту точки роси в пункті спостереження.

В зоні I у 87% випадків хмари не утворюються, а існуюча хмарність розмивається. У зоні III в 77% випадків хмари утворюються та існуюча хмарність зберігається. Якщо точка з координатами δT_a і $\delta(T-Td)_a$ потрапляє в зону II, то надійних висновків про еволюцію хмар скласти неможливо.

Адвективні зміни температури та дефіциту точки роси прогнозуються на 6...18 год за основними картами баричної топографії (850, 700, 500 гПа). Прогноз хмарності дають відповідно для шарів 1...2, 2...4, 4...6 км відповідно.

6.4 Прогноз хмарності верхнього ярусу

Поява хмар верхнього ярусу обумовлена проходженням атмосферних фронтів.

Нижня межа хмарності верхнього ярусу в помірних широтах знаходиться на висоті 6...8 км, а верхня межа близька до рівня тропопаузи. Найбільш високе положення верхньої межі хмар відзначається звичайно вздовж зони максимальних вітрів, трохи правіше цих зон, якщо максимальні вітри мають південну складову. Відстань між верхньою межею хмарності і тропопаузою складає найчастіше 1,0...1,5 км. Однак нерідкі випадки, коли хмарність піднімається до самої тропопаузи або навіть трохи вище її межі. Близьче до тропопаузи хмари лежать взимку. Хмари Ci-Cs найчастіше розташовуються в самих верхніх шарах атмосфери, хмари Cs можуть зустрітися з однаковою ймовірністю на всіх рівнях верхньої тропосфери.

У початковій стадії розвитку циклону, коли йому на висотах відповідає чітко виражений термічний гребінь, хмари Ci-Cs розташовуються, головним чином, у передній (північно-східній) половині циклону. В процесі розвитку циклону основний масив верхньої хмарності переміщається в його південно-східну частину. В останній стадії, коли циклон стає високим, холодним, малорухомим баричним утворенням, хмарність зберігається лише в його південній частині. Така закономірність добре погоджується з великою повторюваністю хмарності верхнього ярусу на антициклонічній стороні струминних течій і зміною положення осі струминної течії стосовно приземного центра циклону в період його розвитку.

Зони Cs активних фронтів, як правило, добре збігаються з областями від'ємних баричних тенденцій на приземній карті погоди: чим інтенсивніше падає тиск, тим більше ймовірність наявності хмарності. При розмиванні фронтів зони Cs часто зберігаються і при невеликих баричних тенденціях.

Існує визначений зв'язок між хмарністю верхнього ярусу і баричним полем у верхній тропосфері (300 гПа). Хмарність розташовується частіше в

передній частині улоговини і тилової частині гребеня, рідше в тилій частині улоговини і ще рідше в передній частині гребеня. Імовірність появи хмарності збільшується в областях адвекції тепла і зменшується в областях адвекції холоду.

Окрім того, має значення і напрямок адвекції. Середня вертикальна потужність C_s при меридіональній (з півдня) адвекції теплого вологого повітря помітно більше (2,7 км), ніж при зональній адвекції (1,6 км).

На циклонічній стороні струминних течій у холодному повітрі хмари верхнього ярусу утворюються рідше і потужність їх трохи менша, ніж у теплому повітрі.

При більш високому положенні тропопаузи і, отже, більш низькій її температурі хмари верхнього ярусу найчастіше мають велику вертикальну потужність та існують більш тривалий час, чим при більш низькій і "теплій" тропопаузі. Якщо (як це часто буває в південних районах країни) одночасно спостерігаються дві тропопаузи, то в шарі атмосфери між ними майже завжди є хмари, верхня межа яких розташовується в нижній половині зазначеного шару.

Суцільна або з невеликими розривами хмарність (6...10 балів) має велику вертикальну довжину, в порівнянні з невеликою (2...5 балів) хмарністю.

Хмарність верхнього ярусу звичайно розташовується в тому шарі верхньої тропосфери, де вертикальний градієнт температури більше $0,75\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Нижче викладається методика прогнозу утворення і збереження хмар верхнього ярусу, заснована на аналізі приземних процесів, по приземних і висотних картах.

Прогноз хмар верхнього ярусу на строк до 24 год за методом "анкетки". Складається алгоритм у вигляді запитань. По відповідях на ці запитання дається прогноз хмар верхнього ярусу з указівкою висоти їх верхньої межі і товщини шару.

1. Чи можна очікувати, що лінія фронту буде розташовуватися на відстані не більше 500...600 км від пункту прогнозу?
2. Яка синоптична ситуація буде відзначатися на карті в районі пункту прогнозу?
 - а) передня частина циклону (улоговини),
 - б) тилова частина антициклону (гребеня),
 - в) антициклонічна сторона струминної течії на відстані не більше 400...500 км від осі струменя,
 - г) циклонічна сторона струминної течії на відстані не більше 200...300 км від осі струменя.
3. Чи прогнозується над пунктом прогнозу гребінь тепла на карті BT_{1000}^{500} ?

4. Чи можна очікувати розвиток грозової діяльності в районі пункту прогнозу?
5. Яка передбачається висота тропопаузи (або рівня максимального вітру)?
6. Яка форма і кількість хмар очікується?
7. Яка очікувана висота верхньої межі хмар верхнього ярусу?
8. Яка очікувана товщина шару хмар верхнього ярусу?

Позитивні відповіді на перші чотири запитання свідчать про появу або збереження існуючої хмарності верхнього ярусу, негативні - про невиникнення або про розсіювання хмар. Однак, при розгляді цих питань необхідно враховувати ступінь їх важливості, тому що позитивна і негативна відповідь для кожного з них має різне значення.

Аналізу фронтів варто завжди надавати великого значення, при цьому необхідно звертати увагу не тільки на активні фронти біля поверхні землі, але і на розмиті, особливо коли вони просліджуються на висотах. При позитивній відповіді на перше запитання хмари верхнього ярусу варто вказати в прогнозі навіть при негативних відповідях на всі інші питання.

Слід зазначити, що застосовуючи цю методику прогнозу, не завжди можна врахувати окремі хмари верхнього ярусу. Задовільні результати виходять при хмарності більше 4...5 балів і хороші - при хмарності 7...10 балів, яка має значну вертикальну довжину.

Застосування викладеного методу на більш короткі терміни (6...12 год), ніж 24 год дає успішність вищу, ніж на більш тривалі терміни, і залежить від правильності прогнозу синоптичного положення, як біля земної поверхні, так і у верхній тропосфері.

Склавши за цим методом прогноз хмарності верхнього ярусу для окремих пунктів, можна заповнювати прогностичну карту хмарності. Для цього доцільно заповнити "анкетку".

Прогноз, складений для окремих пунктів, наноситься значками на карту, окреслюються зони хмарності. При складанні прогнозу не слід забувати, що поставлені питання включають у себе тільки основні положення діагнозу і прогнозу верхньої хмарності. Їх використання не виключає, а, навпроти, вважає обов'язковим залучення всіх інших ознак, що уточнюють положення хмарних мас у просторі.

7 ПРОГНОЗ ТУМАНІВ

7.1 Умови конденсації водяної пари в атмосфері та класифікація туманів

Для конденсації водяної пари необхідні дві умови: 1 - досягнення насичення, 2 - наявність ядер конденсації.

Вважаємо, що ядра конденсації в атмосфері є в достатній кількості. Досягнення стану насичення може статися з наступних причин:

- зниження температури повітря;
- підвищення точки роси;
- дія обох чинників взаємна;
- змішення двох повітряних мас, близьких до стану насичення.

Якщо точка роси залишається постійною, то момент насичення настає тоді, коли температура повітря знизиться і навпаки.

Причини, що призводять до зниження температури повітря біля поверхні землі:

- радіаційне охолодження;
- адвекція теплого повітря на холодну підстильну поверхню;
- адиабатичне охолодження (при підйомі по схилу гір).

Основними локальними джерелами підвищення точки роси є: випаровування з поверхні суші і водоймищ, випаровування крапель дощу або мряки. Випаровування з поверхні продовжується і в тому випадку, якщо повітря насичене, але джерело випаровування тепліше за температуру повітря доти, поки не наступить насичення. Тому перед теплим фронтом утворюються тумани.

Розглянемо приклад:

$$1) T_1 = 14 \text{ }^\circ\text{C}, \quad e_1 = 15,6 \text{ гПа}, \quad r < 100\%.$$

$$2) T_2 = 2 \text{ }^\circ\text{C}, \quad e_2 = 6,6 \text{ гПа}, \quad r < 100\%.$$

$$T_{\text{ср}} = \frac{14 + 2}{2} = 8 \text{ }^\circ\text{C}; \quad e_{\text{ср}} = \frac{15,6 + 6,6}{2} = 11,1 \text{ }^\circ\text{C}.$$

При 8 °С треба для насичення $e = 10,7$ гПа, тобто при змішенні вийшло насичення.

Класифікація туманів. Відповідно до фізичних причин виникнення розрізняють такі види туманів:

1. Тумани охолодження:
 - *радіаційні* - поземні, низькі та високі;
 - *адвективні* - адвекція теплої повітряної маси, зниження хмар і переміщення туманної маси;
 - *адвективно-радіаційні*;
 - *орографічні* (гірських схилів, адиабатичні).

2. Тумани випаровування:

- *випаровування водоймищ* - випаровування арктичних морів, осіннє (зимове) випаровування рік, озер, внутрішніх морів, а також випаровування крапель теплого дощу в холодному приземному шарі;

- *змішення* (берегові); вони бувають граничні та антропогенні;

- *водяний пил* (водоспадів, морського прибою тощо).

3. Тумани, пов'язані з діяльністю людини:

- *міські*;

- *морозні* (селищні, пічні, аеродромні);

- *штучні*.

За агрегатним станом розрізняють: краплинні, крижані та змішані.

У залежності від вертикальної протяжності: поземні (висота верхньої межі ($H_{\text{вм}}$) до 2 м), низькі ($H_{\text{вм}}$ від 2 до 10 м), середні ($H_{\text{вм}}$ від 10 до 100 м), високі ($H_{\text{вм}}$ більше 100 м).

По мірі погіршення горизонтальної видимості: слабкі (500...1000 м), помірні (200...500 м), сильні (50...100 м), дуже сильні (менше 50 м).

За останні 35 років декілька разів змінювався критерій визначення сильних туманів. До вересня 1968 р. до СГЯ відносили туман, видимість якого становила 100 м і менше, пізніше - туман видимістю ≤ 50 м і тривалістю ≥ 24 год. З червня 1972 р. тумани не фіксуються в технічних оглядах, тобто їх перестали вважати СГЯ. З грудня 1985 р. тумани з видимістю ≤ 100 м знову почали відносити до категорії сильних. З іншого боку, визначення сильних туманів ускладнює система кодування, прийнята для інструментальних і візуальних спостережень. Крім того, на різних станціях тумани фіксуються по-різному (тільки інструментально, як в Одесі, або візуально – ст. Пожежевська).

В залежності від синоптичної ситуації розділяють тумани внутрішньомасові і фронтальні.

7.2 Прогноз радіаційних туманів

Радіаційні тумани утворюються в антициклонах, гребнях, виступах, сідловинах, малоградієнтних баричних полях за таких умов: вночі спостерігається радіаційне охолодження повітря, швидкість вітру не більше $2...3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, стійка стратифікація в приземному шарі. Також сприяють виникненню туману прогнута поверхня рельєфу і суха поверхня ґрунту.

Через 1...2 год після виникнення туману приземна інверсія звичайно руйнується і переходить в піднесену.

Швидкість вітру з висотою може посилюватися: на висоті 100 м до $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, на висоті 300 м – до $7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, на висоті 800...1000 м – до $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Прогноз починається з оцінки синоптичної ситуації. В подальшому, при сприятливій синоптичній ситуації переходять до розрахунків. За

методами О.С. Зверева і М.В. Петренка як вихідні використовують дані про температуру повітря і точку роси за 18 год місцевого часу. За цими даними знаходять температуру туманоутворення T_T , при якій туман утворюється (метод О.С. Зверева):

$$T_T = (T_d)_{18} - \delta T_d,$$

де δT_d – зниження T_d від вихідного строку до моменту утворення туману (рис. 7.1).

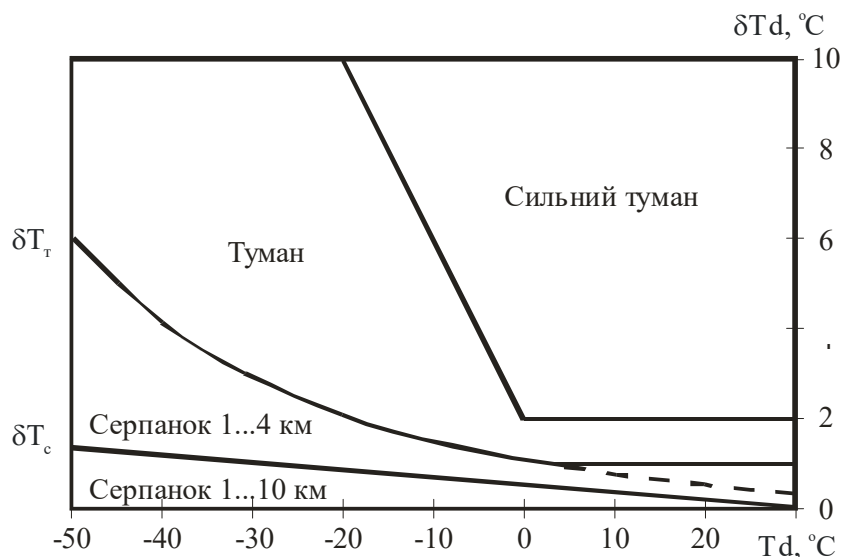


Рис. 7.1 – Графік для визначення додаткового охолодження δT_T .

За методом М.В. Петренка поправку δT_d знаходять по табл. 7.1.

Далі розраховують мінімальну температуру повітря T_{min} . Якщо $T_T \geq T_{min}$, то очікується туман.

Мінімальну температуру повітря прогнозують, наприклад, за методом Глазової чи О.О. Бачуриної, або використовуючи графік М.Є. Берлянда (з урахуванням ефективного випромінювання; добре виправдовується в будь-який сезон року, окрім часу, коли земля вкрита снігом).

Треба також спрогнозувати і врахувати швидкість вітру.

Таблиця 7.1 – Середнє зниження T_d в залежності від її вихідного значення в 18 год

$(\delta T_d)_{18}, ^\circ\text{C}$	δT_d	
	Биково	Шеремет'єво
20...11	1,7	2,2
10...0	2,0	2,3
-1...-10	2,2	2,5
-11...-20	2,7	3,0
-21...-30	3,4	3,6

Час виникнення туману може бути передбачений шляхом екстраполяції нічного зниження температури. Момент часу, коли екстрапольоване значення $T = T_T$, вважається за початок утворення туману. Для такого прогнозу можна користуватися графіком О.С.Зверева (рис. 7.2).

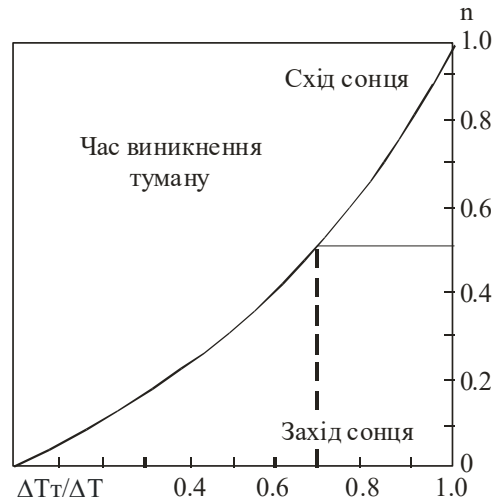


Рис. 7.2 – Графік для прогнозу часу формування туману.

Знаходять

$$\frac{\Delta T_T}{\Delta T_H} = \frac{T_o - T_T}{T_o - T_{\min}},$$

де ΔT_T – очікуване зниження температури повітря від вихідного строку до виникнення туману;

ΔT_H – очікуване зниження температури повітря від вихідного строку до настання нічного мінімуму температури.

На вертикальній шкалі графіка – частка ночі (n) в момент утворення туману (при заході $n = 0$, при сході $n = 1$, опівночі $n = 0,5$).

Чим менше $\frac{\Delta T_T}{\Delta T_H}$, тим ближче до часу заходу Сонця може утворюватися туман. При $\frac{\Delta T_T}{\Delta T_H} = 1$ туман утворюється в час сходу Сонця.

Для прогнозу видимості в тумані можна використовувати графік М.В. Петренка та П.А. Сироти (рис. 7.3). У ньому враховується кількість вологи, яка сконденсується з моменту утворення туману (T_T) до моменту зниження температури до мінімальної (T_{\min}).

Для використання графіка необхідною умовою є наявність туману (або його прогноз). Знаходять різницю:

$$(\delta T_d)_{\max} = (T_d)_{18} - T_{\min}.$$

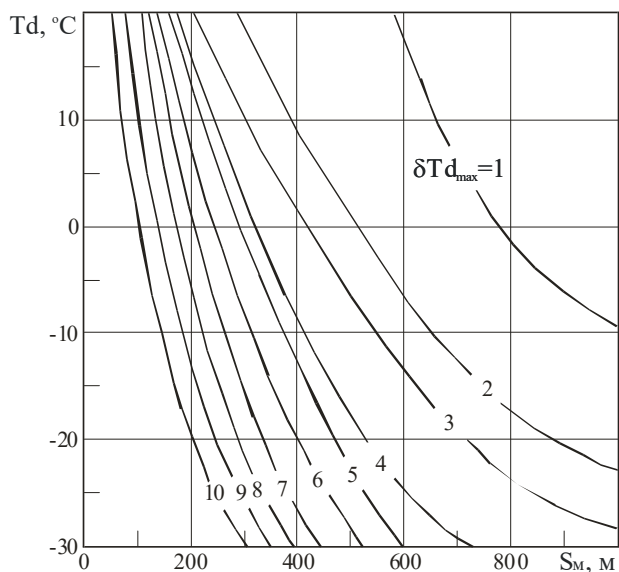


Рис. 7.3 – Номограма для прогнозу мінімальної видимості в радіаційному тумані.

Розсіювання радіаційного туману може відбуватися як до сходу Сонця, так і після сходу. Після сходу Сонця туман розсіюється через 2 год (частіше влітку або при відсутності снігового покриву); через 4 год – восени або при наявності снігового покриву.

Якщо туман утворився за 1...2 год до сходу Сонця, то він розсіюється через 1,5...2 год; якщо за 2...3 год, то через 3...4 год.

При зміні синоптичної ситуації туман може розсіюватися в будь-який час ночі при:

- появи хмарного покриву;
- низхідних вертикальних рухах в шарі туману;
- посиленні вітру;
- випадінні дощу.

Про потужність туману можна судити за даними розвідки літака, телевізійними вежами, за даними радіозондування.

Доцільно встановлювати емпіричні зв'язки для кожного пункту і сезону.

Оперативні методи прогнозу радіаційних туманів, їх іноді називають графічними, дозволяють визначити час утворення і розсіювання туману. На рис. 7.4 по горизонтальній осі відкладається час, а по вертикальній – температура повітря (T), точка роси (Td) і температура туманоутворення.

На графік послідовно наносяться значення різних температур і з'єднуються відрізками прямих ліній, які потім продовжуються на декілька годин вперед за часом. Точка перетину ліній T і Td відповідає часу утворення серпанку, а ліній T і T_T – туману.

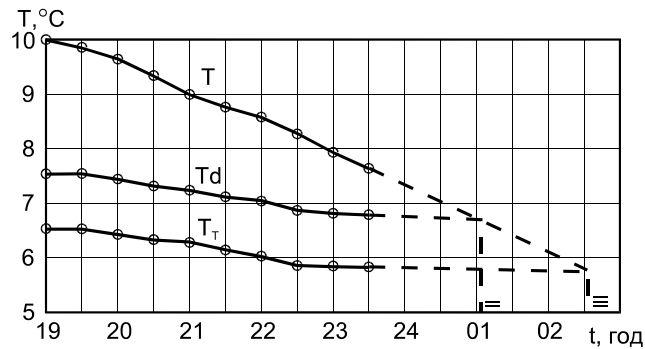


Рис. 7.4 – Графічний спосіб, запропонований М.В. Петренко, для визначення часу утворення туману.

Час розсіювання радіаційного туману (практично завжди зникає після сходу Сонця) обумовлений тим проміжком часу, який знадобиться для прогріву повітря від поверхні землі, щоб T стала дорівнювати T_d при заході Сонця (рис. 7.5). Точка А фіксує момент розсіювання туману.

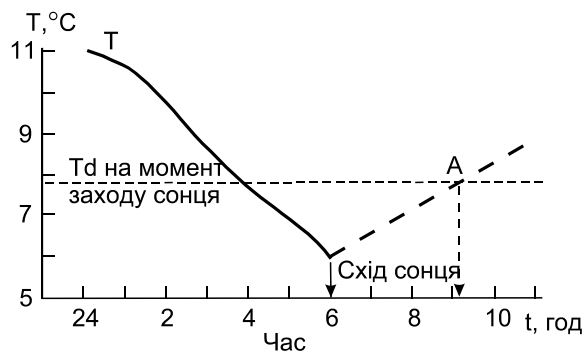


Рис. 7.5 – Графічний метод прогнозу часу розсіювання туману.

Час розсіювання туману можна розрахувати ще одним способом: взявши у якості предиктора температуру розсіювання туману (T_p), знайдену за температурою туманоутворення (рис. 7.6), і, провівши горизонтальну ізотерму на рис. 7.6 не на рівні точки роси в момент заходу Сонця, а на висоті температури розсіювання туману.

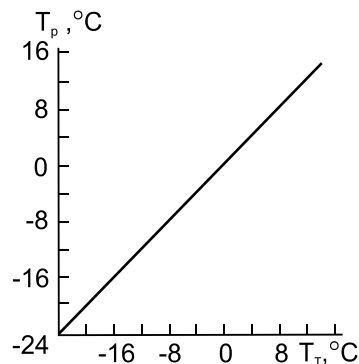


Рис. 7.6 – Графік для визначення T_p за значенням T_τ .

При прогнозі часу розсіювання туману, природно, враховується синоптична ситуація, пора року і місцеві особливості розміщення (аеродрому, морського порту тощо). Влітку радіаційний туман розсіюється, як правило, через 1...2 год після сходу Сонця при безхмарному небі і через 2...3 год при наявності хмарності. Осінню тривалість туманів більша, ніж влітку; зимою в антициклонах при наявності потужного шару інверсії туман зберігається на протязі доби і більше. Посилення вітру, поява хмарності, адвекція температури і випадіння опадів можуть призвести до руйнування туману в будь-який час доби.

Вертикальний розподіл видимості в радіаційному тумані. Найбільша густина туману - біля поверхні землі, з висотою густина туману зменшується. Про це свідчать розрахунки розподілу водності в тумані з висотою (по Кошеленко І.В.). Часто спостерігається розбіжність в даних про видимість в тумані, отриманих з поверхні землі та з літака. Пілот дивиться під великим кутом, тобто напрям його зору проходить через туман досить круто. Чим нижче, тим менше видимість, так як простежується вже вся товща туману.

7.3 Прогноз адвективного туману

Адвективний туман виникає під час перенесення теплого і вологого повітря на холодну підстильну поверхню. Спостерігається на західних або північно-західних периферіях антициклонів, осі гребеня, східних периферіях циклонів (на теплих фронтах) і частіше в теплих секторах циклонів. При цьому додатковою умовою повинно бути послаблене турбулентне перемішування, інакше утворюється низька хмарність.

Для визначення наявності адвекції тепла знаходять температуру повітря в початковій точці (T') траєкторії переміщення повітряної маси і порівнюють її з температурою в пункті прогнозу (T).

При адвекції тепла $T' - T > 0$.

Одночасно повітря повинне бути вологим, тобто різниця ($T' - T_d'$) повинна бути малою. Якщо стратифікація стійка, то за таких умов імовірний туман. Якщо біля поверхні землі розвинена турбулентність, то утворюється низька хмарність.

Для прогнозу адвективного туману можна використовувати графіки, запропоновані Кошеленко І.В. та Петренко М.В. Вхідними параметрами в графіку І.В. Кошеленко (рис. 7.7) є:

$\Delta' = T' - T_d'$ – дефіцит в початковій точці 9-ти годинної траєкторії;

V – прогнозована швидкість вітру;

$$\gamma = \frac{T' - T}{S} \text{ - горизонтальний градієнт температури (}^{\circ}\text{C/100 км),}$$

S – шлях частки за 12 год. Чим більше γ , тим більша ймовірність туману. Завчасність прогнозу складає 9 год.

За графіком М.В. Петренка для знаходження видимості в тумані (рис. 7.8) треба використовувати горизонтальний градієнт температури точки роси: $\gamma_{Td} = \frac{T'_d - T_d}{S}$, $^{\circ}\text{C/100 км}$.

Обидва графіки є комплексними, містять три параметри. В них виділено зони з наявністю хмарності St та видимості в тумані: 100...300 м, 300...500 м, > 500 м. Ці графіки перевірялись в різних місцях, їх справджуваність приблизно однакова і складає близько 80%, що в більшості випадків вважається незадовільним.

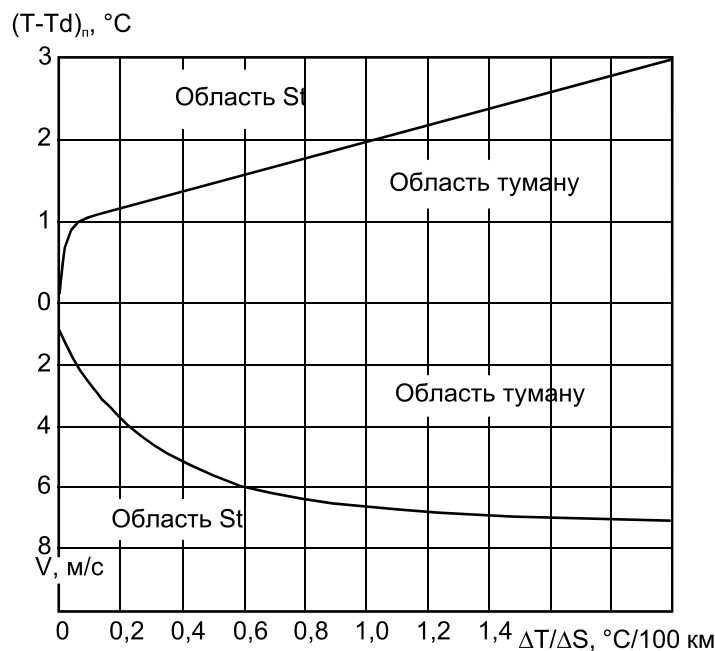


Рис. 7.7 – Комплексний графік для прогнозу адвективного туману.

Розсіювання адвективного туману можна очікувати:

- при припиненні адвекції теплого і вологого повітря та посиленні вітру, або при зміні на адвекцію сухого і холодного повітря;
- якщо є ознаки зміни напрямку вітру;
- при посиленні турбулентного обміну у зв'язку з посиленням швидкості вітру. При цьому в кожному районі є свої критерії: наприклад, у Шеремет'єво туман утримується до швидкості вітру $7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, у Внуково – до $9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, у Ростові-на-Дону – до $12...15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$;
- у результаті зменшення абсолютної вологості повітря; при переході повітря з відкритого ґрунту на сніг;

- при переході туману в мряку або при випадінні дощу з вищерозміщених хмар;
- у результаті радіаційного нагрівання ґрунту і приземного шару повітря (після сходу Сонця);
- у результаті радіаційного охолодження верхньої частини хмарності.

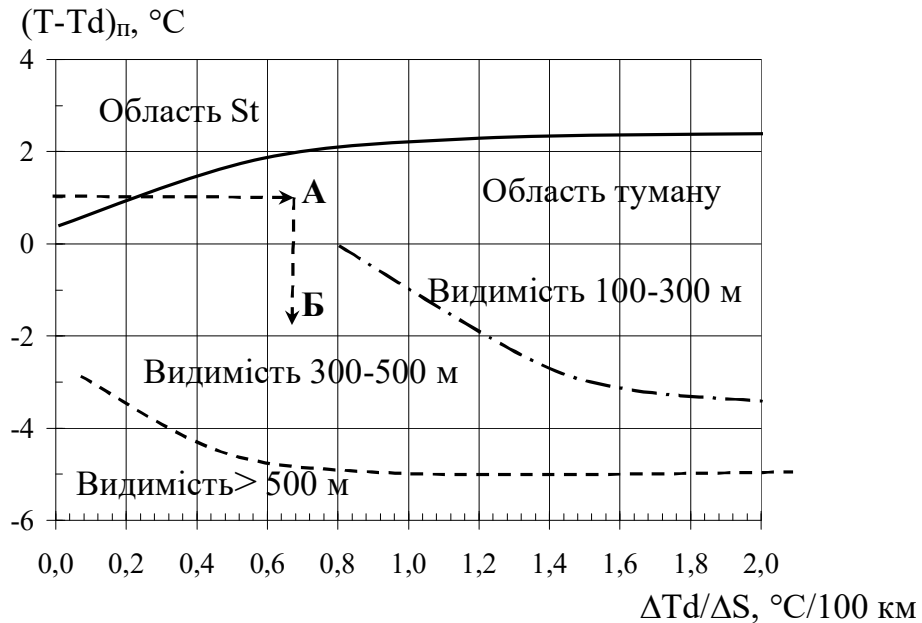


Рис. 7.8 – Комплексний графік для прогнозу адвективного туману та видимості в ньому.

Прогноз адвективного туману на березі моря і у відкритому морі.
Адвективний туман в прибережній смузі виникає при перенесенні теплового вологого повітря з моря на холодну підстильну поверхню. За даними М.В. Петренка вглибину на сушу до 50 км можна скласти графік прогнозу туману.

Прогноз адвективних туманів за методом Л.О. Ключникової потрібно рекомендувати при прогнозі адвективних туманів поблизу берега моря. Звичайно берегові тумани спостерігаються на побережжі морів при перенесенні теплих і вологих повітряних мас з водної поверхні на сушу.

Наближений математичний підхід до побудови теорії утворення берегових туманів і визначення умов їх виникнення був запропонований Л.О. Ключниковою в 1956 р. З аналізу отриманих математичних формул Л.О. Ключникова зробила висновок, що основним чинником, що зумовлює виникнення берегових туманів, є різниця температур вода - суша. Був побудований графік прогнозу адвективного туману в прибережній зоні шириною 25...100 км при наявності перенесення повітря з водної поверхні на сушу, по кількості сконденсованої води в приземному шарі повітря (рис. 7.9). Звичайно поверхня суші при цьому повинна мати температуру нижчу за 0 °C, а вода $\geq +5$ °C.

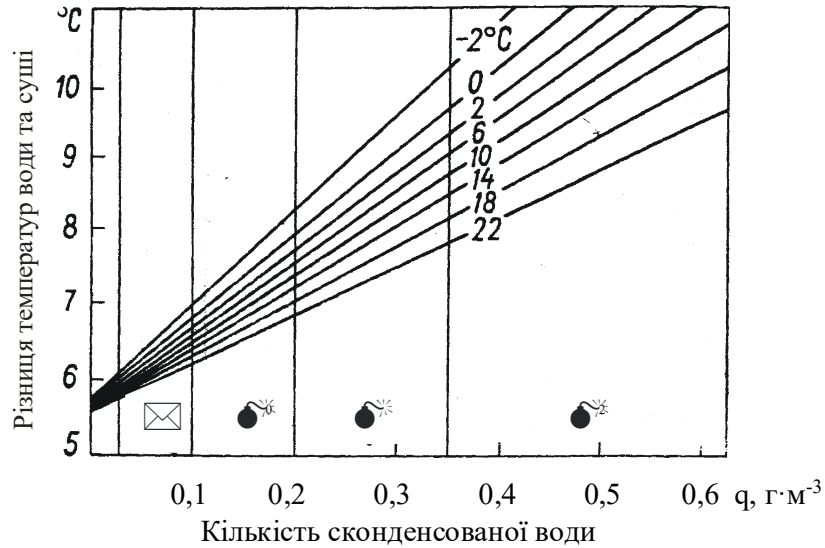


Рис. 7.9 - Діаграма для прогнозу адвективного туману в береговій зоні (нахилені лінії – ізолінії температури води).

На горизонтальній осі відкладена водність туману, яку можна розглядати, як інтенсивність туману.

Значення температури поверхні води визначають за спостереженнями прибережних, острівних станцій або суден і беруть для прогнозу середньодобове її значення.

За температуру поверхні суші беруть мінімальне значення температури (t_{\min}) поверхні ґрунту за попередню добу.

На графіку не врахований вплив швидкості вітру, тому задовільні результати виходять при швидкостях вітру до $3...6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. За оцінкою автора справджуваність методу становить 86%.

Для прогнозу туману по графіку потрібно зробити наступні операції.

1. Від точки на вертикальній осі, що відповідає різниці температур води і ґрунту, провести горизонталь до перетину з тією нахиленою прямою, на якій позначена температура поверхні моря.

2. Від точки перетину опуститися до горизонтальної осі і відлічити на ній величину водності туману в $\text{г}/\text{м}^3$ або інтенсивність явища.

Приклад. Середньодобова температура поверхні води $12 \text{ }^\circ\text{C}$, мінімальна температура суші $4 \text{ }^\circ\text{C}$, температура поверхні води в момент спостереження $10 \text{ }^\circ\text{C}$. $T_{\text{в}} - T_{\text{с}} = 12 - 4 = 8 \text{ }^\circ\text{C}$. Від значення $8 \text{ }^\circ\text{C}$ (вертикальна шкала) переміщуємося ліворуч до ізолінії температури води $10 \text{ }^\circ\text{C}$. Точка перетину лежить в області туману з водністю $0,28 \text{ г}/\text{м}^3$.

Отже, при наявності вітру з моря на сушу потрібно чекати утворення адвективного туману з видимістю 700 м .

Для того чи іншого географічного району цей графік доцільно уточнити. Так само потрібно додатково розглянути вплив на утворення

туману швидкості вітру в прибережній зоні і стійкості повітряної маси, що надходить.

У принципі, теплі тумани густіші, ніж холодні.

Метод Е.А. Напетваридзе використовується в південних районах східного узбережжя Чорного моря (рис. 7.10). На графіку по вертикальній осі відкладається різниця температури повітря о 19 год (T_{19}) і температури води (T_B), а по горизонтальній – різниця точки роси і температури води за цей же строк ($Td_{19} - T_B$).

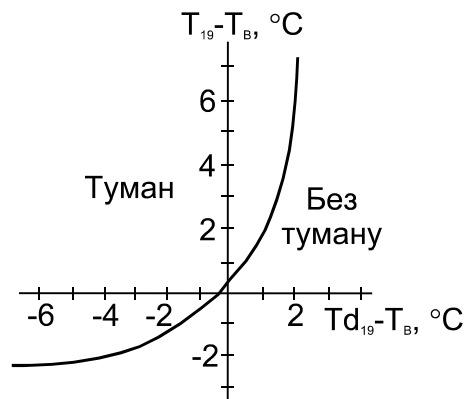


Рис. 7.10 – Графік для прогнозу адвективних туманів за методом Е.А. Напетваридзе.

У відкритому морі туман виникає при переході теплого вологого повітря з теплої поверхні води на холодну, або при переході з теплої течії на холодну. Іноді для виникнення туману достатньо зниження Td на 1...2 °С відносно початкового значення. Такий туман може вноситися з акваторії моря на сушу.

Туман випаровування. Часто спостерігається над арктичними морями при переході із сильно вихолодженого над льодом або поверхнею ґрунту повітря на відкриту водну поверхню. Відбувається випаровування, яке підвищує температуру точки роси. Повітря нагрівається знизу, зверху охолоджується. Виникає нестійкість атмосфери. Туман може бути в тих випадках, коли до переходу в повітрі спостерігалась добре виражена інверсія. В нижній частині шару інверсія може розмиватися. В дні без туману інверсія відсутня, а при наявності туману завжди з висоти 50...60 м до 200...300 м спостерігається затримуючий шар. Туман очікується при різниці температур повітря і води не менше ніж 10 °С.

До туманів випаровування відноситься туман, який спостерігається на початку зими і восени над ріками і озерами, коли температура поверхні води ≈ 0 °С, а вище -5...-10 °С. Над ґрунтом має місце добре виражена інверсія температури.

Орографічні тумани. Спостерігаються в умовах, коли повітря підіймається по схилах гір або високих хребтів, адиабатично охолоджується, але при стійкій стратифікації атмосфери.

Міські і пічні тумани (або тумани при сильних морозах). В результаті роботи промислових підприємств в атмосферу поступає велика кількість пари та ядер конденсації. При низьких температурах, близьких до $-39\dots-40$ °С, при будь-якій вологості, слабкому вітрі і стійкій стратифікації може спостерігатися туман.

Вертикальна структура видимості в адвективному тумані. На відміну від радіаційного туману, в адвективному тумані видимість мінімальна не біля поверхні землі, а біля верхньої межі шару туману.

7.4 Повторюваність туманів в Україні

Просторовий розподіл сильних туманів має велику мінливість, оскільки залежить не тільки від великомасштабних процесів, але і від місцевих чинників, які можуть як сприяти, так і перешкоджати туманоутворенню.

Частіше за все (80 днів) сильні тумани спостерігаються в гірських районах України (Карпатах і Криму). Значне число днів з туманом пов'язане з підйомом повітря по схилах і його адіабатичним охолодженням, а також з перенесенням низької хмарності, яка тут досягає поверхні землі.

Другий осередок підвищеної частоти днів з сильними туманами доводиться на південні навітряні схили Донецького кряжу Приазовської височини, де крім орографії великий вплив має промислове забруднення. Збільшене число днів з сильними туманами відмічається на Волинській, Подольській, Придніпровській височинах.

У степових районах число днів з туманом значно меншає, що пов'язано з високою температурою повітря і ґрунту, відносно низькою вологістю і нестійким сніговим покривом. Рідше за все тумани спостерігаються на південному березі Криму.

На підвітряних сторонах гір і височин число днів з туманами значно меншає. Так, на підвітряній стороні Донецького кряжу тумани відмічаються в 5 раз менше, ніж на навітряній.

Сезон туманів починається в жовтні, що зумовлено активізацією в цей час процесів адвекції, і закінчується в квітні. Частіше за все вони бувають у вересні-грудні, в приморських районах - лютому-березні.

Тумани видимістю ≤ 50 м спостерігаються виключно рідко ($\leq 1\%$). Повторюваність туманів видимістю ≤ 100 м на більшій частині країни становить 2...9%, на півдні (в Одеській області) $\geq 20\%$, а на заході (Львів) - $< 1\%$ всіх випадків з туманами. Тумани видимістю 100 м частіше за все (28%) спостерігаються на півдні, рідше (7%) - на заході. Тумани видимістю 50...200 м мають найбільшу повторюваність.

У гірських районах Українських Карпат майже кожний туман (78%) можна віднести до категорії сильного. На іншій території таких туманів менше в 5...6 разів.

Нестійкість погоди в холодний період року призводить до великої мінливості сильних туманів із року в рік. Найактивніший процес туманоутворення спостерігався у 1967 р., коли туманом було охоплено 13 областей. Згідно методу М.В. Кошеленка, адвективні сильні тумани в 30% випадків займають територію більшу, ніж Україна. Але їх може не спостерігатися зовсім (1970 і 1986 рр.).

Найбільш тривалими і небезпечними є адвективні тумани. Зимою вони можуть продовжуватися 100 год підряд, хоча в середньому один сильний туман зберігається протягом 6...12 год. Найбільш тривалі сильні тумани в Українських Карпатах, горах Криму, Донецькому кряжі, де сумарна тривалість сильних туманів може досягати ≥ 100 год.

Як правило, сильні тумани відмічаються зимою, коли при наявності снігового покриву і великого альbedo добовий хід метеорологічних величин трохи згладжений. Максимум утворення сильних туманів доводиться на нічні та ранкові години, мінімум - на денні. Найбільша тривалість туману в нічні та ранкові години пов'язана з добовим ходом температури і вологості повітря.

Великий вплив на утворення туманів надає розподіл метеорологічних величин, вологість повітря, вітер. Температура повітря при виникненні туманів частіш за все ± 4 °С, хоча максимальна повторюваність туману при температурі ≈ 0 °С. Вологість повітря при туманах близька до насичення; в радіаційних туманах вологість може бути менше 90%. Швидкість вітру при адвективних туманах $\leq 3...4$ м·с⁻¹, для радіаційних - 1...2 м·с⁻¹. При південно-східних вітрах максимальна повторюваність туманів, при північно-західних - мінімальна.

За ступенем туманоутворення територію України можна розділити на 3 райони.

I район: гірські райони (Українські Карпати, Крим). Число днів з туманом перевищує 100, з сильним туманом - 80.

II район: піднесені території центральної і південної частин України (Донецький Кряж, Приазовська, Волинська, Подільська, Придністровська височина) - другий осередок підвищеного числа днів з сильними туманами. На збільшення туманів впливає розташування відносних туманоутворюючих потоків, а на Донецькому кряжі - сприяє забруднення від промислових підприємств, шахт тощо. Число днів з сильними туманами - 20...30.

III район: рівнинні території південної степової зони (10...20 днів з сильними туманами).

Слід відмітити, що детальне врахування повторюваності туману у різних фізико-географічних умовах дозволяє суттєво покращити прогнозування цього явища по території (особливо для потреб авіації).

8 ПРОГНОЗ ОБЛОГОВИХ ОПАДІВ ТА МРЯКИ

8.1 Розрахунок кількості облогових опадів за методом Н.В. Лебедєвої

У формуванні облогових опадів бере участь значне число факторів. Тому розрахункові схеми, що застосовуються в теперішній час, достатньо спрощені.

Формула виходить з інтегрованого виразу А.Ф. Дюбюка (1947 р.):

$$Q = \int_0^z \rho \frac{dq}{dt} dz . \quad (8.1)$$

Розглянемо деякий ідеальний стовп повітря (межі стовпа: $z_0 = 0, z$; маса стовпа повітря дорівнює ρdz , одиничний перетин $S = 1$, q - питомий вологовміст); $\frac{dq}{dt}$ - зміна питомого вологовмісту у фіксованому стовпі повітря з одиничним перетином.

Скористаємося ізобаричною системою координат: $\rho dz = -\frac{dP}{g}$.

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{P_0}^P \frac{dq}{dt} dP . \quad (8.2)$$

Так як найбільший вологовміст в атмосфері спостерігається в нижній половині тропосфери, то умовимося: $P_0 = 1000$ гПа, $P = 500$ гПа - до цієї поверхні вологовміст зменшується настільки, що можна $P = 500$ гПа вважати верхньою межею:

$$Q = -\frac{1}{g_{1000}} \int_{500}^{1000} \frac{dq}{dt} dP .$$

Скористаємося системою одиниць СІ, тоді розмірності $[P] = \text{гПа}$, $[q] = \%$, $[Q] = \text{мм} \cdot \text{м}^{-2}$. Таким чином, при перекладі з однієї системи одиниць (МТС) в іншу з'являється співмножник 0,1 і звідси впливає:

$$Q = -\frac{1}{10g_{1000}} \int_{500}^{1000} \frac{dq}{dt} dP . \quad (8.3)$$

За допомогою карт баричної топографії зміни вологовмісту можна враховувати не в цілому шарі (від 0 до 5,5 км), а пошарово, тобто 1000...850, 850...700, 700...500. Тепер допустимо, що підінтегральний

вираз дорівнює середньоарифметичному значенню $\overline{\frac{dq}{dt}}$ в розглянутому шарі, тобто застосуємо теорему про середнє:

$$Q = -\frac{1}{10g} \left(\int_{1000}^{850} \overline{\frac{dq}{dt}} dP + \int_{850}^{700} \overline{\frac{dq}{dt}} dP + \int_{700}^{500} \overline{\frac{dq}{dt}} dP \right) =$$

$$= \frac{1}{10g} \left(\overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{850}^{1000} (1000 - 850) + \overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{700}^{850} (850 - 700) + \overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{500}^{700} (700 - 500) \right) \quad (8.4)$$

Поміняли місцями межі інтегрування і знак перед виразом у лапках став «+».

Допустимо, що середнє значення $\overline{\frac{dq}{dt}}$ може бути замінено середньоарифметичним у даному шарі:

$$\overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{850}^{1000} = \frac{\frac{dq_{1000}}{dt} + \frac{dq_{850}}{dt}}{2} \quad \text{і т.д.}$$

При випадінні облогових опадів, коли підстильна поверхня, як правило, є зволоженою $\frac{dq_{1000}}{dt} \approx 0$, тобто потоки вологи настільки великі, що зміни q за часом рівні 0 (це не означає, що $q = 0$). Тоді

$$\overline{\frac{dq}{dt}} \Big|_{850}^{1000} = \frac{\frac{dq_{850}}{dt}}{2},$$

$$Q = \frac{1}{100} \left(\frac{1}{2} \frac{dq_{850}}{dt} \cdot 150 + \frac{\frac{dq_{850}}{dt} + \frac{dq_{700}}{dt}}{2} \cdot 150 + \frac{\frac{dq_{700}}{dt} + \frac{dq_{500}}{dt}}{2} \cdot 200 \right).$$

Об'єднавши однорідні члени і зробивши арифметичні дії, одержимо:

$$Q = 1,5\Delta q_{850} + 1,8\Delta q_{700} + \Delta q_{500}, \text{ у мм}\cdot\text{м}^{-2} \text{ за одиницю часу} \quad (8.5)$$

де $\Delta = \frac{dq}{dt}$.

Даний вираз справедливий у тому випадку, якщо розглянутий стовп повітря малорухомий, тоді вся кількість вологи, що сконденсувалася, випадає у вигляді облогових опадів у даному місці. В реальних умовах у більшості випадків атмосфера рухлива і тому вся кількість вологи, що сконденсувалася, рівномірно розподіляється уздовж траєкторії.

$$Q = M \frac{\overline{dq}}{dt} (S_k - S_n),$$

S - довжина траєкторії стовпа повітря, що переміщується, S_n і S_k - початкова і кінцева точки траєкторії відповідно;

M - маса стовпа повітря з одиничним перетином.

Якщо на ізобаричній поверхні 500 гПа спостерігаються значні вертикальні рухи, тоді загальна кількість облогових опадів розраховується за допомогою:

$$Q_{\text{заг}} = Q_1 (1 - 0,002\tau_{500}), \quad (8.6)$$

де τ_{500} – аналог вертикальної швидкості на поверхні 500 гПа.

Щоб отримати вираз (8.6), розглянемо стовп повітря від 1000 до 500 гПа:

$$M_1 = \frac{500}{10} = 50, \quad \text{тобто} \quad \frac{dP}{q}.$$

При значних висхідних вертикальних рухах ($\tau < 0$) маса верхньої частини стовпа повітря M_2 пропорційна цим рухам (хмара наростає):

$$M_2 = -0,1 \tau_{500},$$

Тоді маса всього стовпа повітря:

$$M = M_1 + M_2 = 50 - 0,1\tau_{500}.$$

Припустимо, що кількість вологи, яка сконденсувалася в даному стовпі (від 1000 до 500 гПа), визначається за формулою:

$$Q_1 = 50 \cdot \overline{\Delta q_1}, \quad \text{де} \quad \overline{\Delta q_1} = \frac{dq}{dt} - \text{зміна питомого вологовмісту в даному}$$

шарі.

Загальну кількість вологи можна розрахувати за рівнянням:

$$Q_{\text{заг}} = (50 - 0,1\tau_{500}) \cdot \overline{\Delta q}.$$

Припустимо, що $\overline{\Delta q_1} \approx \overline{\Delta q}$, і знайдемо відношення:

$$K = \frac{Q_{\text{заг}}}{Q_1} = \frac{(50 - 0,1\tau_{500})}{50} = 1 - 0,002\tau_{500}.$$

З цього співвідношення одержуємо формулу (8.6).

У даних виразах відсутні опади, що формуються за рахунок процесів у шарі тертя. Ці опади не завжди обумовлені висхідними вертикальними рухами. Вони можуть бути пов'язані з трансформаційним зниженням температури повітря. Якщо це має місце, то додатково до $Q_{\text{заг}}$ необхідно врахувати опади за рахунок трансформації.

Дана методика передбачає розрахунок конденсаційних процесів, починаючи з поверхні 850 гПа. При цьому, максимум вологовмісту відзначається в шарі біля поверхні землі.

Тому рекомендується проводити розрахунки, починаючи з ізобаричної поверхні 925 гПа (≈ 750 м). У цьому випадку:

$$\tau_{925} \approx \frac{\tau_{850}}{2}, \quad Q_{\text{тр}} = 0,8\Delta q_{925},$$

де $Q_{\text{тр}}$ – опади в шарі тертя.

При наявності карти 925 гПа в оперативних умовах є можливість визначити τ на цій поверхні. Робоча формула для розрахунку облогових опадів приймає вигляд (з урахуванням опадів у шарі тертя):

$$Q = 0,8\Delta q_{925} + 1,1\Delta q_{850} + 1,8\Delta q_{700} + \Delta q_{500}. \quad (8.7)$$

Якщо немає інформації про хмарність (вологість) вище 6 км або якщо верхня межа хмарності не досягає рівня 500...700 гПа, то кількість опадів можна отримати за формулами:

$$Q = 1,5\Delta q_{850} + 3,0\Delta q_{700}, \quad (8.8)$$

$$Q = 3,75\Delta q_{850}.$$

Дана методика розрахунку кількості облогових опадів використовується в синоптико-гідродинамічній схемі прогнозу погодних умов. Ця схема двічі на добу передається в мережу.

При прогнозі облогових опадів важливо враховувати фазовий стан опадів - це необхідно для прогнозу ожеледі, ожеледиці, мокрого снігу тощо. Аналіз фактичного матеріалу показує, що фазовий стан опадів визначається положенням нульової ізотерми (H_0), температурою повітря

біля поверхні землі (T_3) та значенням відносного геопотенціалу H_{1000}^{850} (рисунок).

Якщо $H_0 > 500$ м, $T_3 > 3$ °С, $H_{1000}^{850} \geq 132$ дам, то буде рідка фаза опадів, якщо $H_0 < 500$ м, $T_3 < 3$ °С, $H_{1000}^{850} \leq 128$ дам - сніг.

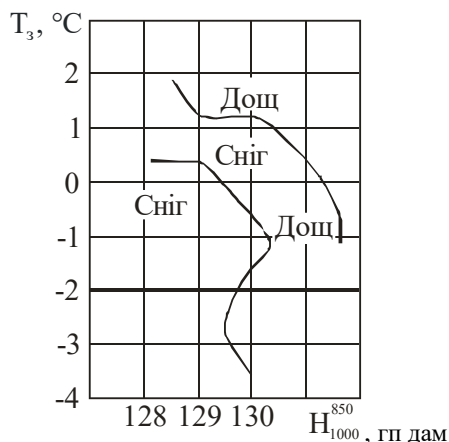


Рисунок – Графік для визначення фазового стану опадів.

В оперативній роботі про температуру повітря нижнього 1,5 км шару можна судити по H_{1000}^{850} .

У повсякденній роботі синоптика важко дати прогноз положення ізотермічної поверхні 0 °С з точністю 100...200 м.

Послідовність розрахунків кількості облогових опадів. При розрахунку кількості облогових опадів фактори, які формують опади, враховують в такій послідовності.

1. Будують прогностичні траєкторії повітряних часток з відповідною завчасністю для пункту, по якому прогнозують опади.

2. По картах за початковий строк визначають адвективні значення, тобто значення в початкових точках траєкторії часток температури T_a та точки роси $(Td)_a$ і T_k та $(Td)_k$, тобто значення в кінцевих точках траєкторії біля поверхні землі та на поверхнях 850, 700, 500, 300 гПа.

3. Розраховують неадіабатичні трансформаційні зміни T і Td в холодну половину року на поверхнях 925, 850, 700 гПа.

4. Враховують адіабатичні зміни температури та вологості внаслідок упорядкованих вертикальних рухів.

5. У випадку конденсації, хоча б на одному рівні, розраховують кількість сконденсованої вологи.

8.2 Прогноз мрячних опадів

Типовими опадами низьких шаруватих хмар при додатних температурах повітря є мряка, при від'ємних - переохолоджена мряка або снігові зерна.

Найбільш часто мрячні опади випадають у теплих секторах циклонів, що складаються з вологих, теплих мас повітря. Іноді мряка є результатом укрупнення часток туманів.

Зона мрячних опадів, що спостерігається, переноситься по ізогісах АТ-850 з урахуванням еволюції хмарності. При процесі охолодження теплої вологої повітряної маси мряку вдається прогнозувати і тоді, коли її випадіння у вихідний момент часу ще не почалося.

При значній вертикальній потужності хмар (більше 2 км у теплих секторах циклонів поблизу центра) і положенні ізотерми -10°C у верхній частині хмарного шару колоїдальність шаруватих хмар порушується, у цьому випадку з них можуть випадати облогові опади. Мрячні опади часто посилюються в нічні години в результаті додаткового радіаційного охолодження хмарності.

Мряка частіше за все спостерігається при температурах біля поверхні землі близьких до 0°C . При мінусових температурах можлива переохолоджена мряка та снігові зерна. Мряка, або інакше трансформаційні опади, формуються в шарі від 1000 до 700 гПа при адіабатичному охолодженні повітря. Трансформаційне охолодження повітряної маси спостерігається при адвекції тепла. При цьому мряка, яка не переходить в дощ, можлива, якщо упорядковані вертикальні рухи малі. Прогноз мряки зводиться до переносу зони опадів на прогностичний період та якісних висновків про імовірність її еволюції.

9 ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНОЇ ХМАРНОСТІ, ЗЛИВОВИХ ОПАДІВ І ГРОЗ

9.1 Загальні відомості про конвекцію

Під конвективними явищами розуміється хмарність купчастих форм, грози, зливи, шквали, смерчі тощо.

Основна причина розвитку конвективних явищ - це потоки конвекції, що можуть досягати декількох десятків $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$. Необхідною умовою є нестійка стратифікація атмосфери.

В момент розвитку конвекції градієнт температури може перевищувати або дорівнювати значенню сухоадіабатичного градієнта $\gamma \geq \gamma_{\text{са}}$ в нижньому шарі атмосфери, а вище - $\gamma \geq \gamma_{\text{ва}}$. Виняткове значення при прогнозі конвективних явищ має вологовміст повітряних мас. Так, для центральної частини Східної Європи сумарна величина дефіциту точки роси складає:

$$\sum_{850}^{700} (T - T_d) \leq 20^\circ\text{C}, \text{ а } \sum_{850}^{500} (T - T_d) \leq 25^\circ\text{C},$$

$T_{\text{max}} - T_d \leq 20^\circ\text{C}$ у ранкові години (звичайно для розрахунків беруть 9 год).

Якщо сумарний дефіцит більше цих величин, то атмосфера буде дуже сухою, і навіть якщо висхідні вертикальні рухи прагнуть до максимуму та конвекція розвивається, опадів не буде.

Якщо $T_{\text{max}} - T_d \leq 20^\circ\text{C}$, то рівень конденсації лежить нижче 2 км, а якщо $T_{\text{max}} - T_d > 20^\circ\text{C}$, то рівень конденсації знаходиться вище 2 км і опади землі не досягають (випаровуються). Це так звані сухі грози (не супроводжуються випаданням зливових опадів).

При прогнозі конвективних явищ необхідно враховувати структурні особливості хмари. Зокрема, у помірних широтах сприятливою умовою для розвитку гроз і злив є змішана структура хмарної маси. На підставі даних літакового зондування в помірних широтах отримані наступні параметри хмари: зливі опади випадають у тому випадку, якщо хмару пронизують ізотерми -10°C в середній і $-22,5^\circ\text{C}$ у верхній частині, тобто хмара стає колоїдально нестійкою. Якщо вертикальна потужність конвективної хмари $\Delta H_{\text{кх}} \geq 2,2$ км, то відзначається випадіння зливових опадів, а якщо $\Delta H_{\text{кх}} \geq 4,5$ км спостерігаються грози.

При прогнозі конвективних явищ необхідно виявляти і враховувати потужність конвективно-нестійкого шару $\Delta H_{\text{кнш}}$ - це шар атмосфери, частки якого стратифіковані нестійко, тобто $\gamma > \gamma_a$.

За умовами розвитку термічна конвекція підрозділяється на три види:

1. Термічна конвекція, що виникає за рахунок прогріву часток від підстильної поверхні. У цьому випадку конвективно-нестійкий шар (КНШ) формується безпосередньо від підстильної поверхні.

2. Вільна конвекція; КНШ розташовується на деякій висоті, тобто його формування не пов'язане з прогрівом маси від підстильної поверхні. Виникає за рахунок нерівномірної горизонтальної адвекції повітряних мас на висотах чи радіаційного охолодження на верхній межі хмарного шару. Це частіше спостерігається у перехідні сезони.

3. Вимушена конвекція; виникає за рахунок формування вологонестійкої стратифікації в хмарній масі, що може бути обумовлена упорядкованими висхідними рухами (наприклад, при циклонічних перебудовах баричного поля). Вона може також формуватися в районах зі складною орографією за рахунок орографічного підйому. Сама хмарна маса має властивість $\gamma \sim \gamma_{ва}$; однак за сприятливих умов в атмосфері створюється $\gamma \geq \gamma_{ва}$ - це умова, яка необхідна для присутності КНШ. Додаткова умова: $U \sim 100\%$.

Для розвитку гроз у помірних широтах необхідні наступні умови:

- потужність конвективної хмарності $\Delta H_{кх} \geq 4,5$ км;
- верхня межа конвективної хмарності $H_{вмкх} (H_{конв}) \geq 6 \dots 7$ км;
- температура на рівні конвекції $T_{конв} \leq -23$ °С.

Для утворення і випадіння граду:

- $H_{конв} \approx 14 \dots 17$ км;
- $T_{конв} \leq -45$ °С;
- $H_{-45^\circ C} \sim 10,5$ км (висота ізотерми -45 °С);
- $H_{0^\circ C} \sim 4$ км (висота ізотерми 0 °С),
- $q \geq 10$ ‰ (до 20 ‰) (вологість),
- $(T'-T) \geq 1 \dots 5$ °С (енергія нестійкості).

У низьких широтах параметри інші. Тут особливо велике значення має водність та вологість повітряної маси.

9.2 Синоптичні умови утворення конвективних явищ

Конвективні явища можуть бути як внутрішньомасові, так і фронтальні. Особливо часто конвективні явища розвиваються в зоні холодних фронтів, що повільно переміщуються; максимальна повторюваність їх відзначається біля вершини хвильових збурень, де спостерігаються найбільш тривалі та інтенсивні зливові опади.

Конвекція спостерігається на фронтах оклюзії, але можливий її розвиток і на теплих фронтах. Конвекція на теплих фронтах частіше виникає в нічний час. Про інтенсивність конвекції на фронтах судять за термодинамічними властивостями теплої повітряної маси.

Внутрішньомасова конвекція розвивається в тилу циклонів, але не відразу за фронтальною масою, а через 2...3 доби. Для цього повинні бути відсутніми активні осередки росту тиску. У протилежному випадку конвекція гаситься. Сприятлива ситуація для формування конвекції - це тилова частина циклону.

Дуже сприятлива ситуація для розвитку конвекції - це циклонічні утворення, що заповнюються. У цьому випадку потоки вологи в атмосферу максимальні. Циклон заповнюється холодною масою, тобто повітряна маса близька до потенційної нестійкості. Конвекція може спостерігатися протягом 6...7 діб.

У тилу антициклона (звичайно це західна частина антициклона) частіше виникає вільна конвекція. Повітряна маса повинна бути досить зволоженою: $q \sim 6...7 \%$, а на висоті 3 км $U \sim 65...70\%$, крім того $\gamma \rightarrow \gamma_{ва}$.

В антициклонах, що руйнуються, при достатньому прогріві повітряних мас і при надходженні вологи з підстильної поверхні також може формуватися конвекція.

Розвиток конвекції пов'язаний і з місцевими умовами. Конвекція розвивається на навітряній частині височин і дуже реагує на водоймища.

Схема прогнозу конвективних явищ

1. Визначається синоптична ситуація (у тому числі й у тропічній зоні).
2. Здійснюється облік термодинамічних властивостей повітряних мас. Для внутрішньомасової конвекції використовуються фактичні дані радіозондування, а для фронтальної конвекції і при наявності горизонтального переносу використовуються майбутні криві T і T_d .
3. Виробляється розрахунок деяких параметрів ($KNШ$, $N_{конв}$, $N_{конд}$, $T_{конв}$ тощо), заснований на застосуванні розрахункових методів.
4. Враховуються місцеві умови.

9.3 Розрахункові методи конвективних явищ

В оперативній практиці широко розповсюджений метод побудови моделі конвекції. Він зручний наочністю, досить простий і досить надійний. У середньому справджуваність його 80...82%; з урахуванням місцевих особливостей справджуваність можна підвищити.

Спрощення. Розглядаються умови формування "хмари-свічки", а інша частина атмосфери застигла і не взаємодіє з такою хмарою. У даному випадку розглядається рух окремих елементарних об'ємів, що мають деяку густину ρ' , відмінну від густини навколишнього середовища ρ . Причому умова, коли $\rho' \neq \rho$ досягається різницею температур фіксованого об'єму і навколишнього середовища. Коли $\rho' < \rho$, то $T' > T$ - досягається прогрівом повітряних часток при термічній конвекції.

Критерії стійкості атмосфери. Питання про стійкість атмосфери стосовно сухо- і вологадіабатичних процесів розглянуті у науковій літературі всебічно. Поряд з поняттям стійкості стосовно повітряної частки, що переміщається адіабатично, велике значення має стійкість різних шарів атмосфери, що визначають умови утворення хмар і розвиток конвективних рухів у них.

Зупинимося на двох класичних методах оцінки нестійкості атмосфери (методі частки і методі шару) і моделях конвекції, які лежать в основі цих методів. Обидва методи дозволяють одержати критерії стійкості атмосфери, вертикального розподілу швидкостей висхідних потоків, визначити висоту нижньої і верхньої межі конвективної хмари. Розглянемо можливості кожного з цих методів і з'ясуємо, в якому випадку і на якій стадії розвитку хмар ці методи знаходять застосування.

9.3.1 Метод частки

Як відомо, метод частки заснований на адіабатичній моделі конвекції, відповідно до якої частка повітря при своєму переміщенні не вступає в тепло- і масообмін з навколишнім повітряним середовищем. Вид адіабатичної кривої цілком виправдовується початковими значеннями параметрів повітря на рівні конденсації: температури, тиску і вологості. Енергія нестійкості оцінюється площею, яка знаходиться в даному шарі між кривою стану і кривою стратифікації (рис. 9.1).

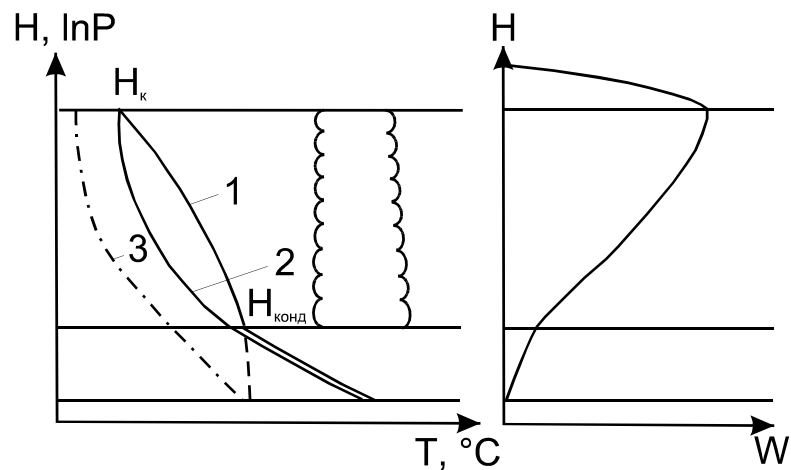


Рис. 9.1 – Визначення параметрів конвекції за допомогою методу частки:

- 1 – крива стану, 2 – крива температурної стратифікації,
- 3 – крива вологості.

Нестійкість шару при такому способі розрахунку в цілому зовсім не залежить від розподілу вологості вище рівня конденсації. При цьому передбачається, що підйом повітря в конвективному потоці не робить ніякого впливу на розподіл температури в навколишньому середовищі. Компенсуючі низхідні рухи повітря виникають далеко за межами хмари.

З основного рівняння статички випливає, що повітря знаходиться в рівновазі у тих випадках, коли вертикальна складова сили гідростатичного тиску, віднесена до одиниці маси і рівна $\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz}$, врівноважується силою ваги

g . Це справедливо в припущенні горизонтальної неоднорідності температури і квазістатичності. Однак у силу тих чи інших причин може виявитися, що $T' > T$ і $\rho' < \rho$, тобто виникає термічна конвекція, тоді розглянута маса повітря за рахунок деякої підйімальної сили

$$f = g\rho - g\rho'$$

набуває вертикального прискорення і почне зміщуватися. Величина цього прискорення, тобто сила, віднесена до одиниці маси, виразиться у вигляді:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g(\rho - \rho')}{\rho'} = g\left(\frac{\rho}{\rho'} - 1\right) \quad (9.1)$$

або, так як $\frac{\rho}{\rho'} = \frac{T'}{T}$ (за умови квазістатичності, коли $P = P'$),

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g\left(\frac{T'}{T} - 1\right) = g\left(\frac{T' - T}{T}\right), \quad (9.2)$$

де $\frac{d^2z}{dt^2}$ - це прискорення одиничної маси.

Звідси випливає, що якщо маса повітря на деякому рівні виявиться тепліше навколишнього повітря ($T' > T$), то вона зазнає позитивного прискорення і піднімається вгору; при $T' < T$ - прискорення негативне і повітряна маса опускається вниз. Величина цього прискорення може бути зовсім незначною. Дійсно, при температурі навколишнього повітря $T = 273 \text{ K}$ і при $T' - T = 1$ воно буде дорівнювати $3,6 \text{ см} \cdot \text{с}^{-2}$.

Легко показати, що вертикальна швидкість визначається початковим перегрівом частки біля поверхні землі і характером стратифікації.

Допустимо, що фіксований об'єм повітря піднімається з рівня z_0 до деякого рівня z . При цьому переміщенні температура повітряної маси в умовах адіабатичності буде змінюватися за лінійним законом:

$$T' = T'_0 - \gamma_a \Delta z,$$

де T'_0 - початкова температура повітряної маси; $\Delta z = z - z_0$ - відстань, на яку переміститься частка.

Прийmemo, що в навколишньому повітрі температура зміниться також по лінійному закону, тобто

$$T = T_0 - \gamma \Delta z,$$

де γ - фактичний градієнт температури; T_0 - температура оточуючого повітря на рівні z_0 .

Тоді:

$$T' - T = (T'_0 - T_0) - (\gamma_a - \gamma) \Delta z,$$

і отже

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \left(\frac{T'_0 - T_0}{T} \right) - g \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{T} \right) \Delta z. \quad (9.3)$$

Звідси видно, що прискорення визначається двома причинами, вплив яких представлений двома доданками в правій частині рівняння (9.3). Перший доданок виражає залежність прискорення від величини початкового перегріву ($T'_0 - T_0$) частки стосовно навколишнього повітря; другий дає представлення про залежність прискорення від стратифікації атмосфери ($\gamma_a - \gamma$).

Перемножуючи (9.2) на Δz , можемо одержати енергію конвективного потоку:

$$E = \frac{d^2 z}{dt^2} \Delta z = g \frac{T' - T}{T} \Delta z.$$

Перетворення енергії в деякому шарі представимо у вигляді:

$$dE = g \int_{z_0}^z \frac{T' - T}{T} dz. \quad (9.4)$$

Використовуючи рівняння статички та стану $gdz = -\frac{dP}{\rho} = -\frac{RT}{P} dP$,

запишемо (9.4) в ізобаричній системі координат:

$$dE = -R \int_{P_0}^P \frac{T}{P} \left(\frac{T' - T}{T} \right) dP = -R \int_{P_0}^P (T' - T) d \ln P . \quad (9.5)$$

Геометричне тлумачення цього виразу зводиться до того, що він показує площу енергії нестійкості між кривими стану, стратифікації та ізобарами P і P_0 . Позитивна енергія нестійкості (dE) тим більша, чим більше (вправо) відхилення кривої стану від кривої стратифікації.

При переході всієї енергії нестійкості в кінетичну енергію висхідних конвективних рухів в шарі від рівня z_0 до висоти z можна записати, що

$$w_{Kz} = \sqrt{w_{Kz_0}^2 + 2E} . \quad (9.6)$$

Підставляючи (9.5) у (9.6), одержимо

$$w_{Kz} = \sqrt{w_{Kz_0}^2 + 2R \int_{P_0}^P (T' - T) d \ln P}$$

(поміняли місцями межі інтегрування) чи приблизно

$$w_{Kz} = \sqrt{w_{Kz_0}^2 + 2R(\overline{T' - T}) \ln \frac{P_0}{P}} . \quad (9.7)$$

Звичайно розраховується середня вертикальна швидкість конвекції $\overline{w_K}$ для всіх часток, що беруть участь у конвективному перенесенні:

$$\overline{w_K} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_{K_i} ,$$

де n - число рівнів, w_K - вертикальна швидкість i -тої частки.

На практиці $\overline{w_K}$ визначається по графіках у залежності від $\overline{(T' - T)}$, тому що вертикальна швидкість конвективного потоку прямо пропорційна кореню квадратному з виразу: $\overline{w_K} = a \sqrt{\overline{T' - T}}$, де a - емпіричний коефіцієнт.

Максимального значення швидкість підйому частки повітря досягає на рівні $H_{\text{конв}}$ - висоті перетину кривої стану та кривої стратифікації. Верхня межа хмари визначається рівнем, де швидкість висхідного потоку дорівнює нулю.

Нагадаємо, що умова підйому вологого повітря: $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$, сухого повітря нижче рівня конденсації: $\gamma > \gamma_a$.

Цей метод може бути застосований до розрахунку швидкості висхідного потоку в центральній частині розвинутої грозо-градової хмари (потужних Сb), де ефекти залучення не спостерігаються.

Обмеження даного методу. Метод не враховує взаємодії об'єму, що піднімається, з навколишнім середовищем, тому що розглядається ізольований об'єм повітря. Не враховуються компенсуючі зворотні рухи повітря.

Варто пам'ятати, що в реальних умовах завжди відбувається деяке перемішування і теплообмін повітряної маси, що переміщується, з навколишнім середовищем. У цьому випадку процес уже не можна вважати адіабатичним.

Не враховується розподіл вологості вище рівня конденсації. Це є істотним недоліком. Деяке удосконалення даного методу може йти шляхом одержання параметрів конвекції для даного регіону з урахуванням інтенсивності конвективних явищ.

9.3.2 Метод шару

Наприкінці 30-х років минулого сторіччя Я. Б'єркнесом і С. Петерсеном була запропонована більш складна і повна адіабатична модель, яка в подальшому була застосована до аналізу і прогнозу конвективних явищ І. Бирсом, М.С. Шишкіним, Г.К. Сулаквелідзе та іншими вченими. У цій моделі враховується той факт, що висхідні рухи повітря в конвективних потоках супроводжуються низхідними рухами повітряного середовища, що розділяє ці потоки. Низхідні рухи викликають адіабатичне нагрівання середовища, у результаті чого відбувається зрушення кривої стратифікації в область більш високих температур (рис. 9.2). При цьому передбачається, що стан повітря, яке піднімається, змінюється по адіабатичному закону так, що крива його стану збігається з кривою стану в методі частки.

Однак різниця температур між кривою стану і кривою стратифікації виявляється в цій моделі багато меншою. Зменшується швидкість висхідних рухів, знижується рівень вирівнювання температур висхідного потоку і навколишнього середовища і, відповідно, очікувана верхня межа конвективної хмарності.

Спосіб розгляду конвективних явищ, що враховує низхідні рухи позахмарного середовища, одержав назву методу шару. Умова нестійкості або розвитку конвективних рухів за методом шару визначається співвідношенням $\gamma > \gamma^*$, де γ^* - рівноважний градієнт (за М.С. Шишкіним $\gamma^* = \frac{\gamma_{ва} + \gamma_a}{2}$).

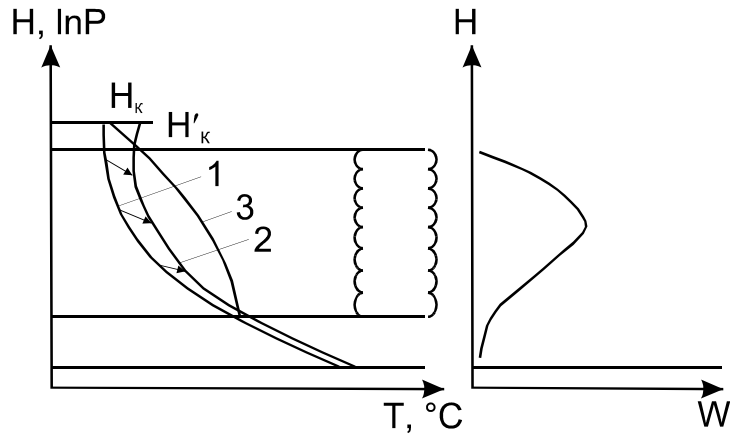


Рис. 9.2 – Визначення параметрів конвекції за допомогою методу шару:

1 – попередня крива стратифікації, 2 – крива стратифікації, з урахуванням низхідних рухів; 3 – крива стану.

Для виведення критерію нестійкості за методом шару необхідно оцінити різницю температур хмарного і позахмарного повітря з урахуванням змін, викликаних низхідними компенсуючими потоками.

Таким чином, у методі шару розглядається енергія компенсуючих рухів протилежного напрямку сусідніх часток.

Розглянемо деякий шар повітря, обмежений рівнями z_1, z_2 , в якому присутні висхідні та низхідні рухи.

Введемо такі умовні позначення: S_B, W_B - перетин і вертикальна швидкість об'єму, що утворює висхідний рух; S_H, W_H - перетин і вертикальна швидкість об'єму, що утворює низхідний рух.

Припустимо, що 1) усі зміни всередині виділеного шару відбуваються адіабатично; 2) під впливом горизонтальних рухів (якщо вони є) метеорологічні величини в шарі не змінюються; 3) маса усього виділеного шару залишається незмінною.

Останню умову збереження маси в шарі, якщо зневажити малими змінами густини, можна записати:

$$S_B W_B + S_H W_H = 0; \quad W_H = -\frac{S_B}{S_H} W_B. \quad (9.8)$$

Якщо в початковий момент часу $t = 0$ температура на висоті z_1 дорівнює T_1 , на z_2 вона складає T_2 (і на деякому рівні z усередині шару - T), а градієнт у всій товщі шару дорівнює γ , то різниця температур:

$$T_1 - T_2 = \gamma (z_2 - z_1). \quad (9.9)$$

Через деякий проміжок часу Δt на рівень z придуть частки з z_1 і z_2 , що будуть мати температури:

$$\begin{aligned} T_B &= T_1 - \gamma_a W_B \Delta t \\ T_H &= T_2 - \gamma_{ca} W_H \Delta t \\ \Delta T &= T_B - T_H = (T_1 - T_2) - (\gamma_a W_B - \gamma_{ca} W_H) \Delta t. \end{aligned}$$

Замінімо $(T_1 - T_2)$ з (9.9) з огляду на від'ємний знак низхідних рухів W_H :

$$\Delta T = \gamma(z_2 - z_1) - (\gamma_a W_B - \gamma_{ca} W_H) \Delta t. \quad (9.10)$$

Знайдемо $(z_2 - z_1)$, для чого визначим рівень z , на який піднімалися частки:

$$\begin{aligned} z &= z_1 + W_B \Delta t \\ z &= z_2 + W_H \Delta t \\ z_2 + W_H \Delta t &= z_1 + W_B \Delta t, \\ z_2 - z_1 &= (W_B - W_H) \Delta t. \end{aligned} \quad (9.11)$$

Підставимо (9.11) у (9.10) і розкриємо дужки:

$$\Delta T = \gamma W_B \Delta t - \gamma W_H \Delta t - \gamma_a W_B \Delta t + \gamma_{ca} W_H \Delta t. \quad (9.12)$$

Згрупуємо члени в (9.12):

$$\Delta T = (\gamma - \gamma_a) W_B \Delta t - (\gamma - \gamma_{ca}) W_H \Delta t,$$

підставимо з (9.8) значення W_H через відношення перетинів та отримаємо вираз для визначення критерію нестійкості:

$$\Delta T = \left((\gamma - \gamma_a) + (\gamma - \gamma_{ca}) \frac{S_B}{S_H} \right) W_B \Delta t. \quad (9.13)$$

Для розвитку конвекції ($W_B > 0$) необхідно, щоб значення $\Delta T = (T_B - T_H) > 0$, де ΔT - критерій нестійкості за методом шару.

Найбільший практичний інтерес представляє випадок, коли висхідний потік насичений, а низхідний - ненасичений. Тоді з рівняння (9.13) впливає умова стійкості і нестійкості атмосфери. Значення рівноважного градієнта γ^* визначається при $\Delta T = 0$.

Розрахунок ΔT здійснюється в шарі між рівнем конденсації і конвекції. До рівня конденсації крива стану будується аналогічно методу частки.

$\Delta T > 0$, якщо $\gamma > \gamma_a$, тобто якщо атмосфера стратифікована нестійко. Конвекція посилюється при $\gamma > \gamma_{ca}$.

Інтенсивність конвекції залежить від співвідношення площ конвективних струменів. При $S_H \rightarrow 0$ конвекція буде максимальною, тому що площа низхідних струменів мінімальна.

З розвитком низхідних рухів величина ΔT убуває. Максимальна вертикальна довжина конвективних хмар спостерігається при невеликій їх кількості. Зі збільшенням кількості хмарності вертикальна потужність убуває, тому що убуває ΔT .

Модель шару більш громіздка, а справджуваність прогнозу конвективних явищ поступається методу частки. Хоча в цілому, параметри конвективних хмар непогано погоджуються з екстремальними значеннями, отриманими експериментальним шляхом (це справедливо для обох методів).

Необхідно відзначити, що кожний з описаних методів може застосовуватися (з визначеним ступенем наближення) для розрахунку параметрів конвекції в період її максимального розвитку при різних конвективних процесах. Так, метод шару застосуємо для оцінки параметрів конвекції при внутрішньомасових процесах. Ще раз варто підкреслити, що метод частки і метод шару мають дуже істотний недолік. У них зовсім не враховується вертикальний розподіл вологості навколишнього повітря, що відіграє велику роль у розвитку потужних купчасто-дошових хмар. Цей недолік відсутній у моделях конвекції, побудованих на основі аналізу потенційної нестійкості атмосфери.

За фізичними умовами, покладеними в основу, усі способи прогнозу грозової діяльності на період до 12 год можна розділити на 3 групи: а) метод частки; б) метод шару; в) метод, що враховує неадіабатичність процесів при розвитку конвекції.

Метод частки докладно розроблений Н.В. Лебедєвою, а за кордоном - Галуєєм, Шоуолтером, Бейлі, Рекліфом та інш.

Метод шару стосовно до прогнозу гроз розроблений М.С. Шишкіним, а за кордоном для району Фінляндії - А. Сіміля.

Метод, що враховує неадіабатичність атмосферних процесів, розроблений І.А. Славіним. За кордоном цей метод знайшов відображення в роботах Фауста, Кокса, Уайтинга.

9.4 Вплив залучення на умови розвитку конвективних явищ

В основу методів частки і шару покладене припущення про відсутність обміну між хмарою і навколишнім середовищем. Однак, дослідження показують, що висхідний конвективний потік втягує повітря з навколишнього середовища.

Частки повітря, що беруть участь у конвективному підйомі, переміщуються вгору прискорено:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T' - T}{T}.$$

У верхній частині хмари формується процес відтоку повітряних мас у горизонтальній площині. Відтік повітряних мас має інтенсивність, що перевищує конвергенцію повітряних часток у шарі КНШ. Ця невідповідність свідчить про те, що в купчастій хмарі поза шаром КНШ має місце горизонтальний приплив повітряних часток. Якщо в навколишній атмосфері повітряна маса знаходиться в ненасиченому стані, його приплив у горизонтальній площині впливає на розвиток конвективних явищ. Присутність процесу випаровування в сухому повітрі - свідчення того, що об'єми повітря, які піднімаються, взаємодіють з навколишнім середовищем.

Порівняння параметрів конвекції в момент розвитку конвективних явищ з розрахунковими параметрами показує наступне. Верхня межа S_b розрахункової конвекції перевищує верхню межу реальної купчасто-дошової хмари на 180 гПа. Ця різниця також підтверджує взаємодію часток (у хмарі) з навколишнім середовищем. У середньому ці 180 гПа складають приблизно 25% потужності купчастої хмари. Тобто приблизно 1/4 частина хмари складається з часток, що притікають у дану хмарну систему з навколишнього середовища. Врахування припливу часток у хмару в горизонтальній площині називається *процесом залучення*.

Це дуже складний процес, теоретично вирішити його поки що не вдалося. Врахування ведеться, в основному, емпіричним шляхом.

Врахування залучення скорочує різницю у визначенні рівня конвекції приблизно до 60 гПа, тобто на 2/3.

Аналіз величини $\gamma_{ко}$, отриманий з урахуванням залучення у купчастій хмарі, показує, що приблизно в 76% випадків $\gamma_{ко} > \gamma_{ва}$. Приплив повітряної маси з позахмарного середовища підсилює конвективний підйом у хмарі.

Правда, в окремих випадках врахування залучення дозволяє одержати шари зі стійкою стратифікацією (якщо навколишнє повітря дуже сухе).

Між рівнем конденсації і рівнем конвекції температура хмарної маси задається кривою стану. Крива стратифікації може мати найрізноманітніший хід. При виникненні конвекції повітря, яке піднімається, безупинно переміщується з більш холодним і менш вологим повітрям навколишнього середовища, тобто хмарна маса взаємодіє з навколишнім середовищем.

За рахунок цієї взаємодії змінюється T' і T_d' у хмарі. Якщо між хмарною масою і навколишнім середовищем відзначається значний дефіцит ΔT_d , то адіабатичні частки, що піднімаються, можуть бути

ненасичені. Допустимо, $q' = 12 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$; $q = 2,2 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$; $\bar{q} = 10 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$, тобто повітря ненасичене, тому що \bar{T} лежить праворуч від \bar{q} . При цьому T' може змінюватися на ΔT , а q' на Δq . Прийmemo, що ця зміна в середньому складає $1/4 T'$ і T_d' хмарної маси. Виникає необхідність у визначенні даних виправлень. Для цього знаходиться середня температура і середній вологовміст суміші навколишнього повітря і хмарної маси:

$$\bar{T} = \frac{4T' + T}{5}; \quad \bar{q} = \frac{4q' + q}{5}.$$

Дану операцію можна робити багаторазово. Статистика показує, що доцільніше дані розрахунки виконувати на картах АТ-700 і АТ-500, тобто ці рівні близькі до середини хмари (зі статистики для помірних широт). Істотне відхилення кривої стану хмарного повітря від вологої адиабати починається вище рівня конденсації.

На практиці процес залучення враховується наступним чином. Одержують температуру суміші і наносять її на діаграму на відповідних поверхнях. У даному випадку об'єм повітря не знаходиться в насиченому стані (за рахунок залучення). Для того, щоб одержати температуру повітря і точку роси з урахуванням залучення, а також масу в насиченому стані, необхідно для часток суміші на розглянутому рівні знайти свій рівень конденсації. І так треба зробити для всіх рівнів. Розподіл температури і вологості в хмарі вийде шляхом побудови ламаної лінії від нижнього рівня конденсації до рівнів конденсації, побудованих з урахуванням залучення. Від останнього рівня конденсації розподіл температури і вологості хмарної маси показує відрізок вологої адиабати до рівня конвекції.

Величину ΔT (це величина, на яку потрібно виправити температуру хмарної маси) можна одержати з наступних емпіричних співвідношень:

$$\Delta T = \Delta T_0 - k \Delta T_0 \frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \quad (9.14)$$

$$\Delta T_{500} = \Delta T_{0500} - k \Delta T_{0500} \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right)_{700},$$

де $k_{500} = 0,6 - 0,02 \Delta T_{0500}$ - коефіцієнт, знайдений емпірично (різний для різних районів).

$$\Delta T_{700} = \Delta T_{0700} - 2,5 \bar{k}_{700} \Delta P \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right), \quad (9.15)$$

де $\bar{k}_{700} = 0,003 + 0,001(T' - T)_{700}$;

$\Delta T_0 = T' - T$ на розглянутому рівні;
 q - масова частка водяної пари в повітрі, що втягується;
 q' - масова частка насиченої водяної пари на вологоадіабатичній ділянці процесу;
 \bar{k} - коефіцієнт залучення в шарі від рівня конденсації з тиском P_K до рівня $(P_K - \Delta P)$;

$\Delta P = 150$ гПа, якщо рівень конденсації для часток, які піднімаються з нижньої межі КНШ, розташований нижче поверхні 850 гПа. Якщо рівень конденсації розташований вище 850 гПа, то $\Delta P = P_{\text{конд}} - 700$ гПа.

У приведених виразах зміни температури вказують на різницю між температурою і вологовмістом хмарної маси і навколишнього повітря.

Таким чином, вплив залучення і перемішування полягає в зниженні температури хмари і зменшенні його водності, збільшенні маси хмари і збільшенні вертикального градієнта температури хмари. При залученні загальна нестійкість зменшується, але при цьому створюється нестійкий стан у самій хмарі ($\gamma_{\text{хм}} > \gamma_{\text{в}}$ при $T = T_d$), завдяки чому в хмарі виникають дрібномасштабні вертикальні потоки і турбулентність.

9.5 Деякі методи прогнозу конвективних явищ закордонних авторів (метод Уайтинга і метод Шоултера)

Метод Уайтинга (Whiting), розроблений у США.

1. Розраховується деякий коефіцієнт K як показник можливості розвитку конвективних явищ:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}, \quad (9.16)$$

де $(T_{850} - T_{500})$ - показник запасів енергії нестійкості в шарі 850...500 гПа;

T_{d850} - значення T_d на рівні 850 гПа дозволяє врахувати вологовміст повітряної маси;

$(T - T_d)_{700}$ - значення дефіциту точки роси на рівні 700 гПа враховує вологовміст повітряної маси на поверхні 700 гПа і побічно процес залучення. Чим більш суха атмосфера, тим менш сприятливі умови для розвитку конвекції.

За кордоном "К" відомий як параметр Джорджа. При $K < 20$ - грози відсутні; $20 \leq K < 25$ - очікуються грози, число яких зростає зі збільшенням K ; $25 \leq K < 30$ - грози місцями (рідко розкидані грози); $K \geq 30$ - грози повсюдно.

2. Дана методика передбачає розрахунок індексу K по території за допомогою фактичних даних ранкового радіозондування; проведення ізолій K через 5 °С по розрахованим значенням, нанесеним на приземній синоптичній карті.

3. На цю ж карту (в області ізоліній К) наносяться сумарні значення висоти $\sum_{850}^{700} H = H_{850} + H_{700}$. За значеннями $\sum_{850}^{700} H$ проводяться ізогіпси через 4 дам.

Якщо в області грозових осередків спостерігається збіжність ізогіпс при швидкості вітру (V) менше $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то К підвищується на 1 ступінь. Якщо при цьому швидкість $\geq 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то К підвищується на 2 ступені.

В області розбіжних ізогіпс при $V < 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і при $V \geq 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ індекс К знижується на 1 чи 2 ступені відповідно.

Якщо спостерігається збіжність ізогіпс $H_{850+700}$ і одночасно з цим розбіжність ізогіпс на поверхні АТ-200 і АТ-300, то К підвищують ще на 1 ступінь.

Для використання даного методу в одному пункті рекомендується розрахунок К робити по майбутнім кривим стратифікації Т і T_a .

Досвід показує, що на території Східної Європи при індексі $K > 30$ грози спостерігаються повсюдно, а при $K > 25 \dots 30$ - окремі грози.

Метод Шоуолтера (Showalter).

Метод припускає розрахунок коефіцієнта нестійкості:

$$\Delta T = T_{500} - T_{850}^B, \quad (9.17)$$

де T_{850}^B - температура частки, що адиабатично піднімається з поверхні 850 гПа до 500 гПа (по вологій адиабаті з рівня конденсації).

При $\Delta T < 3 \text{ }^\circ\text{C}$ - можливі окремі грози; $\Delta T < 0 \text{ }^\circ\text{C}$ - грози; $\Delta T < -6 \text{ }^\circ\text{C}$ - торнадо і смерчі.

Якщо в шарі 850...500 гПа спостерігаються інверсійні шари (незалежно від походження), даний метод не спрацьовує.

Метод Шоуолтера для території Східної Європи найбільш показовий для прогнозу вечірніх гроз.

Це дуже простий метод, який саме завдяки своїй простоті виявився зручним для використання при об'єктивному прогнозі конвекції. Так, при машинному розрахунку карти небезпечних для авіації явищ погоди в Японському метеоагентстві як предиктори конвекції використовується різниця температур навколишнього повітря і повітря, що піднімається з поверхні 850 гПа. Критичні значення цієї різниці (індекс Шоуолтера) для злив і гроз складають відповідно 13 та $+1 \dots -2 \text{ }^\circ\text{C}$, а для сильних гроз – $3 \text{ }^\circ\text{C}$. Використовуються (на практиці) й інші критичні значення.

Над територією нашої країни успішність прогнозу невисока.

9.6 Прогноз кількості і тривалості зливових опадів (метод К.М. Орлової)

Даний метод короткострокового локального прогнозу опадів розроблявся протягом ряду років у відділі синоптичних досліджень ГМЦ Росії К.М. Орловою (Орлова Е.М. Краткосрочный прогноз атмосферных осадков. - Л.: Гидрометеиздат, 1979). Це один з декількох способів розрахунку зливових опадів, він може застосовуватись до прогнозу зливових опадів і в холодне півріччя, а також при виникненні злив у зоні атмосферних фронтів або за рахунок розвитку вимушеної конвекції, що пов'язана з впливом орографії. Даний метод базується на врахуванні параметрів конвекції, отриманих методом частки, розрахунку вертикальної швидкості конвективного потоку, на визначенні інтенсивності зливових опадів по загальновідомій формулі А.Ф. Дюбюка з введенням у неї параметрів, що характеризують купчасто-дощову хмару. Застосування цієї формули засновано на припущенні, що вся сконденсована волога випадає у вигляді опадів, а погрішності зневаги при розрахунках водності хмар, випаровуванням при падінні крапель та інших мікропроцесів у хмарі, малі.

Найбільші труднощі у використанні даного методу полягали у встановленні залежності між $w_K = \sqrt{R(T' - T) \ln \frac{P_0}{P}}$ (де всі позначення загальноприйняті) і \bar{w} - "фактичною" швидкістю конвективного потоку в купчасто-дощовій хмарі. Як показали дослідження ряду авторів $\bar{w} \approx \frac{1}{3} \bar{w}_K$.

Розрахунок кількості зливових опадів, так само як і розрахунок їх інтенсивності, виявився можливим завдяки введенню параметра k (чи α), що характеризує щільність конвективних струменів у купчасто-дощовій хмарі. Фактичні дані про цей параметр, середню конвективну швидкість при зливах, середні упорядковані швидкості і тривалість злив були отримані шляхом обробки великої кількості півдіограм: $k = \frac{t_{зл}}{t}$, де t - час випадіння дощу (опадів), $t_{зл}$ - час випадіння зливових опадів.

Середнє значення k для літа складає 0,3. Ранньою весною і пізньою осінню, коли конвекція слабка, воно зменшується до 0,15...0,20. При $k \leq 0,05$ зливі опади дуже малі. При розрахунку інтенсивності зливових опадів рекомендується користуватися середніми для сезону величинами k . Запишемо формулу для розрахунку кількості опадів:

$$Q = - \int_{z_0}^z \rho \frac{dq}{dt} dz, \quad (9.18)$$

$$Q = \frac{1}{g} \int_{P_0}^P \int_0^t \frac{dq_{\max}}{dt} dP dt,$$

де Q - загальна кількість опадів; всі інші позначення загальноприйняті.

Інтенсивність зливових опадів, так як і облогових та мрячних, можна розрахувати за формулою:

$$I_{\text{зл}} = - \int_{z_0}^z \rho w \frac{\partial q_{\max}}{\partial z} dz, \quad (9.19)$$

де q_{\max} - максимальне значення масової частки водяної пари (‰);

ρ - густина повітря;

w - вертикальна швидкість.

Формула (9.19) отримана з (9.18) з урахуванням:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z}.$$

Першими трьома доданками правої частини зневажаємо, тому що злилові опади утворюються, в основному, за рахунок процесів, що протікають у вертикальній площині.

Інтенсивність зливових опадів з обліком всіх процесів, які впливають на утворення опадів, можна записати співвідношенням:

$$I_{\text{зл}} = - \int_{z_0}^z \rho \left(\frac{\partial q_{\max}}{\partial t} + u \frac{\partial q_{\max}}{\partial x} + v \frac{\partial q_{\max}}{\partial y} \right) dz - \int_{z_0}^z \rho w \frac{\partial q_{\max}}{\partial z} dz.$$

На підставі теореми про середнє значення інтеграла, формулу (9.19) для інтенсивності зливових опадів можна представити у вигляді:

$$I_{\text{зл}} = - \left(\overline{\rho w \frac{\partial q_{\max}}{\partial z}} \right) h, \quad (9.20)$$

де $\overline{h} = (z - z_0)$ - шар конвекції;

\overline{w} ($\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$) - середня вертикальна швидкість підйому кожної частки в конвективному шарі h , що залежить від величин m і \overline{w}_K :

$$\bar{w} = \sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{\overline{m w_k h k}}{m_1 H} \right), \quad (9.21)$$

де n - число КНШ;

h - потужність конвекції (чи товщина конвективного шару, гПа);

m - маса конвективно-нестійкого шару (г);

\bar{w}_k - середня швидкість вертикальних токів конвекції ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$).

$$\bar{w} = \sum_{i=1}^{i=n} 0,33 \cdot 10^{-4} \overline{m w_k h}. \quad (9.22)$$

При визначенні маси повітря, що піднімається під час конвекції, варто врахувати істотну особливість цього процесу. Купчасто-дошові хмари і зливи виникають внаслідок підйому маси повітря m величиною 100...300 г над площею 1 см^2 . Тому необхідно ввести множник m/m_1 , що показує у скільки разів $m < m_1 = 1000$ г - маси стовпа повітря в шарі атмосфери $H = 16$ км (межі інтегрування: $z_0 = 0$ чи 1000 гПа, $z = 16$ км).

Значить: m - маса КНШ у г, еквівалентна КНШ у гПа, m_1 - маса атмосфери, в якій розвивається конвекція.

У випадку термічної конвекції влітку, коли за нижню межу конвекції приймають підстильну поверхню, в середньому верхня межа конвекції визначається висотою купчастих хмар, вершини яких досягають 15...16 км. При $m_1 = 10^3$ г, $H = 900$ гПа (якщо $P_0 = 1000$ гПа, $P_1 = 100$ гПа (для 16 км), тобто $1000 - 100 = 900$ гПа), $k = 0,3$, справедлива формула (9.22).

Інтенсивність зливових опадів при розвитку вертикальних токів конвекції визначається (інтеграл (9.19) перетворений за способом трапецій):

$$I_{\text{зл}} = 1,5 \Delta q_{850} + 3,0 \Delta q_{700}, \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}, \quad (9.23)$$

де Δq_{850} і Δq_{700} - зміна вологості, що відповідає підйому повітря із середньою конвективною швидкістю за 1 год з поверхні 850 чи 700 гПа.

Інтенсивність зливових опадів вимірюється півніографом у $\text{мм} \cdot \text{хв}^{-1}$. В кожному пункті на протязі випадіння дощу вона, як правило, має значні варіації: від 0,5 до 2,0 $\text{мм} \cdot \text{хв}^{-1}$.

Інтенсивність, визначена за формулою (9.23), являє собою середню максимальну інтенсивність зливого дощу в будь-якому пункті території радіусом 100 км, для центральної точки якої робиться розрахунок стратифікації T і T_d . Середня максимальна інтенсивність опадів у пунктах зазначеної території коливається від 5 до 30 $\text{мм} \cdot \text{год}^{-1}$, іноді до 50 $\text{мм} \cdot \text{год}^{-1}$.

Для обчислення кількості зливових опадів необхідно більш точно визначити інтенсивність і тривалість їх випадання.

$$Q = I_{\text{зл}} t_{\text{зл}} . \quad (9.24)$$

Тривалість зливого дощу являє собою суму інтервалів часу, протягом якого випадають опади з купчасто-дощової хмари. Для її визначення насамперед виявляється орієнтовна тривалість (t_k) періоду, протягом якого в атмосфері можливі умови, сприятливі для виникнення конвекції.

Тривалість злив у пункті ($t_{\text{зл}}$) залежить від числа хмар, що перемістились над пунктом, і від швидкості їх переміщення:

$$t_{\text{зл}} = \frac{k \bar{\sigma}_{1000-850}}{\bar{V}} , \quad (9.25)$$

де $\bar{\sigma}_{1000-850}$ - середня довжина траєкторії в шарі 1000...850 гПа за інтервал часу t_k , що відповідає площі, на якій виникають конвективні хмари;

\bar{V} - середня швидкість переміщення хмар;

k - густина конвективних струменів або приблизна густина хмар уздовж траєкторії.

Тривалість періодів розвитку конвекції в атмосфері збігається з тривалістю існування в районі прогнозу певних синоптичних ситуацій.

Напрямок переміщення нестійких повітряних мас з купчасто-дощовою хмарою визначається напрямом руху циклонів і фронтів. При використанні формули (9.25) швидкість переміщення \bar{V} приймається рівною середній швидкості вітру в шарі 700...500 гПа. Переміщення купчасто-дощової хмари зі швидкістю вітру в шарі 700...500 гПа, що спостерігається найбільш часто, пов'язано з розташуванням центра маси купчасто-дощової хмари в цих шарах атмосфери.

Для наближеного визначення t_k можна використовувати наступні ознаки. При стаціонарних циклонах або циклонах, що повільно переміщуються, з радіусом кривизни $r \geq 500$ км можливе виникнення нестійко стратифікованих шарів повітря, тобто умов, сприятливих для утворення купчасто-дощових хмар і випадання з них опадів в період $t_k = 12$ год. Величина t_k буде меншою на фронтах, що швидко рухаються, у вузьких улоговинах або невеликих циклонах.

У літню пору, коли конвекція виникає в малоградієнтному баричному полі, період продовження конвекції приблизно дорівнює 6 год, тому що потужні конвективні рухи, які призводять до розвитку купчасто-дощових хмар, спостерігаються, як правило, в інтервалі часу 11...17 год.

Якщо $t_k = 12$ год, то розрахунок $t_{зл}$ проводиться по формулі (9.25) за умови, що $\bar{\sigma}_{1000-850}$ - 12-годинна траєкторія повітряної частки. При $t_k = 6$ год і зазначеній траєкторії визначення $t_{зл}$ здійснюється за формулою:

$$t_{зл} = \frac{0,5k\bar{\sigma}_{1000-850}}{\bar{V}} . \quad (9.26)$$

Тривалість злив значно збільшується, якщо купчасто-дощова хмара переміщується в район гірських хребтів, висоти яких досягають чи перевищують висоту розташування центра маси Сб.

Розрахунок тривалості зливи при $k = 0,3$ і використанні різних способів визначення швидкості зміщення хмар (\bar{V}) і тривалості конвекції (t_k) дають задовільні результати. Перевага запропонованого способу - врахування даних про швидкість вітру в початковій і кінцевій точках траєкторії часток, особливо при уповільненому русі Сб.

Основний недолік зазначеного способу визначення $t_{зл}$ полягає в тому, що при короткочасних зливах він дає більш завищене значення тривалості злив, ніж у дійсності. Наприклад, при проходженні вторинних холодних фронтів (t_k мала і $t_{зл}$ також).

Формула (9.25) у результаті більш повного дослідження тривалості злив приведена до вигляду Г.К. Веселовою:

$$t_{зл} = k' \frac{\bar{\sigma}_{1000-850}}{\bar{V}_{700-500}} . \quad (9.27)$$

Значення k' для різних типів опадів і фронтів виглядає таким чином: 0,1 - внутрішньомасові зливи; 0,25 - фронт оклюзії; 0,3 - теплий фронт; 0,2 - холодний фронт; 0,1 - вторинні та розмиті холодні фронти.

Швидкість переміщення злив, відповідно до радіолокаційних досліджень переміщення Сб, приймається рівною $0,7\bar{V}_{700-500}$.

Таким чином, вище коротко викладена фізична модель прогнозу кількості зливових опадів за методом К.М. Орлової, який передбачає побудову прогностичної моделі конвекції.

10 ПРОГНОЗ ШКВАЛІВ

10.1 Загальні відомості про шквали і смерчі

Шквалом називається короткочасне місцеве посилення вітру до значень, що набагато перевищують значення градієнтного вітру в цьому районі. Напрямок вітру при шквалі звичайно зазнає різких змін. Тривалість шквалу за спостереженнями в одному пункті, як правило, не перевищує декількох хвилин, хоча може складати і десятки хвилин. Переміщуючись вузькою смугою від декількох сотень метрів до декількох кілометрів (в окремих випадках до 50...70 км), шквал може існувати декілька годин.

За природою виникнення шквали підрозділяють на:

- шквали, що пов'язані з термічною конвекцією;
- шквали, що обумовлені термодинамічною конвекцією.

За явище шквал приймають посилення швидкості вітру біля землі $C_{\phi} \geq 20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (окремі автори приймають $C_{\phi} \geq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Причому $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ - це слабкий шквал. Максимальна швидкість вітру при шквалі $\geq 40 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Як уже було сказано, при розвитку даного явища $C_{\phi} > C_g$. Це вказує на те, що розвиток шквалу обумовлений не неоднорідністю поля тиску, а розвитком конвекції.

Механізм виникнення шквалу не зовсім відомий і ясний. Крім того, ми не маємо у своєму розпорядженні достатню кількість спостережень за шквалом. З цими двома причинами і пов'язані труднощі прогнозу шквалу.

У сучасних методах прогнозу шквалів використовуються деякі параметри конвективної структури горизонтального потоку в атмосфері (наприклад, розглянута сума швидкостей у нижньому 5-кілометровому шарі, враховується присутність фронту та його інтенсивність, наявність струминних течій тощо).

В умовах СНД шквали мають велику повторюваність у районі південно-західної частини ЄТР, південного сходу України, на сході Чорного моря і Закавказзя. В окремих випадках шквали відзначалися в центральних і північних районах ЄТР.

Шквалонебезпечна ситуація може створюватися по всій території України, але визначеної закономірності в їх просторовому розподілі не виявлено. Один раз у 3...5 років шквали виникають у Кіровоградській, Одеській, Київській, Чернігівській, Житомирській, Дніпропетровській, Черкаській, Кримській, Волинській, Вінницькій, Донецькій, Львівській, Харківській і Херсонській областях. В інших областях - один раз у 10 років.

В цілому по країні шквали фіксуються майже щорічно (77%) у тій чи іншій області. Так, за 1966...87 рр. на Україні їх зареєстровано більше 100 (для порівняння з Молдовою - лише 11), однак у 1977, 78, 79, 82 і 83 рр. шквалові ситуації не виникали.

Незважаючи на труднощі, пов'язані з локалізацією шквалів і відсутністю досить переконливої статистики, можна виділити райони з однаковою повторюваністю шквалів.

1 район: північні та центральні області (Чернігівська, Київська, Житомирська, Черкаська, Кіровоградська, Дніпропетровська); Донецький кряж, південний захід (Одеська область), АР Крим (частота - 1 раз у 3 роки).

2 район: Волинська, Львівська, Вінницька, Полтавська, Харківська, Херсонська області (частота 1 раз у 5 років).

3 район: захід (Ровенська, Закарпатська, Івано-Франківська, Чернівецька, Тернопільська, Хмельницька області), схід (Луганська область), північний схід (Сумська область), а також південні області (Миколаївська, Запорізька) - 1 раз у 10 років.

Дуже близьке за природою виникнення до шквалу явище *смерч* (над сушею називають тромб, у США - торнадо).

Якщо шквал, пов'язаний з конвекцією, - це вихор з горизонтальною віссю обертання, то смерч - це сильний вихор із квазівертикальною віссю, часто вигнутою. Діаметр смерчів, що мають чіткі обриси, складає декілька десятків метрів, з розмитими обриси - декілька сотень метрів.

Тиск повітря в смерчі значно нижче навколишнього, розходження досягає іноді 40 гПа. Мінімальний тиск, який зареєстровано, 912 гПа. Швидкість вітру в смерчі, за розрахунковими даними, дорівнює приблизно $100 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, але може перевищувати навіть $330 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ при $\frac{\partial P}{\partial n} = 10 \text{ гПа}\cdot 100 \text{ м}^{-1}$.

Безпосередні виміри швидкості вітру у воронці смерчу в теперішній час неможливі.

Швидкість переміщення смерчів різна і залежить від швидкості руху хмари, що породжує смерч. Іноді вони рухаються повільно, майже стоять на місці, іноді несуться з величезною швидкістю - $200 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$. Особливо швидко переміщуються смерчі, що виникають влітку при грозах на холодних фронтах II роду. У США спостерігався смерч, який за 7 год свого існування пройшов шлях у 450 км.

На Європейській території СНД кожне літо буває декілька смерчів. Однак північніше 60-ої паралелі смерчі - надзвичайно рідке явище. Найпівнічніший смерч відзначений біля Соловецьких островів (Біле море), найпівденніший - на Чорному та Азовському морях. На Чорному морі за 6 років відзначено 24 випадки смерчу.

У Західній Європі смерчі утворюються досить часто, але рідше, ніж у США. У США за період з 1916 по 1962 рр. зареєстровано 11053 смерчі, у 1964 р. їх було 717, у 1967 р. - 864. Найбільше число смерчів зафіксоване в 1965 р. - 927.

Небезпека смерчів для авіації полягає в їх руйнівній силі, яка може бути величезною. Смерч здатний руйнувати не тільки літаки на стоянках і в ангарах, але й аеродромні будинки. Особливо небезпечні смерчі для літаків у польоті.

За період з 1963 по 1968 рр. на регулярних авіалініях держав - членів МОЦА приблизно 2% від загального числа авіакатастроф внаслідок метеорологічних умов було викликано смерчами й ураганами. Катастрофи відбулися при зльоті і на маршруті польоту.

Руйнівна дія смерчів обумовлюється переважно гігантською швидкістю вітру і сильним перепадом атмосферного тиску. У внутрішній порожнині смерчу тиск різко знижений. Тому, як тільки вона стосується іншої більш-менш замкнутої порожнини, остання вибухає повітрям, що спрямовується з неї у воронку.

На території України смерчі - явище досить рідкісне. Спостерігаються вони звичайно в теплий період року. Частіше (34%) смерчі бувають у серпні. Значна їх повторюваність (22...26%) у червні-липні. У вересні-жовтні вони відзначаються тільки на півдні (Одеська, Херсонська області та АР Крим) і повторюваність їх у ці місяці складає лише 3...4%. Так, за період з 1966 по 1987 рр. зареєстровано 34 випадки смерчів (по всій Україні). Найбільша повторюваність смерчових ситуацій характерна для південних областей (Херсонська, Запорізька), АР Крим, а також Київська область, де смерчі бувають 1 раз у 5 років (20% імовірність). На території інших областей їх частота значно менша - 10% імовірність. У той же час є області (Полтавська, Кіровоградська, Житомирська, Хмельницька, Тернопільська, Івано-Франківська і Закарпатська), на яких смерчі не реєструються по 20 років і більше.

У цілому по Україні смерчі спостерігаються майже щорічно в тій чи іншій області, але в окремі роки (1967, 1968, 1977, 1981, 1982, 1986 та ін.) вони відсутні.

Смерчі, як правило, носять локальний характер і поширюються на невеликій площі. Іноді смерчі можуть охоплювати значні території. Характерним у цьому відношенні є смерч 18.08.1969 р. Він почався в Черкаській області на ділянці між Уманню і Христинівкою (18 населених пунктів) і охопив південь Київської області (Тараща - Кагарлик). Смерч пройшов вузькою смугою, ширина якої складала 10 км, а довжина 150 км. Смуга була орієнтована на північний схід, трохи відхиляючись від напрямку основного переносу то вліво, то вправо.

Руйнівна сила смерчів ускладнює визначення різних їх параметрів (тривалість, швидкість, напрямок вітру тощо), тому що прилади при проходженні смерчу виходять з ладу. Тому їх визначають непрямим шляхом.

Тривалість смерчів на Україні є невеликою і коливається від 1...2 до ≥ 10 хв. Найчастіше (83%) вони тривають 0,2 год, смерчі тривалістю 0,3...0,5 год - лише 17%. Найбільш тривалий смерч (1,4 год) спостерігався в Запорізькій області (очевидно це сумарна тривалість).

Швидкість вітру визначається за руйнівною силою смерчу і складає в ньому сотні км·год⁻¹, а швидкість переміщення - 40...70 км·год⁻¹, що відповідає швидкості руху фронтів і циклонів.

Вдалося виявити райони, які найбільше піддані впливу смерчів, але так як статистика не досить переконлива, то немає сенсу загострювати увагу на районуванні.

Коротко охарактеризуємо синоптичні умови утворення шквалів. Приблизно в 90% випадків (в умовах СНД) дані явища розвиваються на атмосферних фронтах. Як і град, вони розвиваються на холодних фронтах із хвилями, що повільно переміщуються, та на фронтах оклюзії. $T_v \geq 7,5^\circ\text{C} / 750$ км (у бік теплого повітря відстань 250 км і у бік холодного - 500 км). Зони шквалів спостерігаються біля вершин хвильових збурень, на висотах, як правило, присутня струминна течія. Шквали розвиваються на антициклонічному боці струминної течії в області струменю, що відповідає дельті ВФЗ.

За даними 1956-69 рр. шквали відзначалися таким чином по місяцях року: 75% - травень-серпень, 95% - березень-вересень, максимальна повторюваність - у червні. За часом доби їх повторюваність склала: 80% - 12...21 год, максимум - 15...18 год, мінімум - 03...06 год.

Спостереження за хмарністю під час розвитку інтенсивних шквалів і смерчів вказує на наявність своєрідних хмарних систем. При розвитку цього явища необхідна так звана "материнська хмара" - потужна хмара в системі хмарного валу має тенденцію обертатися проти годинникової стрілки. Спостереження на полігонах у США вказують, що розвиток шквалу супроводжується різким зниженням температури за рахунок низхідних рухів (по вологій адиабаті в хмарі), нестійкості повітряної маси і процесів випаровування. Внаслідок чого утворюється "карликовий" антициклон, а на барограмі вимальовується "грозовий ніс" (падіння тиску перед шквалом, швидкий ріст під час шквалу і падіння тиску по закінченню шквалу).

Розрізняють внутрішньомасові і фронтальні шквали.

Внутрішньомасові шквали характерні для теплої нестійкої вологої маси при розвитку гроз (іноді навіть уночі). У холодній нестійкій повітряній масі в тилу циклона грози та інтенсивні шквали спостерігаються рідко, частіше - це посилення вітру при проходженні купчасто-дошових хмар і випадання зливових опадів (заряди). Іноді грози і шквали розташовуються уздовж лінії нестійкості, що існує короткочасно.

Фронтальні шквали часто пов'язані з холодними фронтами, включаючи холодні фронти оклюзії. Якщо відносно тепла повітряна маса є

вологою і нестійкою, то на відстані 50...100 км перед лінією холодного фронту може утворитися лінія нестійкості довжиною 100...500 км, уздовж якої спостерігаються грози і шквали, але частіше грози і шквали пов'язані безпосередньо з проходженням лінії холодного фронту.

10.2 Оцінка готовності атмосфери до розвитку конвективних збурень

До розвитку конвективних збурень атмосфера повинна бути статистично нестійка, для оцінки якої, особливо вище рівня конденсації, не завжди зручне просте порівняння дійсного і адіабатичного вертикального градієнта температури, так як вологоадіабатичний градієнт не постійний і змінюється в залежності від температури і тиску. Тому краще використовувати показник еквівалентно-статистичної стійкості:

$$\Gamma_e = \frac{\Theta}{\Theta_e} \frac{\partial \Theta_e}{\partial z}, \quad (10.1)$$

де Θ , Θ_e - потенціальна та еквівалентно-потенціальна температура. Еквівалентно-потенціальна температура – це така температура, яку прийняло б повітря при адіабатичному процесі, якщо б всю водяну пару, що знаходиться в ньому, сконденсувати при постійному тиску, а теплота конденсації, що виділяється при цьому, пішла б на нагрівання повітря (потім повітря повинно бути приведено до тиску 1000 гПа).

Еквівалентно-потенціальну температуру можна наближено розрахувати за формулою:

$$\Theta_e = \Theta \exp \frac{2,5q_s}{T_k}, \quad (10.2)$$

де q_s - масова частка водяної пари при насиченні, ‰; T_k - температура на рівні конденсації, °С.

Для зручності використання значення показника Γ_e приводиться до безрозмірного вигляду шляхом поділу на кліматичне значення вертикального кліматичного градієнта для заданого місця:

$$\Gamma = \frac{\Gamma_e}{\bar{\gamma}}. \quad (10.3)$$

Вважається, що при $\Gamma > 0$ атмосфера статистично стійка, $\Gamma = 0$ – знаходиться в стані статистичної рівноваги, $\Gamma < 0$ – нестійка. Оцінки

справедливі, коли повітря досягає стану насичення або за рахунок зниження його температури, або введення додаткових порцій водяної пари. Зниження температури повітря частіш за все відбувається під впливом висхідних рухів (наприклад, в умовах циклонічної циркуляції).

Найпростіший спосіб визначення типу циркуляції в районі, для якого складається прогноз, - це розрахунок геострофічного вихору (Ω_{Γ}) за полем тиску приземної карти погоди за найближчий строк:

$$\Omega_{\Gamma} = \frac{1}{\ell\rho} \nabla^2 p, \quad \text{де} \quad \nabla^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}. \quad (10.4)$$

Якщо $\Omega_{\Gamma} > 0$ ($\Omega_{\Gamma} < 0$), то має місце циклонічна (антициклонічна) циркуляція.

Показчик циркуляції в безрозмірному вигляді (Ω) виглядає наступним чином:

$$\Omega = \frac{\Omega_{\Gamma}}{|\overline{\Omega_{\Gamma}}|}, \quad (10.5)$$

де $|\overline{\Omega_{\Gamma}}|$ - середнє абсолютне значення вихору, характерне для даного району.

Стан атмосфери під впливом циркуляційних умов, денного прогріву або нічного вихолодження приземного шару безперервно змінюється, що затрудняє можливість точної оцінки утворення збурень конвективного характеру. Врахування прогріву і охолодження проводиться шляхом введення в схему розрахунку Γ_e прогностичних значень максимальної і мінімальної температури повітря і точки роси. При складенні надкороткострокового прогнозу, завчасність якого менше 12 год, частіш за все припускають, що знак циркуляції у такий короткий період не зміниться. Оцінку готовності атмосфери до розвитку конвекції можна проводити по так званому узагальненому показнику можливості утворення конвективних збурень:

$$C = \left((\Gamma - \Omega) \sqrt{(\Gamma^2 + \Omega^2)} \right) e^{-\Omega\Gamma}. \quad (10.6)$$

Якщо $C < 0$, то конвекція можлива; якщо він дорівнює нулю або має невеликі додатні значення, то можлива тільки дрібна конвекція; при $C > 1$ конвекція не розвивається.

10.3 Методи прогнозу шквалу

Методи прогнозу шквалу і торнадо, по-перше, базуються на врахуванні макрофону, врахуванні проходження фронту (особливо тропосферного холодного фронту і фронту оклюзії), присутності струминної течії, наявності певної структури ізогіс в області ВФЗ і врахуванні окремих характеристик властивостей атмосфери та параметрів конвекції.

Решетовим Г.Д. розглянуто 280 шквалів (обрано 85 предикторів).

Найбільш показовими параметрами атмосфери при розвитку шквалів є:

1. Швидкість вітру на рівні 700 гПа - V_{700} (або середня швидкість в шарі 850...500 гПа - \bar{V}_{850}^{500}), причому $\bar{V}_{850}^{500} \geq 16 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. При $\bar{V}_{850}^{500} \geq 25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ імовірність шквалів 100%. Якщо $\bar{V}_{850}^{500} \leq 12 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, шквал відсутній.

2. Вологість: при дефіцитах $(T-T_d)_{500} \sim 6...13 \text{ }^\circ\text{C}$ та $(T-T_d)_{850} \sim 4...8 \text{ }^\circ\text{C}$ імовірність шквалу є великою.

При більших дефіцитах (за рахунок випаровування та ефекту залучення) кількість шквалів зменшується.

При менших дефіцитах, що супроводжуються збільшенням кількості хмарності і зменшенням денного прогріву, кількість шквалів зменшується.

3. В зоні фронту горизонтальний градієнт температури повітря $T_v \geq 7,5 \text{ }^\circ\text{C}/750 \text{ км}$. При $T_v \geq 12 \text{ }^\circ\text{C}/750 \text{ км}$ імовірність шквалу 100%.

4. В полі барометричних тенденцій: перепади тенденцій більше 5 гПа/3 год на відстані 500 км в зоні фронту. Якщо вночі в осередку

падіння тиску $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_\Pi > 4 \text{ гПа}/3 \text{ год}$ або вдень в осередку росту тиску

$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_P > 4 \text{ гПа}/3 \text{ год}$, тоді ймовірність шквалу є великою.

З використанням найбільш інформативних предикторів в різних методиках отримані графіки для прогнозу шквалів.

Графік, представлений на рис. 10.1а, враховує ступінь нестійкості атмосфери в шарі 850...500 гПа. Тут по осі ординат представлений параметр ΔT_3^{500} - різниця між максимальною температурою біля поверхні землі перед шквалом та температурою повітря на рівні 500 гПа за той же самий строк; по осі абсцис відкладені значення $\Delta T = T_{z \text{ min}} - T_{zm}$, $^\circ\text{C}$ - різниця між максимальною температурою повітря біля поверхні землі перед шквалом та температурою низхідної течії холодного повітря (T_{zm}), яке витікає з-під Сб і дає явище шквалу. Ця температура дорівнює нульовій температурі змоченого термометра на висоті 600...700 гПа, яка приведена до тиску біля поверхні землі (рис. 10.2).

Графік на рис. 10.1б враховує швидкість низхідного потоку повітря в шкваловій хмарі \bar{u} , де $\bar{u} = \frac{u_3 + u_{850} + u_{700} + u_{500}}{4}$.

Графік, що представлений на рис. 10.3, враховує перенос кількості руху з верхніх рівнів донизу. По осях відкладені: \bar{V} - середня швидкість вітру у нижньому п'ятикілометровому шарі; $\sum_{850}^{500} (T' - T)$ - сума відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях 850, 700, 600 та 500 гПа; ΔT_3^{500} - різниця між максимальною температурою біля поверхні землі перед шквалом та температурою повітря на рівні 500 гПа за той же самий строк.

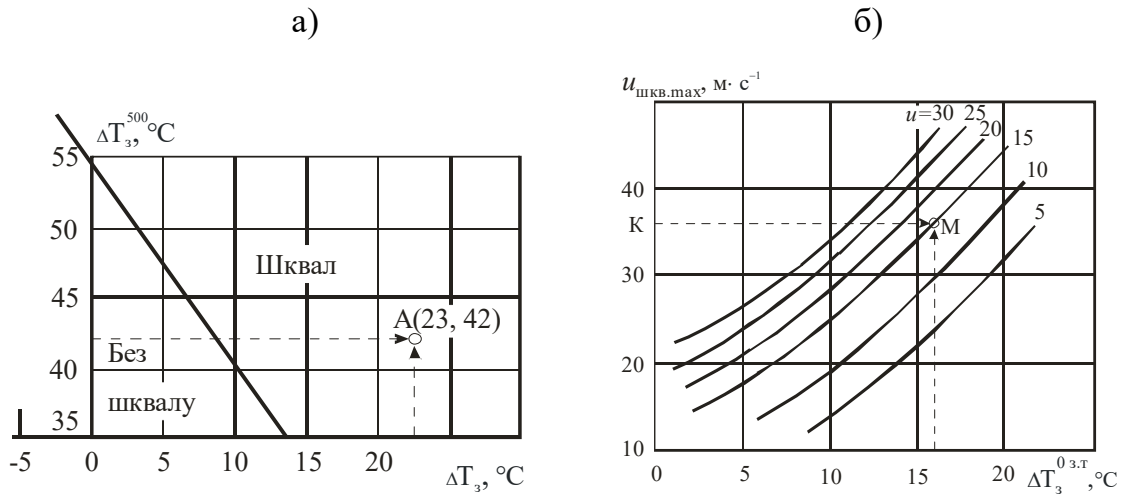


Рис. 10.1 – Графіки для альтернативного прогнозу шквалу.

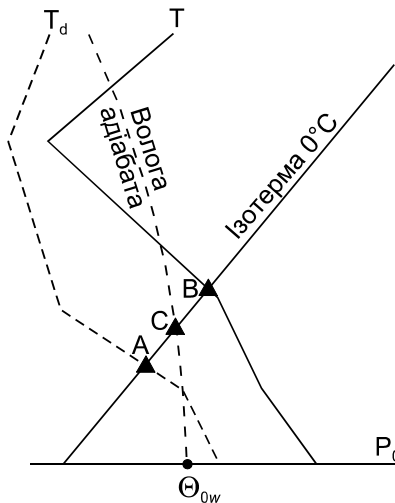


Рис. 10.2 – До наближеного обчислення потенціальної температури змоченого термометра.

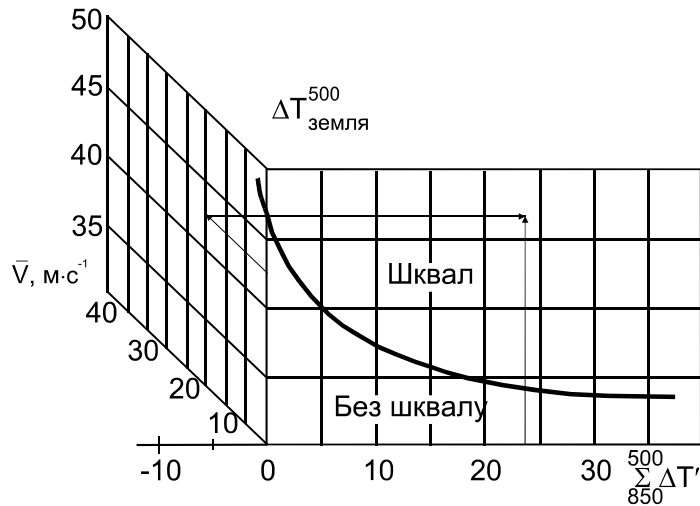


Рис. 10.3 – Графік для прогнозу швидкості вітру при шквалі.

Окремі автори доводять високу інформативність і високу залежність між швидкістю максимального вітру при шквалі і різницею $\Delta T = T_{\max} - T_{\text{зм}}^0$.

В оперативній практиці найбільше застосування знайшли методи прогнозу шквалів, розроблені Г.Д. Решетовим (з упередженістю 9...12 год) та Б.Є. Пескова і О.І. Снітковського.

10.4 Методи надкороткострокового прогнозу систем глибокої конвекції

Системи глибокої конвекції (СГК) розвиваються в шарах великої вертикальної протяжності, тому з ними пов'язані грози, шквали і навіть смерчі. Із-за значних розмірів цих об'єктів на них здійснюють вплив як неоднорідність метеорологічних полів і підстильної поверхні, так і обертання Землі.

Відомо, що всі мезомасштабні збурення в атмосфері можна розділити за їх горизонтальною протяжністю на три класи (шкала Орлански):

Таблиця 10.1 – Класи мезомасштабних збурень

Горизонтальний розмір збурень, км	Клас
200...2000	Мезо- α
20...200	Мезо- β
2...20	Мезо- γ

Для вивчення систем глибокої конвекції найбільш зручною як з генетичної, так і з морфологічної точки зору є, очевидно, класифікація Меддокса, 1980 (табл. 10.2).

Таблиця 10.2 – Класифікація мезомасштабних систем глибокої конвекції Меддокса

Мезомасштабні системи глибокої конвекції			
Системи лінійного типу		Системи симетричного типу	
Лінії шквалів в тропіках і помірних широтах (масштаб мезо- α)	Гряди купчасто-дощових хмар (масштаб мезо- β)	Скупчення купчасто-дощових хмар, мезомасштабні конвективні комплекси (масштаб мезо- α)	Скупчення купчасто-дощових хмар, конвективні осередки (масштаб мезо- β)

Розглянемо систему глибокої конвекції кожного типу.

Лінії шквалів, лінії нестійкості (ЛНШ) являють собою зону із скупчення купчасто-дощових хмар, розділених безхмарними прошарками. Протяжність ЛНШ може досягати тисячі км, а ширина складає 50...100 км. Тривалість життя ЛНШ коливається від декількох десятків хвилин до 5...6 год. Лінії нестійкості прогнозують, якщо показник $C < 0$, за наступними вихідними матеріалами:

1. Карти баричної топографії всіх рівнів.
2. Дані радіозондування атмосфери за ранковий строк в декількох пунктах району, що обслуговується.
3. Карта вертикальних рухів.
4. Великомасштабна карта показника Γ_e і висот рівня конденсації $h_{\text{конд}}$ (в сотнях м).

В кожному пункті зондування розраховують параметр $I = \frac{\Gamma_e}{h_{\text{конд}}} 10$.

Для розвитку ЛНШ сприятливі наступні умови:

А. Адвекція холоду, що збільшується з висотою, на середніх і верхніх рівнях тропосфери; на нижніх рівнях переважна слабка адвекція будь-якого знаку або її відсутність.

Б. Упорядковані висхідні рухи.

В. Ріст температури повітря біля поверхні землі внаслідок інсоляції.

Г. Конвергенція вітру в граничному шарі і/або орографічний підйом повітря.

Наявність усіх вказаних умов не дає повної гарантії виникнення ЛНШ, а недотримання хоча б одного із них зменшує імовірність їх утворення, але не виключає їх появу, яка обумовлена також наявністю так званого механізму автоконвекції. Останній виявляється в зоні від'ємних значень Γ_e і C та включає в себе вологий гребінь (зона підвищеної вологості) і джерело сухого повітря. Вологий гребінь повинен розміщуватись від

поверхні землі до рівня приблизно 2 км (використовують карту АТ-850) під великим кутом до напрямку вітрового потоку над ним (карта АТ-700). В граничному шарі бажано збереження слабого вітру.

Джерело сухого повітря, яке зі швидкістю вітру на середньому рівні (АТ-700) переноситься в таке місце, де він може бути охолоджений або опадами зверху (випаровування крапель дощу), або хмарними краплями знизу. При цьому важливо, щоб температура змоченого термометра, якої повинно досягнути повітря внаслідок випаровування крапель, виявилася б нижче температури оточуючого вологого повітря. Тоді охолоджене, більш важке повітря, опуститься і примусить тепле вологе повітря конвективно підійматися, що, в свою чергу, призведе до появи великої кількості крапель в сухому повітрі, і воно буде ще більше охолоджуватись. В результаті чого конвекція буде посилюватись і охоплювати сусідні ділянки, тобто встановлюється деяка ланцюгова реакція.

Розрізняють появу первинних і вторинних ліній нестійкості (шквалів). Синоптичні ситуації, типові при появі первинних ЛНШ, представлені в табл. 10.3.

Таблиця 10.3 – Лінії нестійкості (шквалів) за різних синоптичних умов

Синоптична ситуація	Дотримання умов А, Б, В, Г	Додаткові умови	Місцеположення ЛНШ
Перед холодним фронтом	А, Б, В, Г	Немає	Впродовж осі улоговини ізоліній Γ_e перед холодним фронтом
Нестійка холодна повітряна маса	А, Б, В, Г	Барична улоговина біля землі і/або на рівні 850 гПа	Впродовж осі улоговини ізоліній параметра I
Перед теплим фронтом	Б, В, Г	Немає	Впродовж осі улоговини ізоліній $h_{\text{конд}}$
Центральна частина широкого теплового сектора циклону	Б, В, Г	Немає	Впродовж вузької зони підвищеної вологості в нижньому шарі. Якщо ця зона широка, то утворюється серія ЛНШ

Порядок складання прогнозу ЛНШ.

1. Складається прогноз максимальної температури повітря і точки роси у тих пунктах, із яких отримані дані радіозондування.

2. Для всіх указаних пунктів розраховуються значення C , $h_{\text{конд}}$, I , що відповідають максимальним значенням температури і точки роси, та наносяться на великомасштабну карту.

3. За вихідними матеріалами визначається наявність або відсутність указаних вище (А - Г) сприятливих для розвитку ЛНШ умов.

4. Визначається можливість розвитку автоконвекції.

5. Вказується місце появи ЛНШ в залежності від синоптичної ситуації та умов, наведених вище (табл. 10.3).

Лінії шквалів (нестійкості) переміщуються вздовж ліній току середнього вітру в шарі 700...500 гПа зі швидкістю

$$c = k|\bar{V}|_7^5, \quad (10.7)$$

де k коефіцієнт переносу; $|\bar{V}|_7^5$ - середній модуль швидкості вітру в шарі 700...500 гПа. Спосіб визначення цих величин буде викладений нижче.

При складенні прогнозу слід мати на увазі, що ЛН перед теплим фронтом і в теплому секторі циклону часто утворюються не у вигляді суцільного валу C_b , а у вигляді гряди цих хмар зі значними безхмарними просторами. В результаті іноді при проходженні ЛНШ через об'єкт, що обслуговується, там не буде спостерігатись погіршення погоди, доведеться слідкувати за кожною хмарою окремо. Перед холодним фронтом ЛНШ переміщуються зі швидкістю фронту; іноді складається враження про хаотичність їх переміщення.

За допомогою супутникових і радіолокаційних спостережень можна слідкувати за еволюцією і переміщенням ЛНШ як по всій лінії в цілому, так і окремих хмар.

Прогноз ЛНШ можна складати також за методом формальної екстраполяції.

Гряди купчасто-дощових хмар масштабу мезо- β (МГ) можуть мати менший горизонтальний розмір, ніж передфронтальні лінії шквалів. Протяжність таких гряд змінюється від 10 до 100 км, а ширина від 1 до 20...30 км; з ними, як правило, пов'язані зливові опади помірної інтенсивності і невеликої тривалості ($10^2...10^3$ с), а іноді грози і шквали.

МГ виникають вздовж ліній конвергенцій повітряних потоків в граничному шарі атмосфери; знайти їх можна за допомогою ретельного аналізу поля вітру (ліній току та ізотах) на великомасштабних картах.

Мезомасштабні баричні улоговини є найбільш сприятливими синоптичними умовами для формування цих гряд всередині нестійкої повітряної маси при циклонічному полі течій.

Прогноз МГ здійснюється в наступному порядку.

1. Оцінюється синоптична ситуація для знаходження мезомасштабних улоговин на великомасштабних картах.

2. В зоні циклонічної циркуляції (в мезомасштабних улоговинах) будь-яким шляхом знаходять лінії конвергенції (потенційні зародки МГ).

3. За допомогою радіолокаційних засобів слідкують за хмарами купчастих форм, ланцюжок яких являє собою гряди Сб, що формуються.

Прогноз переміщення МГ можна дати за методом формальної екстраполяції.

Мезомасштабні конвективні комплекси (МКК) помірних широт мають тенденцію з'являтися з антициклонічної сторони широкої і відносно слабкої фронтальної зони і відшукуються звичайно за допомогою зображень, які отримують з метеорологічних супутників Землі. Мезомасштабними конвективними комплексами називають таку хмарну систему, площа якої на інфрачервоному зображенні з радіаційною температурою верхньої межі $T_R \leq -32$ °С складає не менше 10^5 км², а площа внутрішнього району з $T_R \leq -52$ °С не менше $5 \cdot 10^4$ км². Загальна тривалість життя, площа МКК, її розміри і форми зберігаються до 15 год, хоча можуть бути суттєві відхилення. З МКК пов'язані небезпечні та стихійні конвективні явища: грози зі шквалами, сильні зливи, град і смерчі. Пориви вітру при проходженні МКК досягають $30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ і більше.

МКК можуть давати початок розвитку нових Сб і їх скупчень, ініціюють розвиток мезоциклонів, створюючи навколо себе і в собі циклонічну циркуляцію. Мезомасштабна циркуляція по інерції може існувати ще майже добу і регенерувати конвекцію. Мезомасштабна конвергенція в умовах циклонічної циркуляції, в свою чергу, веде до виникнення шарувато-дощових хмар і облогових опадів, які зберігаються навіть на стадії дисипації МКК. Суттєвим елементом на стадії утворення МКК може бути низькотропосферна струминна течія, що забезпечує приток великої кількості вологи в район генерації МКК та адвекцію в нього теплого повітря, а також відсутність великих горизонтальних контрастів температури, добре виражених фронтів і струминних течій у верхній атмосфері.

Нерідко МКК досягають максимального розвитку опівночі і дають зливи та облогові опади. Динаміка розвитку процесу виглядає так: в післяполуденні години спостерігаються грози; у вечірні години формуються мезоциклони, які діють як механізм зворотного зв'язку, тобто обумовлюють конвергенцію повітряних потоків, чим сприяють розвитку самого МКК і появі шарувато-дощових хмар та облогових опадів. Далі, пройшовши максимальну стадію, система Сб дисипує, зливи опади припиняються, проте облогові можуть продовжуватись до ранку.

Умови виникнення МКК ті ж, що і ЛНШ, тільки зона конвергенції і нестійкість має не лінійну, а квазіовальну або квазікруглу форму. Отже, для утворення МКК в помірних широтах необхідна присутність трьох

основних компонентів: 1) слабого первинного збурення синоптичного масштабу (або масштабу мезо- α), 2) адвекції тепла і вологи та конвергенції їх в область генерації МКК, 3) конвективної нестійкості в нижній і середній тропосфері.

Скупчення купчасто-дощових хмар масштабу мезо- β (МС) мають квазікруглу форму, радіус такого скупчення від 20 до 200 км, а середня тривалість близько 3 год; вони подібні з МКК за морфологічними характеристиками і відрізняються від останніх горизонтальними розмірами і тривалістю життя.

Прогноз МКК і МС складається за такими ж вихідними даними і за тими ж методами, які використовуються для прогнозу ЛНШ.

Засобами знаходження систем глибокої конвекції (СГК) і слідкування за ними є супутникові та радіолокаційні системи спостережень. Засоби синоптичного аналізу носять допоміжний характер і використовуються на етапі прогнозування можливого виникнення і розвитку СГК. На другому етапі аналізу важливо приділити увагу взаємозв'язку хмарних утворень з мезомасштабною структурою полів тиску і вітру. На великомасштабних картах погоди необхідно виділити зони (лінії) конвергенції і мезомасштабні улоговини та депресії, а потім пов'язати їх з осередками хмарності, що розвивається. Хмарність в зоні конвергенції звичайно розвивається в симетричні СГК, а на лінії конвергенції – в лінійні системи. При прогнозі еволюції і переміщення СГК на короткі строки користуються методом лінійної екстраполяції. При складенні прогнозу на декілька годин вперед використовують наступні правила.

1. Системи глибокої конвекції переміщуються вздовж середнього вектора вітру в шарі 700...500 гПа зі швидкістю, розрахованою за (10.7):

$$c = k|\bar{V}|_7^5,$$

де $|\bar{V}|_7^5 = 0,5\sqrt{(V_5^2 + V_7^2 + 2V_5V_7 \cos(180 - \alpha))}$,

α – кут між векторами вітру на рівнях 700 і 500 гПа.

Коефіцієнт переносу k залежить від швидкості вітру і може бути знайдений за архівними матеріалами, шляхом порівняння фактичної швидкості переміщення СГК зі значеннями $|\bar{V}|_7^5$ при різних ситуаціях, а також за емпіричною формулою:

$$k = \frac{9,2 + 0,29|\bar{V}|_7^5}{|\bar{V}|_7^5 + 3,5}. \quad (10.8)$$

Напрямок вітру в шарі 500...700 гПа визначаємо із співвідношення:

$$\bar{d}_7^5 = d_7 \pm \arccos \frac{V_7 - V_5 \cos(180 - \alpha)}{2|\bar{V}|_7^5}, \quad (10.9)$$

де d_7 – напрямок вітру на рівні 700 гПа. При лівому повороті вітру з висотою використовується знак «-», а при правому – «+».

Знаючи значення $|\bar{V}|_7^5$ і \bar{d}_7^5 , за допомогою радіолокаційних спостережень потрібно визначити час початку явища в пункті прогнозу. Для цього поблизу передньої кромки радіолуни (рис. 10.4) вибирають дві точки (1 і 2) простою геометричною побудовою. Проводять три дотичні лінії до засвічення: дві з них паралельні вектору середнього вітру \bar{V}_7^5 по краях засвічення (лінії АВ і CD), а третя, перпендикулярна до них (EF), по передній кромці засвічення. Точки перетину прямої EF з лініями АВ і CD будуть шуканими точками 1 і 2, з координатами відповідно x_1, y_1 , та x_2, y_2 .

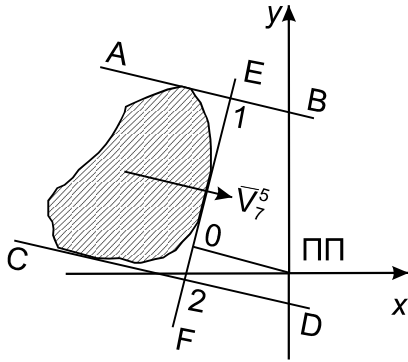


Рис. 10.4 – До визначення часу початку явища в пункті прогнозу.

Припускаючи, що система рухається в напрямку вектора середнього вітру в шарі 500...700 гПа, неважко зрозуміти, що в пункті прогнозу (ПП) явище почнеться, коли до нього підійде точка О, тобто необхідно визначити відстань R між точкою О та ПП, і перш за все розрахувати координати точки О (x_0, y_0).

$$x_0 = \frac{x_1 y_2 - x_2 y_1}{(x_1 - x_2) \operatorname{tg} \varepsilon - y_1 + y_2}, \quad (10.10)$$

де $\varepsilon = 270 - d_7^5$, $y_0 = x_0 \operatorname{tg} \varepsilon$.

Тепер можна розрахувати відстань $R = \sqrt{x_0^2 + y_0^2}$ і час початку явища:

$$\tau = t_0 + \frac{R}{k|\bar{V}|_7^5}, \quad (10.11)$$

де t_0 – строк вихідного радіолокаційного спостереження. Якщо x_0 знаходиться поза інтервалом між x_1 та x_2 і/або y_0 – поза інтервалом y_1 та y_2 , то система пройде мимо пункту прогнозу.

Розглянутий спосіб дає задовільні результати, якщо розміри СГК з часом мало змінюються. При значній зміні розмірів системи необхідно зробити деякі додаткові операції, на яких в даній роботі ми зупинятися не будемо. Визначення часу приходу СГК в пункт прогнозу τ проводиться так, як і у випадку з системою, що не змінює розміри.

2. Хорошим показником еволюції МКК є радіаційна температура верхньої межі хмар T_R . Оподи, що досягають поверхні землі, починаються при $T_R \approx -32$ °С. Якщо виявляється тенденція на зниження T_R і збільшується луна на дисплеї радіолокатора, то в найближчі 2...4 год інтенсивність опадів і площа їх зони збільшаться. Якщо ж $\frac{dT_R}{dt} > 0$ або з'являється термічна неоднорідність верхньої межі хмар («теплі острови»), то в найближчий час оподи припиняться.

3. Зближення і злиття осередків радіолуни свідчить про посилення інтенсивності МКК, а їх дроблення – послаблення МКК.

4. «Зіткнення» двох мезомасштабних зон конвергенції веде до швидкого розвитку Сб і скупчень цих хмар; через 20...25 хв після «зіткнення» радіолуна досягає 30 дБ. Про наявність зон конвергенції судять по початку розвитку СГК. Завчасність прогнозу, звичайно, не перевищує однієї години.

Якщо є можливість слідкувати за утворенням і переміщенням зон (ліній) конвергенції, то необхідно: за радіолокаційними вимірюваннями оцінити швидкість і напрямок цього переміщення; екстраполюючи зміщення зон, визначити можливість, час і місце їх зіткнення.

Слід мати на увазі, що «зона зіткнення» сама переміщується в напрямку \bar{V}_7^5 і через 20...30 хв може відійти далеко від місця зіткнення.

5. Переміщення зон (ліній) конвергенції в район з більшою вологістю і нестійкістю веде до швидкого розвитку конвекції в зонах або вздовж ліній конвергенції. Про розподіл нестійкості можна судити за картами величин Γ_e і С.

10.5 Прогноз смерчів

Загальні відомості про смерч. Смерч – це воронка, що надзвичайно швидко обертається, звисає з купчасто-дощової хмари і спостерігається як «воронкоподібна хмара» або «туба». Добре розвинений смерч досягає землі і рухається по ній, приносячи сильні руйнування, але іноді смерч не досягає повного розвитку, звішуючись з хмари у вигляді воронки. Смерчі

породжуються вихровими утвореннями в хмарах, але не циліндровими вертикальними, а горизонтальними спіральними вихорами.

Смерчові хмари завжди володіють значною турбулентністю і неоднорідністю. Вони фактично є носіями, генераторами смерчів, тому їх часто називають материнськими хмарами. Смерчова хмара складається з двох частин: в основі розташовується хмара-комір (верхній ступінь), а під ним лежить «стінна» хмара, від нижньої поверхні якого звисає сам смерч. Хмара-комір має ширину 3...4 км, товщину близько 300 м; верхня поверхня знаходиться на висоті 1500 м. Ширина стіни-хмари – 1,5...2,0 км, товщина – 300...450 м, нижня поверхня – на висоті 500...600 м. Від стіни-хмари іноді відходить хмара-хвіст, довга і вузька, такої ж висоти і різної довжини.

Тривалість існування смерчу невелика: від декількох хвилин до декількох годин, довжина шляху в середньому 15...60 км, а іноді й близько 500 км (такі випадки спостерігалися в США). Швидкість руху смерчу різна: від 10...20 до 60...70 км·год⁻¹ та більше.

Смерч складається з трьох частин: горизонтальних вихорів в материнській хмарі, воронки і додаткових вихорів. Воронка (основна частина смерчу) – це внутрішні порожнини і стінки, тобто це дрібномасштабний вихор. Поперечник внутрішньої порожнини смерчу – від декількох метрів до декількох сотень метрів, і цей простір майже чистий і безхмарний, більш або менш різко обмежений стінками, між якими іноді проскакують своєрідні блискавки. Рух повітря тут різко слабшає і, в основному, направлений вниз.

Найважливіша особливість смерчу – різке падіння тиску, іноді майже раптове.

Рух повітря у внутрішній порожнині направлений зверху вниз і може досягати великої швидкості. У стінках смерчу, навпаки, рух повітря направлений по спіралі вгору і нерідко досягає 100...200 м·с⁻¹ і більше. Стінки смерчу – це його активна руйнуюча і характерна частина. Не дивлячись на те, що їх будова вельми різноманітна, можна виділити два основні типи: перший володіє щільними, гладкими, різко обмеженими стінками, у другого вони розпливчасті, нечітко окреслені. Проте принципової внутрішньої відмінності між ними немає, і на різних стадіях стінки смерчу можуть видозмінюватися і переходити з типу в тип.

Порожнина (воронка) значно ширша за стінки, ширина яких лише декілька метрів. Швидкість обертання воронки, а точніше її стінок, представляє також одну з особливостей смерчу. Ці швидкості вельми різні і швидко змінюються навіть у однієї і тієї ж воронки.

У 1973 р. Метеорологічна служба США прийняла в якості офіційної наступну шкалу інтенсивності смерчів, розроблену японським ученим Т.Фуджіта:

- F0 - швидкість вітру 18...32 м·с⁻¹. Слабкі руйнування: ушкоджуються пічні труби, паркани, дерева.

- F1 - швидкість вітру 33...49 м·с⁻¹. Помірні руйнування: зриваються покриття з дахів, рухомі автомобілі скидаються з дороги.

- F2 - швидкість вітру 50...69 м·с⁻¹. Значні руйнування: зриваються дахи з будинків, перевертаються вантажівки, вириваються з корінням дерева.

- F3 - швидкість вітру 70...92 м·с⁻¹. Сильні руйнування: дахи і частина стін руйнуються, перевертаються вагони, в лісах виривається з корінням велика частина дерев, важкі автомобілі підіймаються над землею і розкидаються.

- F4 - швидкість вітру 93...116 м·с⁻¹. Спустошливі руйнування: руйнуються важкі будівлі, будови із слабким фундаментом переносяться на відстань, автомобілі розкидаються в сторони, великі предмети носяться в повітрі.

- F5 - швидкість вітру 117...142 м·с⁻¹. Спустошливі руйнування: підіймаються важкі будівлі, переносяться на відстань і руйнуються автомобілі, величезні предмети переносяться по повітрю на великі відстані з великою швидкістю, дерева розламуються на частини.

- F6 - швидкість вітру від 142 м·с⁻¹ до, імовірно, швидкості звуку. Смерчі такої швидкості не зафіксовані.

Географічний та сезонний розподіл смерчів. Смерчі реєструються повсюдно над поверхнею Землі, окрім полярних та екваторіальних широт. Найчастіше вони формуються над США і Австралією. В середньому за рік в світі спостерігається від 1000 до 1500 смерчів, з них половина в США, особливо в області так званої «алеї торнадо» - смуги найбільшої повторюваності смерчів – 20...30° пн. ш.

На території СНД смерчі відносно рідкісне явище. Каталог смерчів, зареєстрованих над країнами співдружності за період 1944...1998 рр., включає відомості про 264 смерчі, з яких 40 відсотків були слабкими. За 140 років спостережень було відмічено 13 серйозних і два спустошуючі смерчі.

В Європейській частині СНД виділяють дві зони концентрації смерчів. Перша знаходиться між Москвою і Нижнім Новгородом, де спостерігалися два сильні смерчі. Друга - по обидві сторони українсько-білоруського кордону з центром поблизу Києва, де були зафіксовані три серйозні смерчі (у Київській, Черкаській та Одеській областях) і велике число слабких та помірних явищ. Таким чином, Чорнобильська АЕС розташована саме в зоні відносно активного смерчоутворення.

На території України з 1 березня 1960 р. по 1 березня 2004 р. зареєстровано 71 смерч. Максимальна повторюваність доводиться на

липень і червень – 25 і 23, відповідно. В середньому смерчі спостерігаються з травня по серпень. Найбільш ранній смерч був відмічений 5 травня 1970 р. в Одеській області (с. Чабанка), найпізніший – 20 жовтня 1976 р. в Херсонській області (м. Генічеськ). Над акваторією Чорного моря смерчі формуються переважно восени, коли повітря з охолодженої суші переноситься на більш теплу поверхню води. Повторюваність смерчів над Україною розподілена неоднорідно по регіонах. Максимальна кількість смерчів (6 випадків за вказаний період) відмічена в Криму, Миколаївській, Херсонській, Запорізькій і Київській областях. Також відносно велика повторюваність явища (по 4 випадки) в Дніпропетровській, Черкаській, Одеській, Волинській і Львівській областях.

Умови формування смерчу. Аналіз можливості формування смерчу проводиться за тими ж вихідними матеріалами, які необхідні для оцінки розвитку систем глибокої конвекції і виникнення мезовихорів.

Смерчі утворюються в зонах активної конвекції в циклонах, що поглиблюються, на холодних фронтах, що загострюються, перед ними і під великими тропосферними депресіями. Приклад найтипівішої синоптичної ситуації, при якій утворюється смерч, представлений на рис. 10.5. Вузькі зони добре вираженої конвергенції в граничному шарі атмосфери і значне подовжнє завихрення (принаймні, на порядок вище навколишніх районів) в дуже нестійкій атмосфері свідчить про можливість виникнення смерчу.

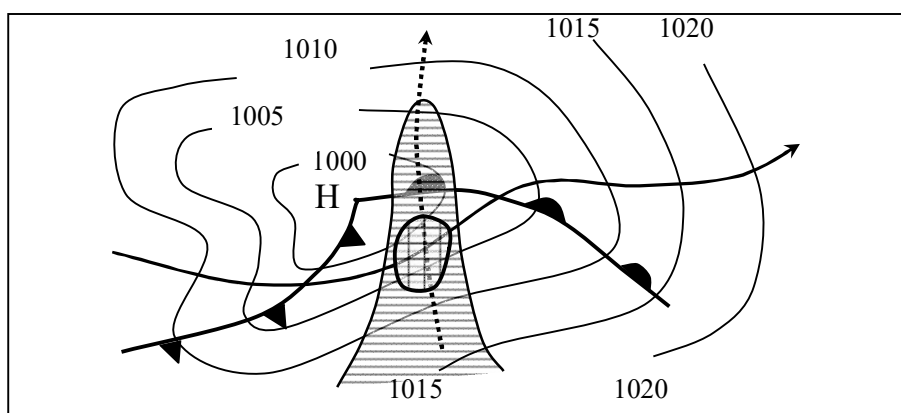


Рис. 10.5 – Синоптична ситуація, сприятлива для утворення смерчу:

- - струминна течія нижніх рівнів;
- ⋯→ - струминна течія верхньої тропосфери;
- ▲ - «язик» вологого повітря;
- ⊗ - район найбільш вірогідного утворення

Для оцінки стану атмосфери при прогнозуванні смерчів істотне значення мають температурний (I_T) і вологісний (I_B) індекси нестійкості:

$$I_T = T_{500} - T'_{c500}, \quad (10.12)$$

$$I_B = T_{500} - T'_{d500},$$

де T_{500} – температура повітря на рівні 500 гПа за даними радіозонду в строк 00 СГЧ; T'_{c500} – температура в точці перетину ізобари 500 гПа на аерологічній діаграмі з вологою адіабатою, що йде від температури змоченого термометра до середини вологого шару; T'_{d500} – температура в точці перетину ізобари 500 гПа на аерологічній діаграмі з вологою адіабатою, що йде від точки роси до середини вологого шару.

Від'ємні значення індексів I_T та I_B свідчать про виняткову нестійкість атмосфери. Виникнення смерчу найбільш вірогідне при $I_T \leq 0$ °С і $I_B \leq 0$ °С. Були зафіксовані випадки смерчу при $I_T > 0$ °С і $I_B > 0$ °С, але жодного смерчу не спостерігалось при $I_T > 2$ °С і $I_B > 2$ °С.

Розглянемо типи вертикальної структури повітряних мас, сприятливих для утворення і розвитку смерчів.

Тип I. Тепла повітряна маса, що складається з трьох шарів в нижній частині тропосфери (до 400 гПа). Товщина цих шарів може бути будь-якою за умови, що середній буде найтоншим. Нижній шар – вологий (відносна вологість $\geq 65\%$, $Td \geq 13$ °С), умовно нестійкий ($\Gamma_e < 0$). Середній шар – сухий (відносна вологість $< 50\%$), стійкий ($\Gamma_e > 0$). Верхній шар – умовно нестійкий ($\Gamma_e < 0$), відносна вологість в ньому спочатку поволі росте, а потім різко збільшується. Вітер посилюється з висотою, причому безпосередньо над нижнім шаром спостерігається сильна вузька течія (струминна течія нижніх рівнів) зі швидкістю близько $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, яка направлена перпендикулярно потоку в нижньому шарі.

Смерчам, що виникають в такій повітряній масі, передують передсмерчові погодні умови. Вранці спостерігається хмарність шаруватих форм, потім на короткий проміжок часу небо яснішає, з'являються хмари типу *Ac tamnatus*. За 1...4 год до смерчу різко збільшується точка роси. Вказані умови погоди не є прогностичними ознаками, вони просто супроводять процеси утворення смерчів. Проте за цих умов завжди спостерігаються сильні грози з шквалами. Протягом декількох хвилин до початку явища (грози, шквалу, смерчу) падіння тиску взагалі припиняється, відмічається невелике зростання, а з початком явища тиск різко падає, потім швидко росте і після проходження конвективного осередку повертається до початкового значення.

Тип II. Тепла, волога, нестійка повітряна маса (звичайно морське тропічне повітря) без інверсій і затримуючих шарів ($\Gamma_e < 0$). За декілька годин до явища температура повітря біля поверхні землі ≥ 27 °С, відносна вологість до висоти 7 км $\geq 65\%$. Вітер з висотою змінюється мало, але для формування смерчу необхідний значний вертикальний зсув вітру хоча б в тонкому шарі. Процес утворення смерчу в повітряних масах цього типу супроводять такі ж погодні умови, що і для типу I.

Тип III. Відносно холодна ($T \approx 20$ °С біля поверхні землі), нестійка ($\Gamma_e < 0$) і волога (відносна вологість $\geq 70\%$ до висоти 7 км) повітряна маса. Вітер посилюється з висотою і швидко змінює напрямок.

Вранці небо ясне, потім з'являються перисто-купчасті хмари, а через декілька годин – окремі *Sc*. Майже раптово (період розвитку декілька хвилин) виникають *Cb*, і може розвинутися смерч.

Прогнозування смерчів. Як свідчить багаторічна синоптична практика, прогнозування смерчів є актуальною задачею, для вирішення якої поки що не існує загальноприйнятих методів. Як правило, виділяють комплекси аеросиноптичних умов, при формуванні яких очікується виникнення смерчів.

У будь-якій з розглянутих повітряних мас може утворитися смерч, але він, однак, формується не завжди. Найчастіше смерч слід чекати, якщо спостерігається перетин ліній нестійкості або мезомасштабна зона (лінія) значної конвекції співпадає з осередком конвекції (рис. 10.6). Якщо конвективних хмар ще немає, то про наявність осередку судять по хмарності з великим значенням показника конвективної нестійкості.

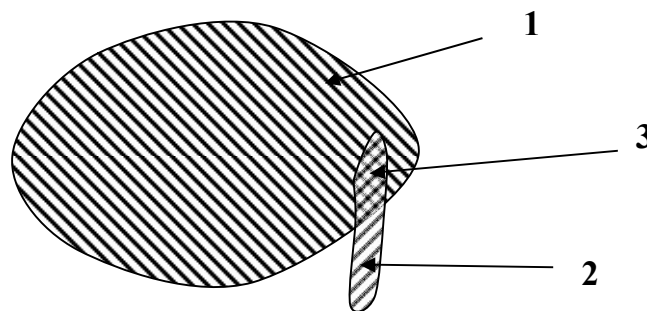


Рис. 10.6 – Схема визначення можливого місця появи смерчу:

- 1 – зона значної нестійкості, де $\Gamma_e < 0$ або $I_T (I_B) < 0$ °С;
- 2 – зона сильної конвергенції вітру;
- 3 – область можливої появи смерчу.

Прогноз смерчів можна складати таким чином.

1. За вихідними матеріалами встановлюється тип повітряної маси і оцінюється синоптична ситуація. Обчислюються критерії нестійкості, і

складаються великомасштабні карти розподілу G_e і C в районі прогнозу. Якщо вони вказують на майбутній розвиток конвекції, то визначається можливість розвитку конвективних явищ, включаючи утворення мезовихорів.

2. В процесі спостережень за поточною погодою фіксується наявність (відсутність) супутніх смерчам (грозам) погодних умов.

3. За допомогою МРЛ здійснюється виявлення конвективних осередків найбільшої потужності і ліній нестійкості, а також стеження за їх переміщенням і розвитком, хоча зародження мезовихора і його розвиток, а, отже, і формування смерчу можна знайти тільки доплеровським радіолокатором. Проте, якщо вихор (смерч) яким-небудь чином визначений (візуально), то звичайний МРЛ може стежити за хмарою, з якою цей вихор пов'язаний. Тоді можна завчасно попередити про появу смерчу.

4. Всіма доступними засобами бажано знайти лінії (зони) конвергенції. Поєднання полів нестійкості (великомасштабні карти G_e і C) і зон конвергенції дозволяє передбачити місце можливої появи смерчу.

5. За даними стеження за переміщенням хмари, з якою пов'язаний мезовихор або смерч, засобами лінійної екстраполяції складається прогноз траєкторії смерчу.

Завчасність попередження про смерч не перевищує декількох десятків хвилин.

У 80-і роки групою київських вчених (Токар Н.Ф. і Волеваха В.А.) була розроблена методика імовірності смерчоутворення над Україною. При описі умов погоди біля земної поверхні і стану вільної атмосфери в періоди із смерчами і без них використано близько 60 термогідродинамічних характеристик. Їх значення знімалися з синоптичних карт, карт МРЛ, бланків емаграм або розраховувалися за спеціальними методиками.

Інформативність параметрів визначалася по ступеню зсуву розподілу при випадках із смерчами щодо розподілу випадків без смерчів аналогічно тому, як завжди роблять при відборі предикторів для прогнозу шквалів. Обчислювалися індекси інформативності і відстані Махаланобіса. Перевага віддавалася індексу інформативності (I), але враховувалася і відстань Махаланобіса (Δ^2). Кращим показником, на думку авторів, є сумарна характеристика ($I + \Delta^2$).

В результаті сумісного аналізу кореляційних матриць з сумарними індексами інформативності ($I + \Delta^2$) відібрані параметри для прогностичних схем на 6 і 12 год.

Із завчасністю 6 год оцінюється можливість виникнення смерчу, використовуючи залежність вертикальних градієнтів температури в шарі земля-850 гПа (γ_{850}) і різниці швидкостей вітру на рівні 700 гПа і біля землі

(Δu_3^{700}) (рис. 10.7а) або залежність висоти рівня конденсації (H_{KH}) і позитивної енергії нестійкості ($W_{ен}$) (10.7б).

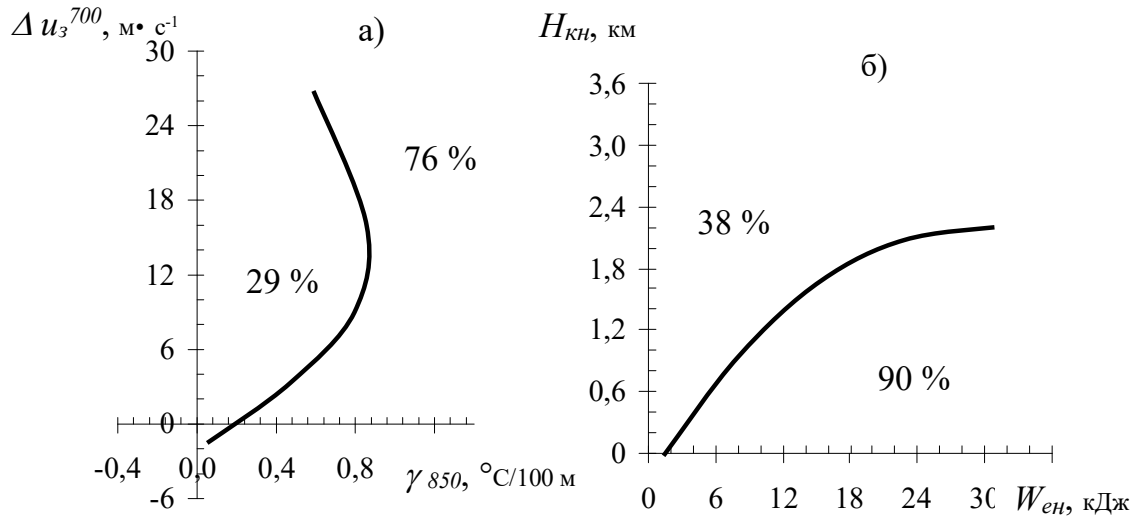


Рис. 10.7 – Імовірність виникнення смерчу залежно від зв'язку: а) вертикального градієнта температури в шарі земля-850 гПа і різниці швидкості вітру на рівні 700 гПа і біля землі (Δu_3^{700}); б) висоти рівня конденсації (H_{KH}) і позитивної енергії нестійкості ($W_{ен}$).

Якщо з графічної залежності виходить, що імовірність виникнення смерчу перевищує 50%, то необхідно проводити розрахунок за рівнянням дискримінантної функції:

$$L = 2,26 \Delta H_{KHШ} - 0,65 \sum_{850}^{300} (T' - T) + 22,36 (H_{-10} - H_{KH}) + 3,38 \bar{V}_{1000}^{500} + 3,82 (V_{300} - V_{850}) - 15,94, \quad (10.13)$$

де $\Delta H_{KHШ}$ - потужність конвективно-нестійкого шару; $\sum_{850}^{300} (T' - T)$ - сума відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях 850, 700, 500 і 300 гПа; $H_{-10} - H_{KH}$ - різниця висот ізотерми -10 °С і рівня конденсації; \bar{V}_{1000}^{500} - середня швидкість вітру в шарі від 500 до 1000 гПа; $(V_{300} - V_{850})$ - різниця швидкостей вітру на рівнях 300 і 850 гПа.

Якщо $L \geq 0$, то очікуються умови сприятливі для утворення смерчу; якщо $L < 0$, то смерчу чекати не слід.

Для прогнозу із завчасністю 12 год використовуються дві діагностичні залежності (рис. 10.8а і 10.8б).

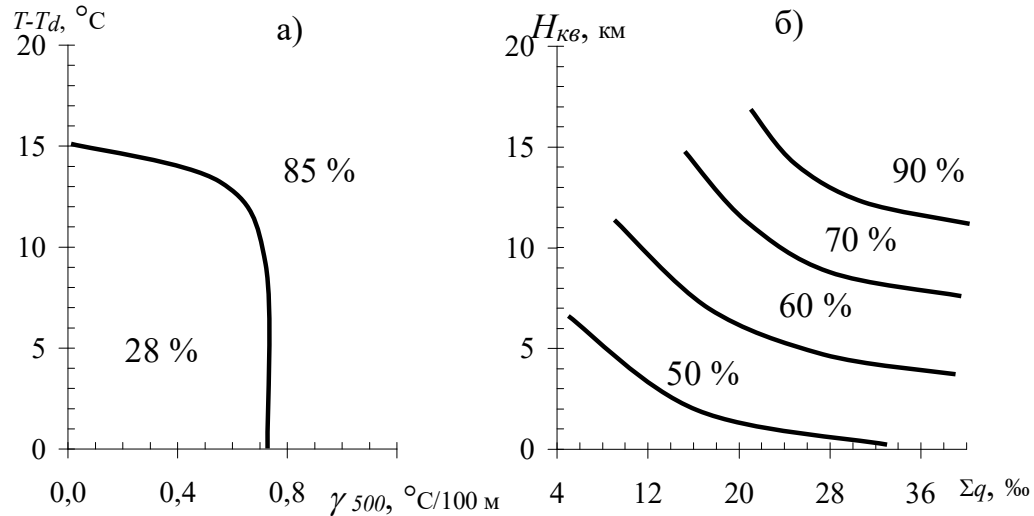


Рис. 10.8 – Імовірність виникнення смерчу залежно від зв'язку: а) вертикального градієнта температури в шарі земля-500 гПа і дефіциту точки роси біля земної поверхні ($T-Ta$); б) висоти верхнього рівня конвекції ($H_{кв}$) і сумарної величини масової долі водяної пари на ізобаричних поверхнях 850, 700 і 500 гПа (Σq).

Якщо, виходячи з графіків на рис. 10.8, імовірність виникнення смерчу $> 50\%$, то необхідно проводити розрахунок дискримінантної функції:

$$D = 0,44 \Delta P + 5,55 \gamma_{3-850} + 1,15 \Delta H_{кнш} + 1,40 (V_{300} - V_{850}) - 4,69, \quad (10.14)$$

де ΔP - лапласіан тиску біля поверхні землі, при $r = 300$ по останній синоптичній карті; γ_{3-850} - вертикальний градієнт температури в шарі земля-850 гПа; $\Delta H_{кнш}$ - потужність конвективно-нестійкого шару; $(V_{300} - V_{850})$ - різниця швидкостей вітру на рівнях ізобаричних поверхонь 300 і 850 гПа.

При $D \geq 0$ утворення смерчу можливе, тобто в атмосфері є умови для утворення явища; при $D < 0$ смерчі чекати не слід.

Авторська перевірка справджуваності розрахунків проводилася на залежному матеріалі, оскільки всі дані в дні із смерчем на Україні за період 1960-1985 рр. увійшли до розробки рекомендацій щодо прогнозу. Справджуваність рівняння (10.13) складає 85% випадків наявності явища; 84% - відсутності. Для рівняння (10.14) відповідно – 93 і 97%.

Використовувана методика дозволяє оцінити, чи є в атмосфері умови сприятливі для розвитку смерчів.

11 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ГРАДУ

В даний час у нас і за рубежем запропонований ряд гіпотез утворення граду (Шишкін, Карцивадзе, Качурин, ГМЦ, ВГІ (Глушкова), Фіндайзен, Вейкман, Дессенс, Браунінг, Ландлам та ін.). Однак жодна з них не дає повного пояснення процесу утворення граду. Це пов'язано з труднощами вивчення конвективних явищ погоди – гроз, злив, шквалів і граду.

Для обґрунтування подальших методик прогнозу граду приймемо наступну робочу гіпотезу: розвиток потужних конвективних хмар із градом відбувається тільки за сприятливих умов – синоптичних, термогігрометричних і термодинамічних.

11.1 Синоптичні умови

Аналіз матеріалів у дні з градом і без граду показав, що над територією Східної Європи град і градові хмари в 90..95% випадків відзначалися в теплий період року вдень у зоні фронтів, особливо холодних, малорухомих із хвилями і фронтів оклюзії, а також під областями холоду в тропосфері.

Розглянемо зазначені синоптичні умови докладніше.

1. Град утворюється на холодному фронті, особливо поблизу вершини хвильового збурювання (центральної частини циклону), поблизу точки оклюзії, при переміщенні його зі швидкістю 30...40 км·год⁻¹ і більше. Градові хмари розташовуються звичайно ланцюжком над приземним положенням холодного фронту з відхиленням від нього ± 50 км. При зменшенні швидкості переміщення холодного фронту і в міру віддалення від центра циклону, імовірність розвитку градових хмар і утворення граду зменшується. При швидкості переміщення холодного фронту 10 км·год⁻¹ і менше град малоімовірний.

2. Малорухомих фронт із хвильовими збуреннями, що зміщуються уздовж фронту зі швидкістю 30...40 км·год⁻¹ і більше. Градові хмари розвиваються на ділянці холодного фронту хвилі і розташовуються ланцюжком уздовж лінії його приземного положення. Чим більше швидкість руху хвилі, тим імовірніше розвиток градових хмар, при зменшенні швидкості хвилі імовірність розвитку градових хмар зменшується, при швидкості її 10 км·год⁻¹ і менше град малоімовірний.

3. Фронт оклюзії, особливо ділянка поблизу точки оклюзії і центра циклону при переміщенні його зі швидкістю 30...40 км·год⁻¹ і більше. Градові хмари розташовуються звичайно ланцюжком уздовж приземного його положення (± 25 км), а також у зоні верхнього холодного фронту. При швидкості переміщення фронту 10 км·год⁻¹ і менше град малоімовірний.

4. Неглибока барична улоговина в теплому секторі циклону, на периферії антициклону, в малоградієнтному баричному полі на приземній карті погоди. Ця улоговина може бути помітною і на картах АТ-850 та АТ-700. В улоговині, що окреслюється іноді лише однією проміжною ізобарою (ізогіпсою), при високих денних температурах повітря біля поверхні землі ($\geq 26...28$ °С), точці роси $\geq 8...10$ °С, у другу половину дня можуть розвинути потужні конвективні хмари з грозами, зливами, шквалами і градом (виникають так звані "лінії шквалів"). Синоптик у цих випадках звичайно проводить фронт оклюзії на денних і вечірніх картах погоди в теплому секторі циклону. (Відзначимо, що на нічних і ранкових картах погоди в цій неглибокій улоговині за даними метеорологічних станцій хмарність не спостерігається, однак на ТВ та ІК знімках супутника за ці ж терміни можна знайти невеликі смуги, плями, гряди і скупчення слабозвинених конвективних хмар.) У другій половині дня під дією термічної конвекції в зазначеній улоговині розвиваються потужні купчасто-дощові хмари з грозами, зливами, шквалами і градом. На знімках ШСЗ в денний час над цими районами видно великі яскраві білі смуги щільних конвективних хмар і пов'язаних з ними явищ погоди.

5. Передня і центральна частина осередку (улоговини) холоду в тропосфері (улоговини або замкнутого осередку холоду на картах ВТ $_{1000}^{500}$).

Синоптичні умови, несприятливі для розвитку градових хмар і граду, докладно розглядати не будемо. Однак відмітимо, що в зоні теплих фронтів, антициклонів і баричних гребенів біля земної поверхні і на висотах град у хмарах і на землі не відзначався.

11.2 Термогігрометричні і термодинамічні умови

Розвиток градової хмарності і випадіння граду на землю відзначалося, як правило, при підвищених значеннях температури і вологості біля земної поверхні та у нижній тропосфері. У середній і верхній тропосфері вертикальні градієнти температури були близькі чи перевищували вологадіабатичний градієнт ($\gamma_{ва} \leq \gamma \leq \gamma_{са}$). При зазначених значеннях енергія нестійкості в тропосфері велика, що є однією з умов розвитку в денний час влітку (і особливо навесні) потужних конвективних хмар із градом над рівнинною місцевістю. Однак наявності значної енергії нестійкості в повітряній масі недостатньо для реалізації цієї енергії у вигляді потужних конвективних хмар, гроз, злив, шквалів і граду. Для реалізації енергії нестійкості необхідні ще й сприятливі синоптичні умови. Пояснимо на прикладах.

Влітку над сушею в денний час у теплому секторі циклону відзначаються, як правило, високі температури біля земної поверхні ($\geq 25...30$ °С). Значення вологості й енергія нестійкості також є великими. Однак, незважаючи на це, у теплому секторі циклону влітку в денний час

переважає ясна, малохмарна, суха і жарка погода. Енергія нестійкості теплої повітряної маси не реалізується. Утворюються тільки слабо розвинуті по вертикалі купчасті хмари «гарної» погоди. І тільки наближення і проходження холодного фронту (фронту оклюзії) через пункт (територію) прогнозу призводить до реалізації енергії нестійкості, до бурхливого розвитку конвекції.

11.3 Механізм утворення граду

У зоні холодного фронту (фронту оклюзії), де особливо часто відзначається розвиток градових хмар і випадіння граду на землю, тепла повітряна маса енергійно витісняється вгору клином холодного повітря. При підйомі відбувається конденсація вологи і виділення тепла конденсації. Під дією сил плавучості і позитивного прискорення, спрямованого вгору, у хмарі розвивається потужний висхідний конвективний потік більш теплого повітря. Поперечник цього потоку біля основи хмари складає звичайно 5...10 км (в окремих випадках і більше), швидкість висхідних рухів 3...5 м·с⁻¹ (іноді 5...10 м·с⁻¹). У середній частині хмари (на висоті 5...7 км, рідше 8...9 км) швидкість висхідного конвективного потоку (w_k) зростає до 20 м·с⁻¹ (іноді ≥ 30 м·с⁻¹), а поперечник зменшується в декілька разів (до 5 км). У верхній частині хмари (на висоті $h \geq 10...12$ км) поперечник висхідного потоку знову збільшується ($\geq 5...10$ км), а швидкість зменшується (3...5 м·с⁻¹). На вершині хмари $w_k \approx 0$.

Описана схема просторової структури висхідного конвективного потоку в потужній конвективній хмарі підтверджена теоретичними та експериментальними дослідженнями.

Висхідний конвективний потік переносить з нижніх шарів, багатих вологою, у верхні величезну кількість води (десятки і сотні тисяч тонн). Ця волога накопичується в хмарі, у так званій зоні акумуляції (за термінологією ВГІ), на рівні і трохи вище рівня максимальної швидкості висхідного конвективного потоку. Вертикальна потужність зони акумуляції за експериментальними даними звичайно 1...2 км, іноді 3...4 км. Волога в зоні акумуляції звичайно існує у вигляді двох фаз - рідкої і твердої. Ця зона розташовується при температурах повітря від -5 °С до -40 °С. У зоні акумуляції в більшості випадків існують сприятливі умови для швидкого росту граду (приблизно за 10...15 хв). Доки швидкість падіння градин менше швидкості висхідного конвективного потоку в хмарі, градини утримуються цим потоком у зоні акумуляції. Вони як би "плавають" у висхідному потоці приблизно на одному рівні.

Нарешті настає момент, коли швидкість падіння градин, які вирости до великих розмірів, перевищує швидкість висхідного потоку в зоні акумуляції, і градини спочатку повільно, а потім усе швидше

спрямовуються вниз крізь висхідний потік. При падінні до рівня нульової ізотерми в хмарі градини продовжують рости за рахунок зіткнення з численними переохолодженими краплями, що принесені знизу висхідним потоком.

Оскільки при замерзанні переохолоджених крапель на градинах температура на поверхні останніх підвищується за рахунок виділення теплоти замерзання, а температура повітря у висхідному конвективному потоці значно вище, ніж у зоні акумуляції, створюються умови для швидкого збільшення розміру граду в режимі так званого вологого (мокрого) росту. На поверхні градин утворюються шари чистого і прозорого льоду.

Градини ростуть також за рахунок коагуляції, злипання і змерзання з іншими градинами і ряду інших факторів.

Максимальний розмір градин варто очікувати на рівні нульової ізотерми. Тут він може бути в два-три рази більше, ніж у зоні акумуляції. Нижче рівня нульової ізотерми в хмарі він починає танути і зменшуватися в розмірах. Якщо ізотерма $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в хмарі розташовується на висоті $h \geq 3,5 \dots 4,0$ км, то градини діаметром $1,0 \dots 1,5$ см цілком тануть і проливаються зливою.

Практика польотів показала, що літаки досить часто і зненацька для льотчиків попадали в зону граду поза конвективними хмарами на відстані приблизно $10 \dots 15$ км від них. При цьому спостереження по літаковому радіолокатору не попереджали про наявність граду в хмарах і поблизу них.

Г.Д. Решетов бачить механізм цього явища в наступному. Швидкість горизонтальних повітряних потоків у верхній тропосфері і нижній стратосфері звичайно в два-три рази більше, ніж у нижній і середній тропосфері. Тому ці потоки не тільки переносять грозові та градові хмари, але й обтікають їх з боків, а частково і проникають у них, виносячи град у навколишнє повітря на підвітряний бік. При падінні з висоти $h = 12 \dots 14$ км (а іноді і з більших висот) град відноситься потоком повітря від купчасто-дощової хмари на відстань $10 \dots 15$ км і навіть більше.

Викладені представлення покладені в основу методів прогнозу граду.

11.4 Прогноз граду

За допомогою моделі конвекції за величиною $(T'-T)_{\max}$ розраховується $(w_k)_{\max}$. В окремих випадках таких рівнів може бути декілька. Визначається температура повітря на рівні $(w_k)_{\max}$ та висота нульової ізотерми. Чим нижче розташовується нульова ізотерма, тим більше імовірність випадіння граду. На рис. 11.1 дана графічна залежність режиму росту граду від максимальної швидкості конвекції $(w_k)_{\max}$ та температури повітря на цьому рівні $T_w \max$. На графіку виділені зони утворення опадів. Значення w_{\max} можна визначити за допомогою графіка (рис. 11.2) або приблизно: якщо

рівень з ΔT_{\max} знаходиться вище ізобаричної поверхні 500 гПа, $w_{\max} \approx 2 w_k$; якщо рівень з ΔT_{\max} - нижче 500 гПа, то $w_{\max} \approx w_k$ (w_k розраховується за

$$\bar{w}_k = \sqrt{R(\bar{T}' - \bar{T}) \ln \frac{p_0}{p}}$$

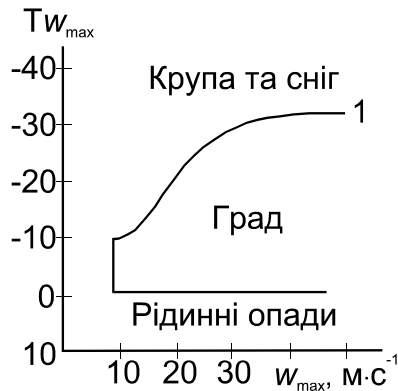


Рис.11.1 - Графік для визначення можливості утворення граду в залежності від величини максимальної швидкості висхідного потоку w_{\max} та температури повітря $T_{w_{\max}}$ на цьому рівні.

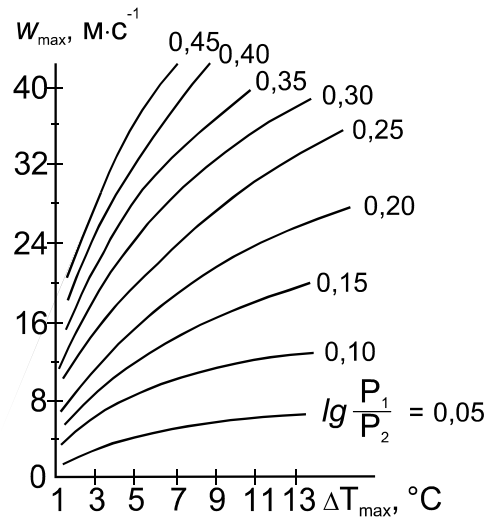


Рис. 11.2 - Графік для визначення максимальної швидкості конвективного потоку w_{\max} у хмарах.

Випадіння граду визначеного розміру прогнозується шляхом кореляції $(w_k)_{\max}$ і положення нульової ізотерми (рис. 11.3 та 11.4).

Максимальна швидкість конвективного потоку визначається за формулою:

$$w_{\max} = \sqrt{2Ac_p \Delta T_{\max} \eta \lg \frac{p_1}{p_2}},$$

де A - механічний еквівалент теплоти, $A \cong 1$; c_p - питома теплоємність, $c_p = 1$; ΔT_{\max} - максимальне відхилення кривої стану T' від кривої стратифікації T ; η - коефіцієнт переходу від теплової енергії до кінетичної,

$$\eta = \frac{T_0 - T_c}{T_0}; T_0 - \text{абсолютна температура на рівні конденсації}; T_c -$$

температура сухого повітря на рівні $\Delta T_{\max} = T' - T$ за абсолютною шкалою; p_1 та p_2 - тиск на рівні конденсації та на верхній межі вологонестійкого шару.

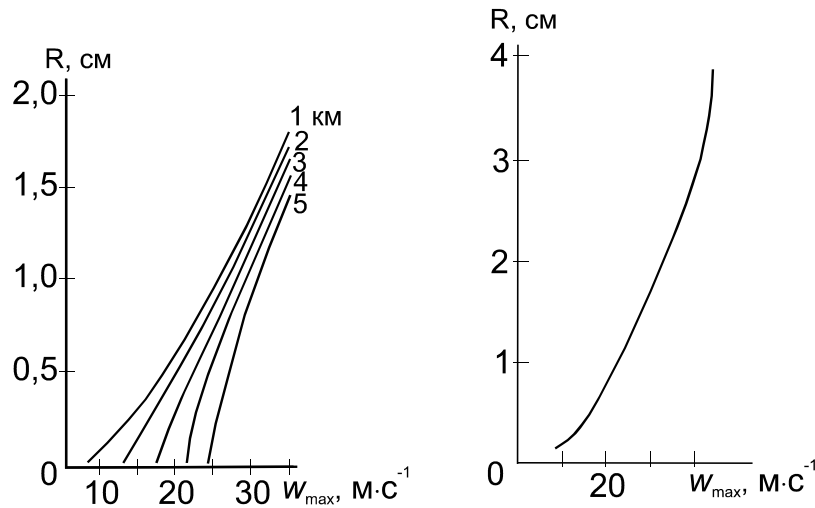


Рис.11.3 – Визначення розміру градин з урахуванням температури танення.

Рис. 11.4 – Графік для визначення розміру градин без урахування танення.

Необхідний ретельний аналіз синоптичних умов. Найбільш інтенсивним є фронтальний град.

У ГМЦ колишнього СРСР розглянуті деякі параметри конвекції для випадків випадіння граду. До цих параметрів відносяться: 1) $h_{кнш}$, у гПа, що еквівалентно масі КНШ у г; 2) потужність конвекції

$$\Delta H_{конв} = H_{конв} - H_{нм\ кнш}; \quad 3) \quad \bar{w}_k = \sqrt{R(\Gamma' - T) \ln \frac{P_0}{P}}$$

- середнє для конвективного шару. Ця величина трохи завищена. Фактично вона дорівнює: $\bar{w}_{обл} = 0,33 \cdot 10^{-4} m \Delta H_{конв} w_k$, де m - маса КНШ; 4) інтенсивність зливових опадів $I_{зл}$, мм·год⁻¹; 5) положення ізотерм: 0, -10, -20 °С (висота, км).

Аналіз цих параметрів дозволив одержати наступну таблицю.

Таблиця – Параметри конвекції

$m_{кнш}$, Г	$\Delta H_{конв}$, КМ	Висота ізотерм, км						w_k , м·с ⁻¹	\bar{w} , см·с ⁻¹	$I_{зл}$, мм·год ⁻¹					
		0 °С		-10 °С		-20 °С									
		1-3	>3	2-4	>4	4-6	>6								
100-300	>300	4-9	>9					10-15	>15	1-7	>7	3-20	>20		
Повторюваність градових процесів, %															
~19	~81	10	90	13	87	4	96	19	81	11	89	8	92	18	82

Ці дані отримані при побудові й аналізі моделей конвекції в районі полігону УкрНДГМІ.

Відомо більше 20 методів прогнозу граду, але універсальної методики, яка давала б добрі результати в будь-якому географічному регіоні, не існує. В цій дисципліні розглядаються методи, розроблені в ГМЦ Росії, Високогірному геофізичному інституті Північного Кавказу (ВГІ), метод П.Г. Пантелеєва (Молдова) та метод Г.Д. Решетова. Загальним для зазначених методів є врахування синоптичних умов, побудова та аналіз фактичної або прогностичної кривих стратифікації T і T_d .

Основа і практичне застосування вище перерахованих методів прогнозу граду викладені в Практикумі з синоптичної метеорології, 2004 р.

ВИСНОВОК

Основною задачею навчальної дисципліни «Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології» є вивчення методів аналізу закономірностей розвитку синоптичних процесів та їх використання при складенні короткострокового прогнозу з метою впровадження отриманих знань в практичну діяльність з метеорологічного забезпечення господарства.

При розробці короткострокових прогнозів погоди як і раніше вирішальну роль грає синоптик з глибокими знаннями взаємозв'язку і взаємообумовленості погодоутворюючих атмосферних процесів, можливостей синоптичних, фізико-статистичних і гідродинамічних методів прогнозу погодних умов та їх комплексного використання на базі засобів сучасної обчислювальної техніки.

Перспективи подальшого розвитку цієї дисципліни полягають у використанні нових методичних підходів, сучасних досягнень в області фізики атмосфери і дослідженні синоптичних процесів, як засіб підвищення успішності метеорологічних прогнозів.

Вивчення синоптичної метеорології як наукової дисципліни, пов'язаної з прогнозуванням погоди, не закінчується діючим навчальним курсом, а буде продовжено в таких навчальних дисциплінах, як «Регіональна синоптика», «Супутникова метеорологія», «Спеціалізовані прогнози погоди», «Стихійні явища в Україні».

ЛІТЕРАТУРА

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология.- Л.:Гидрометеориздат, 1991. - 616 с.
2. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеориздат, 1977. - 711 с.
3. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сборник лекций / Под ред. Вельтищева Н.Ф. – Женева, ВМО, 1988. – 701 с.
4. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні і стихійні явища погоди. – К.: Державна гідрометслужба, 2003.
5. Положення про порядок складання та передачі попереджень і донесень про виникнення стихійних явищ. Київ, 1994. – 38 с.
6. Практикум з синоптичної метеорології // Під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. – Одеса, ТЕС, 2004. – 419 с.
7. Практикум по синоптической метеорологии / Под ред. Воробьева В.И. - Л.: Гидрометеориздат, 1983. - 288 с.
8. Прусов В.А., Сніжко С.І. Математичне моделювання атмосферних процесів. – К.: Ніка-Центр, 2005. – 496 с.
9. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I. – Л.: Гидрометеориздат, 1986. – 560 с.
10. Степаненко С.Н. Мезометеорология. Конспект лекций. – Одесса, ОГМИ, 2000. – 92 с.

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

<p style="text-align: center;">А</p> <p>Адвективні зміни температури 39 Адіабатичні зміни температури 40</p> <p style="text-align: center;">В</p> <p>Відносна вологість 64 Вологоадіабатичний градієнт 109 Видимість 89</p> <p style="text-align: center;">Г</p> <p>Геострофічний вітер 22, 37 Град 152 Градієнтний вітер 22, 37 Граничний шар атмосфери 27 Гроза 122</p> <p style="text-align: center;">Е</p> <p>Еквівалентно-потенціальна температура 132 Ефективне випромінювання 52</p> <p style="text-align: center;">З</p> <p>Заморозки 58</p> <p style="text-align: center;">К</p> <p>Комплексація прогнозів 16 Конвективно-нестійкий шар 108 Конвекція 108</p> <p style="text-align: center;">Л</p> <p>Лінії нестійкості (шквалів) 137 Лінії конвергенції 149</p> <p style="text-align: center;">М</p> <p>Масова частка водяної пари 64 Мезомасштабні конвективні комплекси 140 Мряка 107</p>	<p style="text-align: center;">П</p> <p>Планетарна висотна фронтальна зона 30 Потенціальна температура 132 Процес залучення 119</p> <p style="text-align: center;">С</p> <p>Смерч 129, 143 Системи глибокої конвекції 136, 141 Стратифікація 40 Струминні течії 27 Сухоадіабатичний градієнт 108</p> <p style="text-align: center;">Т</p> <p>Траєкторія 36 Трансформація повітряної маси 45 Туман 89</p> <p style="text-align: center;">Ш</p> <p>Шквал 128 Штормове попередження 10</p>
---	---

Навчальне видання

Івус Галина Петрівна

**КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ
З УРАХУВАННЯМ МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЇ**

Конспект лекцій

Підп. до друку	Формат	60×84/16	Папір
Умовн. друк. арк.	Тираж	50	Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул.Львівська, 15
