

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Г.П. ІВУС, А.Б. СЕМЕРГЕЙ-ЧУМАЧЕНКО, Е.В. АГАЙАР

# *Авіаційні прогнози погоди*

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

Одеса  
Одеський державний екологічний університет  
2020

УДК 551.509

I 17

**Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Агайар Е.В.**

*I 17* Авіаційні прогнози погоди: навчальний посібник. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2020. 136 с.

ISBN 978-966-186-185-4

В навчальному посібнику викладені відомості про умови утворення та основні методи прогнозування явищ погоди, що можуть суттєво впливати на роботу цивільної авіації.

Навчальний посібник призначений для студентів рівня вищої освіти бакалавр денної та заочної форми навчання (спеціальність 103 «Науки про Землю», освітня програма «Гідрометеорологія»). Навчальний посібник може використовуватися студентами закладів вищої освіти, де викладаються дисципліни «Авіаційна метеорологія» або «Авіаційна та супутникова метеорологія», а також може служити практичним посібником для спеціалістів служби погоди та застосовуватися до проведення курсів підвищення кваліфікації авіаційних синоптиків та техніків-метеорологів АМСЦ України.

УДК 551.509

*Затверджено вченою радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як навчальний посібник для здобувачів вищої освіти за спеціальністю «Науки про Землю» (протокол № 7 від 24.09.2020 р.)*

**Рецензенти:**

д. ф.-м. н., проф. Мартазінова В. Ф.

д. геогр. н., проф. Ляшенко Г. В.

**ISBN 978-966-186-185-4**

© Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Агайар Е.В.  
© Одеський державний екологічний університет, 2021

## ЗМІСТ

\_Тос91737759

Передмова.....	4
Скорочення.....	6
1 Види авіаційних прогнозів погоди.....	7
1.1 Інтерпретація й використання прогнозів.....	7
1.2 Прогнози погоди по аеродрому.....	8
1.3 Прогнози погоди для посадки TREND.....	12
1.4 Прогнози ВСЗП за маршрутами польотів.....	12
1.5 Зональні прогнози для польотів на низьких рівнях.....	14
1.6 Авіаційні прогностичні карти погоди.....	16
2 Прогноз положення та інтенсивності струминних течій.....	29
2.1 Аеронавігаційне значення струминних течій.....	29
2.2 Діагноз і прогноз струминних течій за методом М.В. Петренка.....	30
3 Прогноз турбулентності.....	37
3.1 Атмосферна турбулентність і польоти повітряних суден.....	37
3.2 Турбулентність ясного неба.....	40
3.3 Прогноз турбулентності в нижньому шарі атмосфери.....	44
3.4 Синоптико-статистичні методи прогнозу турбулентності ясного неба.....	47
3.5 Сучасні підходи до прогнозування турбулентності ясного неба.....	50
4 Прогноз обледеніння літаків.....	63
4.1 Причини обледеніння повітряних суден.....	63
4.2 Метеорологічні і синоптичні умови обледеніння.....	69
4.3 Рекомендації щодо прогнозування обледеніння літака.....	70
5 Прогноз туманів.....	83
5.1 Умови формування різних видів туманів.....	83
5.2 Прогноз радіаційного туману.....	85
5.3 Прогноз адвективного туману.....	89
6 Прогноз небезпечних для авіації явищ, які обумовлені конвекцією.....	103
7 Прогноз електризації повітряних суден.....	115
7.1 Метеорологічні і синоптичні умови електризації літаків.....	115
7.2 Прогноз зон можливої поразки літаків електричними розрядами в шаруватих хмарах і опадах.....	116
8 Системи наукастінга для авіації.....	122
Перелік посилань.....	134
Предметний покажчик.....	135

## ПЕРЕДМОВА

Метеорологічне обслуговування авіації та підвищення якості прогнозів погоди є однією із найважливіших задач Гідрометеорологічної служби.

Навчальний посібник «**Авіаційні прогнози погоди**» (**Aviation weather forecasts**), що рекомендується, призначений для лабораторних занять з дисципліни «*Авіаційна та супутникова метеорологія*». За своїм змістом та матеріалами він являє собою новий навчальний посібник, який суттєво відрізняється від раніше виданих практикуму [1] та конспектів лекцій [2-4]. Досвід, накопичений авторами за багаторічну оперативну і викладацьку роботу, був використаний при підготовці рукопису.

Мета посібника — ознайомлення з причинами формування погодних явищ, які ускладнюють роботу цивільної авіації, і набуття практичних навиків їх прогнозування з врахуванням останніх досягнень метеорологічної науки і вимог практики метеорологічного обслуговування польотів.

Дисципліна «*Авіаційна та супутникова метеорологія*» належить до циклу професійно-орієнтованих дисциплін підготовки студентів рівня вищої освіти "бакалавр" за спеціальністю 103 «Науки про Землю», освітня програма «Гідрометеорологія». Знання, що отримані в результаті вивчення дисципліни будуть використовуватися при написанні бакалаврської кваліфікаційної роботи, при навчанні на рівні вищої освіти «магістр». та загальному розвитку творчих здібностей студентів.

В посібнику надано короткі відомості про явища погоди, що ускладнюють польотні умови, наводиться рекомендована література та інші матеріали, необхідні для виконання лабораторних робіт. Розділ 3 «Прогноз турбулентності» написаний сумісно з доцентом кафедри метеорології та кліматології к.геогр.н. **Міщенко Н.М.**

Кожна лабораторна робота містить в собі завдання, де указується послідовність виконання роботи, вихідний матеріал (картографічний або табличний) повчання для виконання завдання та поради щодо складення звітнього матеріалу.

Окремі розділи можуть бути також використані для проведення курсів підвищення кваліфікації авіаційних синоптиків та техніків-метеорологів АМСЦ України.

Загальний план та концепція посібнику, а також початок його розробки були виконані завідуючою кафедрою метеорології та кліматології професором **Івус Галиною Петрівною**.

Автори присвячують цей навчальний посібник пам'яті **Галини Петрівни Івус**, сумісна робота з якою надала унікальний досвід з метеорологічного обслуговування цивільної авіації.



Глибока вдячність рецензентам д.ф.-м.н., проф. Мартазінової В. Ф., д.геогр.н., проф. Ляшенко Г.В. за ряд корисних практичних порад, що сприяли покращенню рукопису.

## СКОРОЧЕННЯ

АМСЦ	– авіаційна метеорологічна станція (цивільна);
АМЦ	– авіаційний метеорологічний центр;
БПРМ	– ближній привідний радіомаркер;
ВМО	– Всесвітня Метеорологічна Організація;
ВПР	– висота прийняття рішення;
РЦЗП	– регіональний центр зональних прогнозів;
ЗПС	– злітно-посадкова смуга;
ІКАО	– Міжнародна організація цивільної авіації (від англ. International Civil Aviation Organization);
МДВ	– метеорологічна дальність видимості;
ОМС	– орган метеорологічного стеження;
ПВП	– політ за правилами візуального пілотування;
ППП	– політ за правилами пілотування по приладах;
РДЦ	– районний диспетчерський центр;
СА	– стандартна атмосфера;
СТ	– струминні течії;
AIRMET	- інформація про фактичне або очікуване виникнення визначених явищ погоди за маршрутом польоту, які можуть вплинути на безпеку польотів ПС на низьких висотах;
GAMET	- зональний прогноз, що складається у вигляді відкритого тексту для польотів на низьких висотах для району польотної інформації;
METAR	- регулярне авіаційне метеорологічне зведення про погоду на аеродромі в кодовій формі ВМО;
MET REPORT	- місцеве регулярне авіаційне метеорологічне зведення про погоду на аеродромі в кодовій формі ВМО, яке призначене для розповсюдження тільки на аеродромі складання зведення;
SIGMET	- інформація про фактичне або очікуване виникнення визначених явищ погоди за маршрутом польоту, що можуть вплинути на безпеку польотів повітряних суден;
SPECI	- спеціальне авіаційне метеорологічне зведення про погоду на аеродромі в кодовій формі ВМО;
TAF	- прогноз погоди для аеродрому в кодовій формі ВМО;
UTC	- всесвітній скоординований час (від англ. universal time coordinated ).



# 1 ВИДИ АВІАЦІЙНИХ ПРОГНОЗІВ ПОГОДИ

## 1.1 Інтерпретація й використання прогнозів

Цивільна авіація потребує інформацію не тільки про фактичну, але й особливо, про майбутню погоду. Тому розробка авіаційних прогнозів погоди - один з найважливіших видів діяльності АМСЦ (АМЦ).

На АМСЦ, яка має синоптичну групу (I, II та III розряди), розробляються і складаються такі види авіаційних прогнозів погоди:

- добовий прогноз погоди по аеродрому;
- оперативний прогноз погоди по аеродрому (в радіусі 10 км);
- оперативні прогнози погоди по аеродромах з АМСГ IV розряду, оперативних груп, метеорологічних постів;
- прогнози погоди на посадку;
- прогнози погоди за повітряними трасами, маршрутами, районами польотів (площею);
- прогноз вітру та температури на висотах.

На основі *добового прогнозу погоди по аеродрому* планується робота усіх служб на аеродромі, які забезпечують польоти, та льотна робота. Цей прогноз складається з 18 год 00 хв поточної доби до 18 год 00 хв наступної доби (за місцевим часом) і містить в собі дві частини: прогноз погоди на ніч (з 18 год 00 хв до 6 год 00 хв) та прогноз погоди на день (з 6 год 00 хв до 18 год 00 хв).

*Оперативні прогнози погоди по аеродрому* призначаються для обміну інформацією про очікувану погоду з іншими аеродромами, для консультації працівників ЦА свого аеродрому і складаються для аеродрому (в радіусі 10 км) на строк дії 6, 9 або 12 год. Оперативні прогнози на 6, 9 або 12 год складаються кожні 3 год, з періодом дії 18 год і більше - кожні 6 год. Прогнози складаються завчасно, не менше ніж за 1 год до початку строку їх дії.

1. У зв'язку з мінливістю метеорологічних елементів у просторі й у часі, а також через недосконалість методик прогнозування й визначення деяких елементів користувач, який отримує прогноз погоди, розглядає конкретне значення будь-якого зазначеного в прогнозі елемента лише як найбільш ймовірне значення, яке цей елемент може мати протягом періоду дії прогнозу. Вказаний в прогнозі час виникнення прогнозованого явища або зміни будь-якого елемента розглядається як найбільш ймовірний час.

Вимоги щодо складання прогнозів по аеродрому у кодовій формі TAF наведено в **додатку 5 до Авіаційних правил, 2017**, а вимоги щодо складання зональних прогнозів GAMET - в **додатку 6 до Авіаційних правил**.

**2.** Випуск метеорологічним органом нового прогнозу (прогнозу погоди по аеродрому TAF, зонального прогнозу GAMET) означає, що будь-який раніше випущений однотипний прогноз для того самого місця й на той самий період дії (або частина його) автоматично анулюється

## **1.2 Прогнози погоди по аеродрому**

**1.** Прогнози погоди по аеродрому складаються аеродромними метеорологічними органами із синоптичним розділом робіт. Вимоги щодо складання прогнозів по аеродрому у кодовій формі TAF наведено в таблиці 2 додатка 5 до цих **Авіаційних правил**.

**2.** Прогнози погоди по аеродрому в кодовій формі BMO TAF (**прогнози TAF**) випускаються в установлений строк (не раніше ніж за 1 годину до початку періоду дії) і складаються із короткого повідомлення про очікувані метеорологічні умови на аеродромі протягом визначеного періоду часу.

**3.** Прогнози по аеродрому розповсюджуються в кодовій формі TAF. Додатково прогнози TAF можуть розповсюджуватись у цифровому форматі відповідно до моделі глобального обміну інформацією ICAO з використанням розширюваної мови розмітки (XML)/географічної мови розмітки (GML).

Інструктивні матеріали щодо моделі обміну інформацією XML/GML та профілю метаданих наведені у Керівництві з обміну цифровою авіаційною метеорологічною інформацією DOC 10003 ICAO.

**4.** Період дії регулярних прогнозів TAF по аеродромах складає 6, 9, 24 або 30 годин.

Період дії 6- та 9-годинних регулярних прогнозів TAF починається о 00.00, 03.00, 06.00, 09.00, 12.00, 15.00, 18.00 та 21.00 UTC, а 24- та 30-годинних - о 00.00, 06.00, 12.00 та 18.00 UTC або о 03.00, 09.00, 15.00 та 21.00 UTC.

**5.** Прогнози TAF містять такі елементи:

- 1) показчик типу прогнозу;
- 2) літерний показчик місцезнаходження аеродрому;
- 3) дата й час випуску прогнозу;
- 4) показчик відсутнього прогнозу (у відповідному випадку);
- 5) дата та період дії прогнозу;



- 6) показчик анульованого прогнозу (у відповідному випадку);
- 7) приземний вітер;
- 8) видимість;
- 9) явища погоди;
- 10) хмарність;
- 11) температура повітря (у відповідному випадку);
- 12) очікувані значні зміни одного або більше елементів протягом періоду дії.

При цьому інформація про хмарність обмежується даними про значиму для польотів хмарність. У тих випадках, коли значима для польотів хмарність не прогнозується і коли термін "CAVOK" не підходить, у прогнозі використовується скорочення "NSC".

Видимість менше 800 метрів вказується у значеннях, кратних 50 метрам; видимість 800 метрів або більше, але менше 5 кілометрів - у значеннях, кратних 100 метрам; видимість 5 кілометрів або більше, але менше 10 кілометрів - у значеннях, кратних 1 кілометру; видимість 10 кілометрів або більше зазначається як 10 кілометрів, за винятком випадків, коли прогноуються умови для внесення терміна "CAVOK". Термін "CAVOK" не застосовується на гірських аеродромах.

У випадку, коли на аеродромі впроваджено процедури визначення переважаючої видимості, в прогнозах TAF зазначається переважаюча видимість.

У випадку, коли на аеродромі не впроваджено процедури визначення переважаючої видимості або коли спрогнозувати переважаючу видимість неможливо (очікуються зміни видимості за напрямками), в прогнозах TAF зазначається мінімальна видимість.

**6.** Аеродромний метеорологічний орган забезпечує наявність у будь-який час лише одного діючого прогнозу TAF по відповідному аеродрому.

Аеродромний метеорологічний орган, що складає прогнози TAF, здійснює постійний контроль за прогнозами і за потреби швидко вносить до них відповідні корективи. Обсяг тексту прогнозу та кількість зазначених у ньому груп змін зводяться до мінімуму.

**7.** Внесення корективів або груп змін до прогнозу TAF визначається такими критеріями:

- 1) відповідно до прогнозу середній напрямок вітру біля поверхні землі зміниться на 60° або більше порівняно із зазначеним раніше, при цьому середня швидкість до та/або після зміни складе 5 м/с або більше;

- 2) відповідно до прогнозу середня швидкість вітру зміниться на 5 м/с або більше;

3) відповідно до прогнозу відхилення від середньої швидкості приземного вітру (пориви) зміниться на 5 м/с або більше при середній швидкості до/або після зміни 7 м/с або більше;

4) відповідно до прогнозу значення приземного вітру зазнають змін відносно важливих з точки зору експлуатації ЗПС значень. Граничні значення встановлюються аеродромним метеорологічним органом на підставі консультацій з органами ОПР аеродрому та заінтересованими експлуатантами з врахуванням змін вітру, які потребують зміни ЗПС, що використовується, а також свідчать про те, що зміни попутного та бокового компонентів вітру на ЗПС перевищать значення, які є основними експлуатаційними граничними значеннями для типових ПС, що виконують польоти на цьому аеродромі;

5) відповідно до прогнозу видимість поліпшиться і досягне або перевищить одне або кілька з таких значень чи погіршиться й стане меншою за одне або кілька з таких значень: 150, 350, 600, 800, 1500 або 3000 метрів; на аеродромах із ЗПС, не обладнаними системами точного заходження на посадку й посадок за приладами, значення 150 та 350 метрів можуть не використовуватись; 5000 метрів - у разі виконання польотів за ПВП

6) прогнозується початок, або припинення, або зміна інтенсивності будь-якого з таких явищ погоди або їх сполучень:

- опади, що замерзають (переохолоджені);
- помірні (при видимості 1-2 кілометри) або сильні (при видимості менше 1000 метрів) опади (включаючи зливи);
- гроза (з опадами); пилова буря; піщана буря.
- Прогнозується початок або припинення будь-якого з таких явищ погоди чи їх сполучень:
- туман, що замерзає (переохолоджений - може призвести до утворення ожеледі);
- пиловий, піщаний або сніговий поземок;
- низова пилова, піщана або снігова хуртовина;
- гроза (без опадів)
- шквал;
- смерч;

7) відповідно до прогнозу висота нижньої межі нижнього шару або масиву хмар протяжністю VKN або OVC збільшиться і досягне чи перевищить одне або кілька з таких значень чи зменшиться й стане менше одного чи кількох із таких значень:

30, 60, 150 або 300 метрів; на аеродромах із ЗПС, не обладнаними системами точного заходження на посадку й посадок за приладами, значення 30 метрів можуть не використовуватись;

- 450 метрів - у разі виконання польотів за ПВП;
- 8) відповідно до прогнозу кількість хмар шару або масиву хмар нижче 450 метрів зміниться:  
від NSC, FEW або SCT до BKN або OVC;  
від BKN або OVC до NSC, FEW або SCT;
- 9) відповідно до прогнозу вертикальна видимість збільшиться і досягне або перевищить одне чи кілька з таких значень або зменшиться й стане меншою одного чи кількох із таких значень:  
30, 60, 150 або 300 метрів; на аеродромах із ЗПС, не обладнаними системами точного заходження на посадку й посадок за приладами, значення 30 метрів можуть не використовуватись;
- 10) будь-які інші критерії, що базуються на експлуатаційних мінімумах конкретного аеродрому та встановлюються на підставі консультацій аеродромного метеорологічного органу та заінтересованих експлуатантів. Такі критерії мають відповідати аналогічним критеріям складання зведень **SPECI**.

У разі значної зміни видимості також указується явище, що викликає обмеження видимості.

У разі значних змін хмарності зазначаються всі групи хмарності, включаючи шари або масиви хмар, зміна яких не очікується. Кількість груп не повинна перевищувати трьох, за винятком випадку, коли прогнозується купчасто-дощова хмарність (CB) або потужна купчаста хмарність значної вертикальної протяжності (TCU).

У випадку, коли прогнозується хмарність CB або TCU, вона автоматично передбачає наявність у цих хмарах турбулентності та обледеніння будь-якої інтенсивності.

8. Прогнози TAF по аеродрому, де відсутній аеродромний метеорологічний орган із синоптичним розділом робіт, складаються аеродромним метеорологічним органом, що здійснює прогностичне обслуговування цього аеродрому, за умови надходження до нього зведень про фактичну погоду на цьому аеродромі за 1 годину до часу складання прогнозу.

9. Скорегований прогноз по аеродрому позначається як TAF AMD.

10. Прогнози TAF, які не можуть постійно оновлюватися та корегуватися внаслідок відсутності, наприклад з технічних причин, даних про фактичну погоду на аеродромі, мають анулюватися згідно з форматом, наведеним у таблиці 2 додатка 5 до цих **Авіаційних правил**.

Дані про фактичну погоду на аеродромі вважаються відсутніми у разі ненадходження з будь-яких причин результатів двох послідовних регулярних метеорологічних спостережень (зведень METAR або METAR AUTO).

11. На аеродромах із нецілодобовим режимом роботи початок періоду дії першого за добу прогнозу TAF може відхилитися від стандартного. Період дії першого прогнозу починається щонайменше за 1 годину до часу відновлення роботи аеродрому для задоволення вимог передпольотного планування та перепланування в польоті для рейсів, які прибувають на аеродром щойно він почав працювати.

### **1.3 Прогнози погоди для посадки TREND**

1. Прогнози TREND випускаються для задоволення вимог користувачів на аеродромі, а також для ПС, що перебувають в межах однієї години польотного часу від аеродрому.

2. Прогнози TREND складаються аеродромними метеорологічними органами із синоптичним розділом робіт по аеродромах, що використовуються для виконання регулярних рейсів або як запасні аеродроми в операційний період.

3. На аеродромах без синоптичного розділу робіт прогнози TREND складаються за запитом членів льотного екіпажу аеродромними метеорологічними органами, що здійснюють їх прогностичне обслуговування.

4. Прогноз TREND складається з короткого опису суттєвих змін умов погоди на аеродромі, який додається до зведень MET REPORT, SPECIAL або зведень METAR, SPECI. Період дії прогнозу TREND складає 2 години, починаючи зі строку випуску зведення, яке є невід'ємною частиною цього прогнозу.

5. У прогнозі TREND зазначаються суттєві зміни відповідно до критеріїв, зазначених в пункті 6 глави 2 цього розділу, одного або кількох із таких елементів: приземний вітер, видимість, явища погоди й хмарність. Якщо зміни не очікуються, використовується термін "NOSIG" (без суттєвих змін).

6. У прогнозі TREND зазначається прогнозована переважаюча або мінімальна видимість відповідно до вимог пункту 7 глави 2 розділу VI цих Авіаційних правил. У випадку значних змін видимості також вказується явище, що обмежує видимість.

У випадку значних змін хмарності вказуються всі групи хмарності включно із шарами та масивами, зміни в яких не очікуються.

### **1.4 Прогнози ВСЗП за маршрутами польотів**

1. Прогнози за маршрутами польотів у цифровій формі, що забезпечують глобальне покриття навколо земної кулі, випускаються в

рамках **Всесвітньої системи зональних прогнозів** двома центрами - **Лондон** та **Вашингтон**.

2. Прогнози по висотах у вузлах регулярної сітки ВСЗП містять дані про вітер, температуру та вологість повітря на визначених висотах, напрямок, швидкість та висоту максимального вітру в одиницях ешелону польоту, висоту тропопаузи в одиницях ешелону польоту та температуру тропопаузи, райони із купчасто-дощовою хмарністю, обледенінням й турбулентністю в ясному небі та у хмарах, геопотенційну абсолютну висоту визначених ешелонів польоту.

Зазначені прогнози складаються в кодї **GRIB** чотири рази на добу і є дійсними на фіксовані строки через: 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24, 27, 30, 33 та 36 годин після збору синоптичних даних (в 00.00, 06.00, 12.00, 18.00 UTC), на основі яких складаються ці прогнози.

Розповсюдження цих прогнозів здійснюється відповідно до черговості фіксованих строків дії і завершується не пізніше ніж через 6 годин після стандартного строку спостережень.

3. Прогнози **ВСЗП** особливих явищ погоди за маршрутом складаються у вигляді прогнозів **SIGWX** чотири рази на добу і є дійсними на фіксовані строки дії, що становлять 24 години після збору синоптичних даних (в 00.00, 06.00, 12.00, 18.00 UTC), на основі яких складаються ці прогнози.

Розповсюдження кожного прогнозу завершується, як тільки це стає технічно можливим, але не пізніше ніж через 9 годин після стандартного строку проведення синоптичних спостережень.

Випускаються два типи прогнозів **SIGWX** з використанням кодової форми **BUFR**: для високих рівнів (ешелони польоту 250 - 630), для середніх рівнів (ешелони польоту 100-250), для кількох обмежених географічних районів.

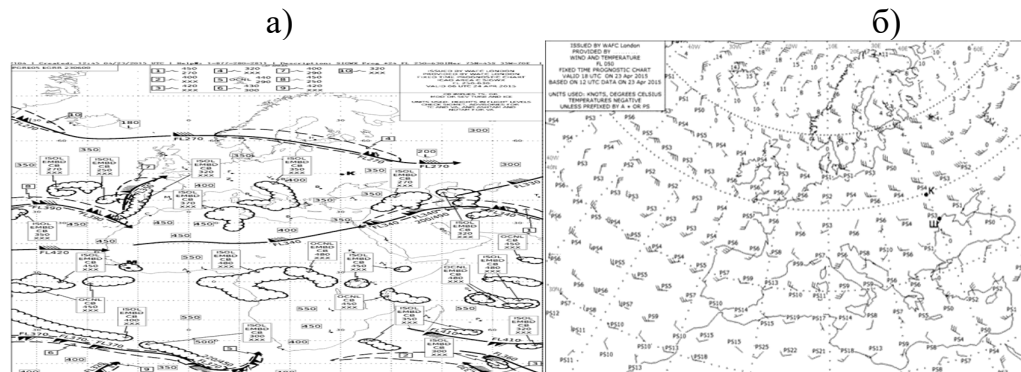


Рис. 1.1. Прогнози **SIGWX** для високих рівнів (а), середніх рівнів (б)

## 1.5 Зональні прогнози для польотів на низьких рівнях

1. Для метеорологічного обслуговування польотів на низьких рівнях органами метеорологічного стеження випускаються регулярні прогнози за маршрутами польотів відкритим текстом зі скороченнями у форматі **зональних прогнозів GAMET**.

2. Прогнози **GAMET** випускаються чотири рази на добу на періоди дії 00.00-06.00, 06.00-12.00, 12.00-18.00, 18.00-24.00 UTC не менше ніж за 1 годину до початку терміну дії прогнозу для шару атмосфери від поверхні землі до абсолютної висоти переходу (3050 метрів) для відповідного **FIR** або частин **FIR** (районів прогнозування **GAMET**) відкритим текстом англійською мовою зі скороченнями та значеннями числових величин, прийнятими ІКАО.

Якщо в період складання чергового прогнозу виникає необхідність внести корективи до діючого прогнозу, початок періоду дії нового прогнозу зазначається на 1 годину раніше стандартного строку, період дії прогнозу при цьому становитиме 7 годин, а завчасність - менше 1 години.

3. Прогноз **GAMET** складається із двох розділів.

**Розділ I** містить дані про особливі явища/умови погоди за маршрутом польоту, які є небезпечними для виконання польотів на низьких рівнях, що використовуються для випуску інформації **AIRMET**.

**Розділ II** містить додаткову інформацію, яка необхідна для виконання польотів на низьких рівнях.

4. До розділу I (**SECN I**) вносяться елементи прогнозу, що обумовлені певними критеріями, а саме:

1) **SFC WIND** - напрямок та швидкість приземного вітру на значному просторі 15 м/с та більше (з урахуванням поривів);

2) **SFC VIS** - видимість біля поверхні землі на значному просторі зі значеннями менше 5000 метрів та явища погоди, що зумовлюють її погіршення;

3) **SIGWX** - особливі явища погоди, пов'язані з грозами, сильна пилова/піщана буря та вулканічний попіл, включаючи явища, на які випущено інформацію **SIGMET**;

4) **MT OBSC** - гори закриті на значному просторі (зазначаються форма хмар, що закривають гори, а також висоти верхньої та нижньої межі хмар за наявності такої інформації);

5) **SIG CLD** - розірвана або суцільна хмарність на значному просторі з висотою нижньої межі менше ніж 300 метрів над рівнем землі або над середнім рівнем моря та/або будь-які купчасто-дощові або потужні купчасті хмари значної вертикальної протяжності;

6) ICE - обледеніння (помірне та/або сильне, на яке випущено інформацію SIGMET), за винятком обледеніння в конвективних хмарах;

7) TURB - турбулентність (помірна та/або сильна, на яку випущено інформацію SIGMET), за винятком обледеніння в конвективних хмарах;

8) MTW - гірська хвиля, за винятком сильної гірської хвилі, на яку випущено інформацію SIGMET;

9) SIGMET APPLICABLE - порядковий номер чинної інформації SIGMET, що стосується низьких рівнів польотів у межах FIR (або його частини), для якої складається прогноз GAMET.

У випадках, коли на період дії прогнозу елемент(и), зазначений(і) в підпунктах 1 - 9 цього пункту, не очікується(ються), він (вони) не вноситься(ються) до тексту прогнозу.

За відсутності умов для прогнозування всіх елементів, передбачених у розділі I, до прогнозу включається вираз "HAZARDOUS WX NIL" (особливі явища/умови погоди відсутні).

5. До розділу II (SECN II) вносяться елементи прогнозу, що є обов'язковими для включення та обумовлені певними критеріями, а саме:

1) PSYS - баричні системи (із зазначенням прогнозованого тиску в центрі циклону або антициклону), атмосферні фронти, лінії нестійкості, їх очікуване переміщення та розвиток в межах FIR (району прогнозування GAMET);

2) SFC WIND - напрямок та швидкість приземного вітру зі значеннями менше ніж 15 м/с на значному просторі з урахуванням поривів;

3) WIND/T - напрямок та швидкість вітру і температура повітря на абсолютних висотах 300, 600, 1500, 3000 метрів;

4) SFC VIS - видимість біля поверхні землі зі значеннями 5000 метрів та більше на значному просторі та явища погоди, що зумовлюють її пониження, якщо такі прогножуються;

5) CLD - хмарність, яка не включена до розділу I;

6) FZLVL - висота рівня нульової ізотерми протягом періоду дії прогнозу;

7) MNM QNH - мінімальне значення тиску QNH протягом періоду дії прогнозу;

8) MNM SFC T - мінімальне значення температури повітря біля поверхні землі протягом періоду дії прогнозу.

7. Корективи до прогнозів GAMET випускаються в таких випадках:

1) особливі явища/умови погоди, що передбачались в розділі I прогнозу, не виникли у зазначений термін або їхнє виникнення більше не очікується;



2) прогнозоване мінімальне значення тиску QNH є вищим за фактичне мінімальне значення тиску QNH в межах FIR (району прогнозування GAMET) принаймні на 1 гектопаскаль або є таким, що дорівнює фактичному мініимальному значенню QNH в межах FIR, та має тенденцію до подальшого зниження протягом періоду дії прогнозу;

3) прогнозоване мінімальне значення температури повітря біля землі є вищим за фактичне мінімальне значення температури в межах FIR (району прогнозування GAMET) на 5 °C та більше при від'ємних температурах -10 °C та нижче або є вищим за фактичне мінімальне значення температури менше ніж на 5 °C, але тенденція зміни фактичної температури свідчить про досягнення цієї різниці протягом періоду дії прогнозу.

У корективі, який позначається **GAMET AMD**, змінюється(ються) тільки той (ті) елемент(и), який(і) став(ли) причиною складання корективу до діючого прогнозу.

8. У випадку, коли одне або більше особливих явищ/умов погоди із переліку, зазначеного в пункті 4 цієї глави, не було включено до розділу I прогнозу GAMET, але воно(и) спостерігається(ються) або очікується(ються), складається інформація AIRMET на відповідне явище або умови погоди. Випущена інформація AIRMET є уточненням прогнозу GAMET, тому коректив до прогнозу GAMET не складається.

У випадку, коли протягом періоду дії прогнозу GAMET випускається повідомлення SIGMET, що стосується низьких рівнів польоту, коректив до прогнозу GAMET також не складається.

## 1.6 Авіаційні прогностичні карти погоди

Прогнози по аеродрому та корективи до них складаються в форматі коду TAF.

*Прогнози за маршрутами і районами польотів* містять в собі інформацію про вітер та температуру повітря на висотах, особливі явища погоди (грози, шквали, турбулентність, обмерзання, ожеледь, град, пилову чи піщану бурю, всі явища, що погіршують видимість до значень менших за 10 км, хмарність).

Основна форма надання прогнозів за маршрутами і районами польотів за ППП - прогностичні карти АКП, а для польотів за ПВП - прогнози в формі таблиць АВ-5, АВ-5а (Додаток Б, В) або відкритого тексту.

Прогностичні карти складаються на фіксовані строки 03, 09, 15 та 21 СГЧ для рівнів 400, 300, 250 та 200 гПа. Вони дійсні на період до 12 год, який починається за 6 год до і закінчується через 6 год після

фіксованого строку. При забезпеченні польоту тривалістю більше 5 год строк дії карти може бути продовжений до 9 год після фіксованого строку.

В залежності від протяжності маршруту й виду польотів використовуються АКП масштабів 1: 30 000 000, 1: 15 000 000, 1: 7 500 000.

Існують три основних види *авіаційних прогностичних карт погоди*:

1. *Карты вітру та температури повітря на висотах*. На карті певної стандартної ізобаричної поверхні позначаються центри баричних утворень, ізогіпси з указаними висотами відповідної ізобаричної поверхні (через 8 гп дам), напрям вітру (стрілками між ізогіпсами), дані про швидкість вітру наносяться у вигляді стрілки з оперенням -  $20 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ , заштрихований трикутник -  $100 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ . Відомості про температуру вказуються в цілих градусах Цельсія та обводяться колом.

На АКП рівня 300 гПа додатково вказується прогностичне положення вісі струминної течії (жирними стрілками) із значеннями максимальної швидкості ( $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$ ) і висоти вісі (в десятках метрів). На АКП рівня 200 гПа додатково проводяться ізолінії відхилення температури повітря на ізобаричній поверхні від стандартної температури ( $-56,5 \text{ }^\circ\text{C}$ ) через  $5 \text{ }^\circ\text{C}$  з виділенням областей тепла та холоду. Для забезпечення польотів СТС на карті рівня 200 гПа наноситься також розміщення вершин купчасто-дошових хмар.

2. *Карты особливих явищ погоди для низьких рівнів (нижче 700 гПа)*. На цих картах нанесені відомості про:

- зони і рівні, що знаходяться під впливом гроз, фронтальних шквалів, граду, помірної та сильної турбулентності (в хмарах та при ясному небі), гірських хвиль і пов'язаних з ними низхідних течій, обледеніння повітряних суден, переохолоджених опадів, широких смуг піщаної або пилової бурі, туману та інших явищ, які викликають погіршення видимості до значень менших 10 км на великому просторі;

- кількість, форми і висоти нижньої і верхньої межі хмар;

- видимість біля поверхні землі, коли вона менша 10 км;

- висоту рівня  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ , якщо він розташований нижче стелі повітряного простору, для якого отримано прогноз;

- атмосферні фронти, центри баричних утворень та їх очікуване переміщення.

3. *Карты особливих явищ погоди для високих рівнів (400-150 гПа)*. На цих картах нанесені відомості про:

- сильні грози;

- сильні шквали;

- помірну або сильну турбулентність (в хмарах або при ясному небі);

- помірне або сильне обледеніння;

- град;

- хмарність, яка пов'язана з особливими явищами;
- атмосферні фронти (положення, швидкість і напрямок руху), з якими пов'язані відповідні особливі явища погоди;
- пилову або піщану бурю;
- висоту тропопаузи;
- струминні течії.

На картах особливих явищ погоди для високих рівнів вказують дані лише тільки про купчасто-дощову хмарність. Символ *Cb* говорить про наявність помірної або сильної турбулентності, помірного або сильного обледеніння, грози, граду.















*Специфіка оформлення прогностичних АКП особливих явищ.*






Дані про висоти зон особливих явищ погоди, нижньої і верхньої меж хмарності, тропопаузи, вісі струминної течії, рівня 0 °С вказуються (в десятках метрів):

- для високих і середніх рівнів при польотах за ППП - відносно ізобаричної поверхні 1013,2 гПа (760 мм рт. ст.);
- для низьких рівнів при польотах за ПВП - відносно поверхні землі.

Положення центрів високого та низького тиску позначається літерами «Н» і «L» відповідно разом із значеннями тиску в центрі (в гПа). Поруч стрілкою вказується напрямок очікуваного переміщення, а цифрами - середня швидкість (в км·год<sup>-1</sup>).

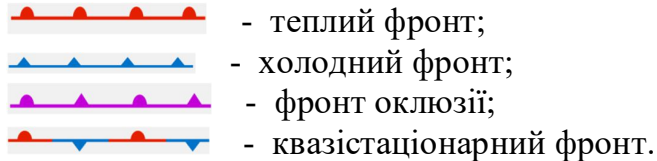
Для позначення особливих явищ погоди використовують символи:

	гроза
	фронтальний шквал
	помірна турбулентність
	сильна турбулентність
	слабке обледеніння
	помірне обледеніння
	сильне обледеніння
	гірські хвилі
	облоговий туман
	мряка
	переохолоджені опади (ожеледь)
	дощ
	сніг
	злива
	імла

	піщана або пилова імла
	піщана або пилова буря
	дим
	серпанок
	облогова хуртовина

Межі зон особливих явищ погоди позначають зубчастою лінією за винятком зон турбулентності ясного неба, які окреслюють жирною пунктирною лінією з надписом «CAT» всередині, поруч ставиться умовний символ турбулентності (помірна чи сильна), у вигляді дробу указують висоти верхньої та нижньої меж шару, в якому вона очікується.

Типи та положення атмосферних фронтів біля поверхні землі, які супроводжуються особливими явищами позначають символами:



Форму та кількість хмар указують латинськими літерними скороченнями:

#### Форма

Ci - перисті;	Ns - шарувато-дощові;
Cc – перисто-купчасті;	Sc - шарувато-купчасті;
Cs - перисто-шаруваті;	St - шаруваті;
Ac - високо-купчасті;	Cu – купчасті;
As - високо-шаруваті;	Cb - купчасто-дощові;

#### Кількість

Хмарність, за винятком Cb:  
SKC або ясно – ясно (0 октант);  
SCT або РЗБ – розкидані (1-4 октанти);  
Тільки Cb:  
ISOL або ИЗОЛ – окремі Cb (ізольовані);  
OCNL або РЕДК – досить відокремлені Cb (випадкові, нечасті);  
FRQ або ЧАСТ – Cb з незначним відокремленням або без відокремлення (часті);  
EMBD або МАСК – Cb, замасковані шарами іншої хмарності;  
BKN або ЗНЧ – значні (5...7 октантів);  
OVC або СПЛ – суцільні (8 октантів).

Висота тропопаузи вказується всередині невеликих прямокутників, 970 розміщених рівномірно по карті. Центри низької і високої тропопаузи

вказуються буквами L та H відповідно всередині п'ятикутників 850 і 180

Значення висот нульової ізотерми в десятках метрів розміщуються всередині прямокутників 0° : 270 в вибіркових точках карти.

Символи ХХХ означають, що верхня (нижня) межа явища розташована за межами шару атмосфери, який охоплює карта.

*Прогноз умов за маршрутом (районом) польотів в табличній формі.*

Прогноз умов за маршрутом (районом) польотів включають в документацію польотів в тих випадках, коли аеродромний метеорологічний орган не надає цю інформацію в вигляді АКП. Указані прогнози підготовлюються на бланках ТА-8 чи АВ-5 (Додаток Б, В). Бланк АВ-5 слід використовувати для польотів за ПВП на коротку відстань на висотах до 3000 м (700 гПа), бланк ТА-8 - для польотів за ППП на висотах більших за 3000 м.

В прогноз включається коротка характеристика синоптичної ситуації із значеннями напрямку і швидкості переміщення атмосферних фронтів і центрів баричних утворень, а також їх інтенсивність.

Прогноз за маршрутом, якщо це необхідно, складають по декількох ділянках вздовж траєкторії польоту. В залежності від виду польоту, за ППП або за ПВП, опис особливих явищ погоди повинен охоплювати ті явища, що використовуються при складанні прогностичних АКП. Символи явищ не використовуються.

Форму хмар указують літерами:

ПР - перисті;	СД - шарувато-дошові;
ПК - перисто-купчасті;	СК - шарувато-купчасті;
ПС - перисто-шаруваті;	СЛ - шаруваті;
ВК - високо-купчасті;	КЧ - купчасті;
ВС - високо-шаруваті;	КД - купчасто-дошові.

Для характеристики кількості хмарності використовуються скорочення:

- для будь-якої хмарності, крім КД хмар: ЯСНО (ясно), РЗБ (розкидані) – 1 - 4 окт., ЗНЧ (значні) – 5 - 7 окт., СПЛ (суцільні) – 8 октант;
- тільки для КД хмар: ИЗОЛ (ізольовані) - для окремих хмар, РЕДК (рідкі) - для досить розріджених хмар, ЧАСТ (часті) - для хмар з невеликим розрідженням або без розрідження.

Висоти нижньої і верхньої меж хмарності та зон особливих явищ погоди указуються одним з найбільш імовірних середнім значенням за тими ж правилами, що і на авіаційних картах погоди. Всі висоти на

бланках ТА-8 вказуються в значеннях абсолютної висоти, вираженої в метрах, на бланках ТА-8 – відносно ізобаричної поверхні 1013,25 гПа (760 мм рт. ст.) в десятках метрів.

Відомості про вітер та температуру повітря на висотах на бланку ТА-8 надаються для рівня, поблизу якого буде відбуватися політ, а також ще на двох рівнях, які розташовані вище й нижче рівня польоту, та вибираються з висот над рівнем моря: 100, 200, 300, 400, 500, 1000, 1500, 2000 і 3000 м. На бланку ТА-8 всі дані стосуються стандартних ізобаричних поверхонь.

Вітер і температура повітря на висотах на бланку ТА-8 вказуються для рівня, поблизу якого буде відбуватися політ, а також щонайменше для двох суміжних рівнів (вище і нижче за рівень польоту), що вибрані з нижче перерахованих висот: 100, 200, 300, 400, 500, 1000, 1500, 2000 і 3000 м над рівнем моря. На бланках АВ-5а вказуються дані для стандартних ізобаричних поверхонь. Вітер і температуру повітря на найнижчому з рівнів слід записувати в самому нижньому рядку, а дані для більш високих рівнів - в зростаючому порядку вище. Напрямок вітру вказується трьома цифрами з округленням до найближчих 10 °С, потім після дробової межі – значення швидкості в км·год<sup>-1</sup>, принаймні, двома цифрами з округленням до найближчих 10 км·год<sup>-1</sup>. Значення температури повітря вказується двома цифрами в °С зі знаком + або -, за виключенням 0 °С, коли повинні вказуватися тільки цифри 00.

*Прогнози для посадки типу TREND* складаються для екіпажів повітряних суден, що знаходяться в межах однієї години льотного часу від аеродрому призначення, а також для задоволення вимог авіаційних споживачів на аеродромі.

Прогноз типу TREND складається із короткого опису суттєвих змін метеорологічних умов на даному аеродромі, який додається до місцевих регулярних і спеціальних зведень, зведень METAR/SPECI і розповсюджується на аеродромі та поза його межами разом із ними. Період дії прогнозу TREND складає 2 год, починаючи зі строку складення зведення.

Для метеорологічного забезпечення польотів повітряних суден за маршрутами польотів на низьких висотах для відповідного району польотної інформації (FIR) складаються прогнози у форматі *зонального прогнозу GAMET* відкритим текстом англійською мовою зі скороченнями та числовими величинами, що прийняті в ІКАО.

Зональні прогнози GAMET складаються органами метеорологічного стеження або АМСЦ (АМЦ), що виконують їх функції, 4 рази на добу на періоди: 00.00-06.00, 06.00-12.00, 12.00-18.00, 18.00-24.00 із завчасністю не

менше ніж за 1 год до початку терміну дії прогнозу для шару від поверхні землі до абсолютної висоти переходу (3050 м).

Зміст і порядок підготовки зональних прогнозів GAMET:

Розділ I містить дані про явища (умови) погоди за маршрутом (районом) польоту, які є небезпечними для польоту на низьких висотах, і які використовуються для підготовки інформації AIRMET.

Розділ II містить додаткову інформацію, яка необхідна для польотів на низьких висотах.

Зональний прогноз GAMET складається у такому порядку:

а) показчик місця розташування органу ОПП, що обслуговує відповідний FIR, для якого складається зональний прогноз для польотів на низьких висотах, наприклад, "UKLV";

б) умовне позначення повідомлення з використанням скорочення "GAMET";

в) група "дата-час", де зазначається період дії у UTC, наприклад, "VALID 220600/221200";

г) показчик місця розташування метеорологічного органу, що підготував повідомлення, за яким зазначають дефіс для розділення преамбули від тексту, наприклад, "UKNN - ";

д) назва FIR, для якого складається зональний прогноз, наприклад, "LVIV FIR";

е) показчик початку першого розділу зонального прогнозу з використанням скорочення "SECN I";

є) напрямок та середня швидкість приземного вітру на значному просторі  $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  та більше, наприклад, "SFC WSPD: 10/12 320/16 MPS";

ж) видимість біля поверхні землі на значному просторі менше 5000 м, із зазначенням явища погоди, що зумовлюють погіршення видимості відповідно до міжнародного авіаційного коду FM 51-XII TAF, наприклад, "SFC VIS: 06/08 2000 M BR N OF N49";

з) особливі явища погоди, включаючи грози та/або сильні піщані й пилові бурі (за винятком явищ, у відношенні до яких уже складені інформації SIGMET), наприклад, "SIGWX: 12/13 ISOL TS";

и) гірське затемнення, наприклад, "MT OBSC: MT PASSES N OF N48 OBSC";

і) розірвана або суцільна хмарність на значному просторі з висотою нижньої межі менше 300 м над рівнем землі (AGL) або над середнім рівнем моря (AMSL) та/або утворення будь-яких купчасто-дощових (CB) або потужно-купчастих хмар значної вертикальної протяжності (TCU) з зазначенням висоти їх нижньої і верхньої межі, наприклад, "SIG CLD: 06/09 OVC 250/350 M AGL N OF N49";



ї) обледеніння (за винятком такого, що виникає в конвективних хмарах, та сильного обледеніння, стосовно якого уже складена інформація SIGMET), наприклад, "ICE: MOD 1000/1800 M AGL";

й) турбулентність (за винятком такої, що виникає у конвективних хмарах, та сильної турбулентності, стосовно якої уже складена інформація SIGMET), наприклад, "TURB: MOD GND/ 600 M AGL";

к) гірська хвиля (за винятком сильної гірської хвилі, у відношенні до якої уже складена інформація SIGMET), наприклад, "MTW: MOD ABV 1500 M AMSL N OF N48";

л) інформація SIGMET, що стосується відповідного району польотної інформації FIR або його частини, стосовно якої діє зональний прогноз, наприклад, "SIGMET APPLICABLE: 1, 2";

м) вказівка початку другого розділу зонального прогнозу з використанням скорочення "SECN II";

н) центри високого або низького тиску та фронти, їх очікуване переміщення й розвиток, наприклад, "PSYS: 06 L995 HPA N4930 E02400 MOV NE 20 KMH WKN";

о) приземний вітер, середня швидкість якого не перевищує  $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  на значному просторі, із зазначенням поривів, наприклад, "SFC WIND: 06/09 180/05MPS, 09/12 240/08G13MPS ";

п) вітер і температура повітря для таких абсолютних висот: 300, 600, 1500, 3000 м, наприклад, "WND/T: 300 M AMSL 220/60 KMH PS05 600 M AMSL 240/70 KMH PS02 1500 M AMSL 250/80 KMH MS03 3000 M AMSL 250/100 KMH MS08";

р) інформація про хмарність, яка не увійшла до переліку і), з зазначенням кількості, форми і висот нижньої і верхньої меж хмар над рівнем землі (AGL) або над середнім рівнем моря (AMSL), наприклад, "CLD: BKN SC 750/2400 M AGL";

с) висота рівня(ів) нульової ізотерми в градусах Цельсія над середнім рівнем моря (AMSL), якщо він/вони нижче верхньої межі повітряного простору, для якого складається прогноз, наприклад, "FZLVL: 1000 M AMSL";

т) прогнозоване мінімальне значення QNH (у гектопаскалях та мм рт. ст.) протягом періоду дії прогнозу в межах FIR, наприклад, "MNM QNH 1005 HPA/753 MM HG";

у) прогнозоване мінімальне значення температури повітря біля поверхні землі у межах FIR протягом періоду дії прогнозу, наприклад "MNM SFC: PS05";

ф) стан моря та температура поверхні моря (за необхідності), наприклад, "SEA:T15 HGT 5M".

У прогнозах GAMET швидкість приземного вітру зазначається у метрах за секунду ( $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ ), швидкість вітру на висотах – у кілометрах за годину ( $\text{км}\cdot\text{год}^{-1}$ ), висота нижньої та верхньої межі хмар, рівні турбулентності, обледеніння, гірських хвиль та нульової ізотерми – у метрах (м).

У випадках, коли виникнення певних небезпечних явищ не очікується, або вони уже внесені до інформації SIGMET, із зонального прогнозу окремі переліки є) - л) вилучаються.

У випадках, коли небезпечні для польотів на низьких висотах явища погоди не передбачаються, як прогнозом так й інформацією SIGMET, усі переліки є) - л) замінюються терміном "HAZARDOUS WX NIL".

У випадках, коли небезпечні для польотів на низьких висотах явища (умови) погоди, зазначення яких передбачається розділом I, не увійшли до тексту прогнозу GAMET, а явище (умови) спостерігається або очікується, складається відповідна інформація AIRMET. Зазначене попередження (інформація AIRMET) є доповненням до прогнозу GAMET, тому не потребує складання корективу до прогнозу GAMET.

*Приклад: Зональний прогноз GAMET*

UKHV GAMET VALID 151200/151800 UKHH-

KHARKIV FIR

SECN I

SIG WX: 13/18 ISOL TS

SIG CLD: OCNL CB 800/ABV 3000 M AGL

TURB: MOD GND/300 M AGL

SECN II

PSYS: 12 L 1000 HPA N5130 E03130 MOV NE 30 KMH WKN

SFC WIND: 220/08G13 MPS

WND/T: 300 M AMSL 230/30 KMH PS20 600 M AMSL 240/40 KMH

PS18 1500 M AMSL 240/50 KMH PS10 3000 M AMSL 250/80 KMH

MS01

FZLV: 2800 M AMSL

MNM QNH 1005 HPA /753 MM HG

MNM SFC T: PS21

Зміст: зональний прогноз для польотів на низьких висотах GAMET, складений для Харківського району польотної інформації UKHV метеорологічним органом UKHH; повідомлення дійсне з 12.00 UTC до 18.00 UTC 15 числа поточного місяця.

Розділ I

Особливі явища погоди	між 13.00 UTC і 18.00 UTC ізольовані грози без граду;
Значима хмарність	випадкові купчасто-дощові хмари з нижньою межею 800 м і верхньою межею вище 3000 м над рівнем землі;
Турбулентність	помірна турбулентність у шарі земля – 300 м від рівня землі;

## Розділ II

### Баричні системи

На 12.00 UTC центр циклону з тиском 1000 гектопаскалів у точці з координатами 51 градус 30 мінут північної широти і 31 градус 30 мінут східної довготи; передбачається переміщення його у північно-східному напрямку зі швидкістю  $30 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ ; циклон заповнюється;

Приземний вітер	напрямок вітру 220 градусів, швидкість вітру $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ з поривами $13 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$
-----------------	--

Вітер і температура	на висоті 300 м над середнім рівнем моря: напрямок вітру 230 градусів, швидкість вітру $30 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ , температура $+20 \text{ }^\circ\text{C}$ ; на висоті 600 м над середнім рівнем моря: напрямок вітру 240 градусів, швидкість вітру $40 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ , температура $+18 \text{ }^\circ\text{C}$ ; на висоті 1500 м над середнім рівнем моря: напрямок вітру 240 градусів, швидкість вітру $50 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ , температура $+10 \text{ }^\circ\text{C}$ ; на висоті 3000 м над середнім рівнем моря: напрямок вітру 250 градусів, швидкість вітру $80 \text{ км} \cdot \text{год}^{-1}$ , температура $-1 \text{ }^\circ\text{C}$
---------------------	---

Висота нульової ізотерми	2800 м над середнім рівнем моря
--------------------------	---------------------------------

Мінімальне значення тиску QNH	1005 гектопаскалів /753 мм рт. ст.
-------------------------------	------------------------------------

Мінімальне значення температури повітря біля поверхні землі	$+21 \text{ }^\circ\text{C}$
---	------------------------------

### Контрольні запитання

1. Які існують авіаційні прогнози погоди?

2. Які вимоги пред'являються до авіаційних прогнозів погоди?
3. Термінологія авіаційних прогнозів.
4. Яка існує прогностична авіаційна документація?
5. В яких випадках складаються прогнози TREND і GAMET?

#### *Вихідні матеріали*

1. Телеграми з прогнозами погоди.
2. Навчальний авіаційний метеорологічний атлас.
3. Бланки АВ-5, АВ-5а.

#### *Рекомендована література*

1. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. СПб.: Гидрометеиздат. 1992. 347 с.
2. Ермакова А.И. Особенности метеорологического обеспечения полетов на международных линиях. М.: Zenit. 1993. 255 с.
3. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации СССР /НМО ГА - 90/. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 104 с.
4. Сборник международных метеорологических кодов. М.: Росгидромет. 1992. 109 с.

#### *Завдання*

1. Розкодувати телеграми, які складено за допомогою коду ТАФ (таблиця).
2. Скласти прогнози погоди (тексти телеграм) в аеропортах (за вказівкою викладача).
3. Скласти опис синоптичних і погодних умов, температурного та вітрового режимів вздовж траси, яка вказана викладачем.
4. Заповнити бланки АВ-5, АВ-5а.

Таблиця – Дані наземних спостережень в кодї ТАФ

```

FC: UKBB 031035Z 031221 08005MPS 6000 BKN040 TEMPO 1221
VRB14MPS 2000 TSRA
SCT007 BKN015C=
FC: UKKK 031035Z 031121 30006MPS 9999 BKN010 SCT030CB
TEMPO 1118 VRB20MPS
1000 TSRAGR SCT004 BKN015CB=
FC: UKLN 0310400Z 031221 32007MPS 9999 – SHRA SCT030CB
PROB40 TEMPO
1218 – TSRA=

```

FC: UKBB 040435Z 040615 08005G10MPS 9999 BKN020 BKN100  
 TEMPO 0615 2000  
 TSRA SCT007 BKN015CB=  
 FC: UKKK 040442Z 040615 08006G11MPS 9999 BKN010 SCT030CB  
 TEMPO 0609 2000=  
 SHRA SCT005 BKN015CB TEMPO 0915 2000 TSRA BKN015CB  
 FC: EDDB 170000Z 170110 23005KT 6000 SCT008 BKN015 BECMG  
 0103 BKN008 PROB40 TEMPO 0110 2500 RADZ BKN004=  
 FC: EDDC 170000Z 170110 25015KT 9000 BKN010 TEMPO 0110  
 25020G30KT 4000 RADZ BKN008=  
 FC: EDDI 170000Z 170110 23005KT 6000 SCT008 BKN015 BECMG  
 0103 BKN008 PROB40 TEMPO 0110 2500 RADZ BKN004=  
 FC: EDDW 170000Z 170110 25010KT 4500 – RADZ BKN010 TEMPO  
 0103 2000 DZRA BKN004 BECMG 0305 24013G25KT BECMG 0507 6000=  
 FC: EDFH 170000Z 170110 26012G25KT 3000 – DZRA BR BKN004  
 TEMPO 0110 0500 DZ FG OVC001 TEMPO 0310 27015G30KT=  
 FC: EDTL 170000Z 170110 20010KT 9999 BKN040 PROB30 TEMPO  
 0408 4000 BR BKN012=  
 FC: EGGB 170000Z 170110 26010KT 9999 SCT020 TEMPO 0110  
 BKN012=  
 FC: EGCC 162338Z 170110 26015KT 9999 – RA SCT005 BKN020  
 TEMPO 0110 4000 – RADZ BKN008 PROB30 TEMPO 0110 1400 BR DZ  
 BKN002=  
 FC: EGLL 170016Z 170110 23009KT 9999 SCT020 TEMPO 0110 9000  
 BKN010 PROB30 TEMPO 0110 4000 – DZ BKN009=  
 FC: EGPF 162355Z 170110 24010KT 7000 – RA BKN010 TEMPO 0108  
 4000 RADZ BKN006 BECMG 0710 25015G25KT 9999 NSW SCT020=  
 FC: EGPH 162355Z 170110 26012KT 6000 – RA BKN010 TEMPO 0108  
 3000 RADZ BKN007 PROB30 TEMPO 0104 BKN004 BECMG 0710  
 26017G27KT 9999 NSW SCT025=  
 FC: LGAL 170000Z 170110 05018KT 9999 SCT018 SCT030 PROB30  
 TEMPO 0110 7000 RA SCT015 BKN025=  
 FC: LGEL 170000Z 170110 35015KT 9999 FEW020 SCT030 PROB30  
 TEMPO 0110 7000 RA FEW015 BKN030 BECMG 0608 35022KT=  
 FC: LGMT 170000Z 170110 01022KT 9999 SCT020 SCT030 PROB40  
 TEMPO 0110 7000 RA SCT015 BKN030=  
 FCRS10 010500 UWPP 010545Z 010716 21007MPS 9999 BKN020CB  
 SCT010 TEMPO 0713 VRB18MPS 3000 TSRA SQ=  
 FCRS40 010500 UWSS 010545Z 010716 22007MPS 9999 BKN010CB  
 TEMPO 0716 VRB18MPS 2000 TSRA GR SQ SCT006=

FCRS40 010500 UWWW 010545Z 010716 VRB03MPS 9999 BKN033CB  
OVC100 TEMPO 0716 VRB15MPS 0800 TSRAGR SQ SCT020CB=

FCRS10 010400 URKA 010500Z 010615 VRB02MPS 9999 SCT020CB  
T30/07Z TEMPO 0815 21006MPS=

FCRS10 010400 URWW 010450Z 010615 20006G12MPS 9999  
SCT040CB 530004 T35/12Z PROB40 TEMPO 0612 – TSRA=

FCRS40 010400 ULLI 010445Z 010615 28007MPS 9999 BKN020CB  
TEMPO 0612 2500 SHRA BKN010CB BECMG 1213 33007MPS=

FCRS10 010400 UUBB 010420Z 010615 20007MPS 9999 SCT012  
SCT020CB TEMPO 0915 2000 SHRA SCT008 SCT012CB=

FCRS40 010400 ULLI 010445Z 010615 28007MPS 9999 BKN020CB  
TEMPO 0612 2500 SHRA BKN010CB BECMG 1213 33007MPS=

FCREE31 010400 UUEE 010420Z 010615 20005G10MPS 9000 SCT010  
TEMPO 1015 2000 SHRA SCT007 BKN010 SCT020CB=

FCRS10 010400 UUOB 010445Z 010615 05006MPS 9999 BKN020CB  
BKN030 TEMPO 0615 VRB15MPS 2000 TSRA SQ BKN010CB=

FCRA10 010500 USTR 010500Z 010716 22009MPS 9999 BKN020CB  
TEMPO 0716 VRB16VPS 1500 TSRA BKN020CB=

FCRA10 010500 UTNN 010540Z 010716 06005G10MPS CAVOK  
T38/12Z 530009 TEMPO 0713 SCT050=

### *Звітні матеріали*

1. Тексти телеграм погоди (в робочому зошиті).
2. Огляд синоптичних і погодних умов (в зошиті).
3. Заповнені бланки АВ-5 та АВ-5а.

## 2 ПРОГНОЗ ПОЛОЖЕННЯ ТА ІНТЕНСИВНОСТІ СТРУМІННИХ ТЕЧІЙ

### 2.1 Аеронавігаційне значення струмінних течій

При польотах на великих висотах, особливо у зонах струмінних течій (СТ), урахування впливу вітру на дальність та тривалість польотів є дуже важливим фактором. Це свідчить про велике аеронавігаційне значення СТ. В ряді країн використовуються обчислювальні машини для визначення найвигідніших маршрутів літаків при польотах на великі відстані.

В теперішній час розроблені методи, які дозволяють за даними про поле вітру (тиску) в районі польотів прокласти маршрут, за яким літак прилетить до пункту призначення з малою витратою часу. При цьому загальний час польоту за зазначеним маршрутом (траєкторії мінімального часу польоту) значно менший часу, який необхідно для польоту за найкоротшим шляхом (ортодромії). Вплив вітру на параметри руху повітряного судна найбільш суттєвий при великих швидкостях вітру, особливо в областях СТ.

Струмінні течії найбільш активні в холодний період року. Вони поділяються на тропосферні та стратосферні. Серед тропосферних СТ відрізняють позатропічні, тропічні та екваторіальні.

Позатропічні СТ змінюють своє положення в залежності від зміни положення атмосферних фронтів. Вісь СТ (де спостерігається найбільша швидкість вітру) звичайно розташована в теплому повітрі, частіше на 1...2 км нижче тропопаузи. Ширина СТ складає, як правило, 700...1300 км; вертикальна потужність – 6...10 км; горизонтальна протяжність – декілька тисяч км.

Субтропічні СТ мігрують на протязі року: взимку вони знаходяться в зоні 25...30° півн. ш., влітку – 35...40° півн. ш. Вісь СТ розташована на висоті приблизно 12 км. Ці СТ мають більшу інтенсивність та стійкість у порівнянні з позатропічними. Їх ширина в середньому 1500 км, потужність 8...12 км. Особливо значні швидкості вітру в цих СТ спостерігаються над Японією (до 650 км·год<sup>-1</sup>) та Тихим океаном (до 750 км·год<sup>-1</sup>).

Екваторіальні СТ мають в більшості випадків східний напрям (на відміну від інших видів СТ). Вони спостерігаються на висотах до 20 км та поки що недостатньо вивчені.

Стратосферні СТ спостерігаються в усіх широтах, їх вісь розташована вище тропопаузи, швидкість в них менша, ніж в тропосферних СТ і не перевищує 200 км·год<sup>-1</sup>.



Струминні течії можна розпізнати за смугами  $C_i$  та  $C_s$ , які виникають паралельно вісі з теплого боку СТ.

Для СТ характерні великі швидкості вітру та значна турбулентність, яка пов'язана з областями сильних зсувів вітру ( $5 \dots 10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  на 1 км висоти та  $7 \dots 10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  на 100 км по горизонталі). Інтенсивна турбулентність відмічається, в основному, з холодного (циклонічного) боку СТ (часто при ясному небі). Політ краще здійснювати поблизу вісі СТ: тут мала турбулентність та великі швидкості вітру. При польоті на великі відстані це дозволяє скоротити час польоту або збільшити його дальність.

## 2.2 Діагноз і прогноз струминних течій за методом М.В. Петренка

Для діагнозу та прогнозу струминних течій використовують фактичні та прогностичні карти баричної топографії рівнів 400, 300 та 200 гПа, а також карти максимального вітру. СТ виявляються за згущенням ізогіпс в висотних фронтальних зонах.

Для прогнозу поля вітру над певним районом проводяться розрахунки горизонтального переміщення вісі СТ завчасністю 24 год за методом прямокутника, який запропонував *Е. Рейтер*. Цей метод базується на припущенні, що вісь СТ переміщується разом з осередненим на великій площі потоком на поверхні 300 гПа. Спочатку розраховують меридіональну  $u_{\text{мер}}$  (градуси широти) та зональну  $u_{\text{зон}}$  (градуси довготи) складові осередненого потоку в точці 0 з координатами  $\varphi_0$  та  $\lambda_0$ . Потім будують сітку з центром в точці 0, яка складається з відрізків меридіанів з координатами  $\lambda_0 - 10^\circ$ ,  $\lambda_0$ ,  $\lambda_0 + 10^\circ$  та відрізків паралелей з координатами  $\varphi_0 - 7,5^\circ$ ,  $\varphi_0$ ,  $\varphi_0 + 7,5^\circ$  (рис. 2.1).

Складові осередненої течії в точці 0 розраховуються за значеннями геопотенціалу  $H_i$  (гп. дам) за формулою:

$$\Sigma \Delta_{\varphi} H_i = (H_3 - H_1) + (H_5 - H_4) + (H_8 - H_6),$$

де  $H_i$  - значення висоти 300 гПа в відповідних вузлах сітки ( $i = 1, 2, \dots, 8$ ).

Дійсно,  $\Sigma \Delta_{\varphi} H_i$  пропорційна осередненому за площею широтному градієнту геопотенціала, тому вона характеризує середню меридіональну складову переносу над всім прямокутником.

Аналогічно зональну складову осередненого потоку обчислюють за формулою:

$$\Sigma \Delta_{\lambda} H_i = (H_6 - H_1) + (H_7 - H_2) + (H_8 - H_3).$$

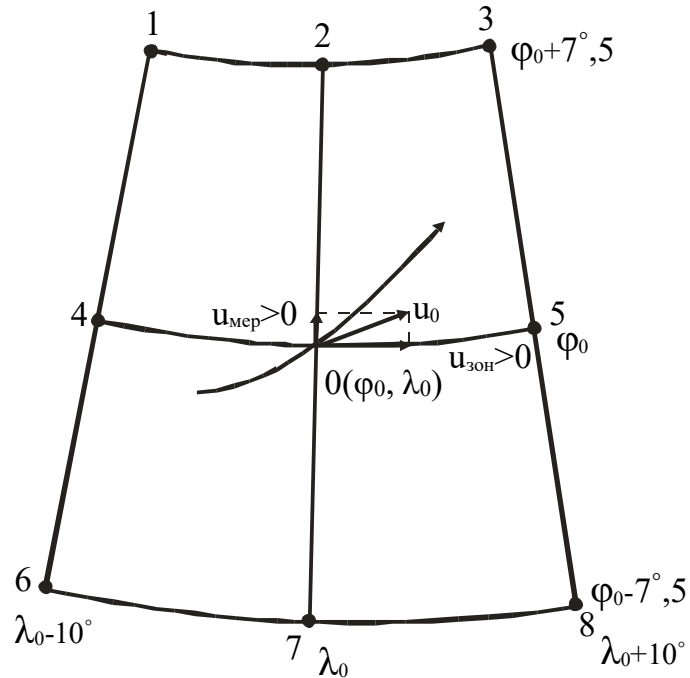


Рис. 2.1. Визначення переміщення точки 0 на осі струминної течії за методом Е. Рейтера.

Переміщення точки на осі СТ, що очікується через добу, розраховується за рівняннями регресії

$$D_{\lambda} = 0,1 \Sigma \Delta_{\phi} N_i, \quad (2.1)$$

$$D_{\phi} = 0,1 \Sigma \Delta_{\lambda} N_i.$$

Якщо  $D_{\lambda} > 0$ , зміщення обраної точки осі відбувається на північ, при  $D_{\lambda} < 0$  - на південь; при  $D_{\phi} > 0$  обрана точка осі СТ переміщується на схід, при  $D_{\phi} < 0$  - на захід. З урахуванням цього, з точки 0 відкладають (в градусах) вектори зональної та меридіональної складових переміщення осі СТ. Векторна сума цих складових визначає майбутнє положення точки 0 через 24 год.

Прогноз інтенсивності СТ та висоти його осі можна скласти за методом М.В. Петренка. В основу цього методу покладено припущення про відповідність рівня максимального вітру та рівня згладжування температур теплої та холодної повітряних мас або висоти, на якій горизонтальний градієнт температури дорівнює 0. Як вихідний матеріал використовується карта максимального вітру в початковий момент,

прогностичні карти АТ-500, АТ-300 гПа, а також результати прогнозу горизонтального переміщення вісі СТ.

Метод прогнозу базується на використанні залежності між швидкістю вітру на осі СТ і швидкістю вітру на ізобаричних поверхнях, що знаходяться нижче ( $p_0$ ) та вище ( $p$ ). Ця залежність може бути надана у вигляді співвідношення:

$$u_m = u_{p_0} + \Gamma_{500} (H_m - H_{p_0}),$$

$$u_m = u_p + \Gamma_{300} (H_p - H_m),$$
(2.2)

де  $u_m$  - швидкість вітру на осі СТ;  $H_m$  - висота осі СТ в гп. дам;  $u_{p_0}$  та  $u_p$  - швидкості вітру ( $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ ) на ізобаричних поверхнях  $p_0$  і  $p$ , перша з яких розташована нижче рівня максимальної швидкості на висоті  $H_{p_0}$ , а інша - над ним, на висоті  $H_p$ ;  $\Gamma_{500}$  - абсолютний вертикальний градієнт вектора швидкості вітру в шарі 1 гп км між поверхнею  $p_0$  та рівнем максимального вітру;  $\Gamma_{300}$  - абсолютний вертикальний градієнт вектора швидкості вітру в тому ж шарі між поверхнею  $p$  та рівнем Н.

З (2.2) витікає

$$H_m = \frac{u_p - u_{p_0} + \Gamma_{300} H_p + \Gamma_{500} H_{p_0}}{\Gamma_{300} + \Gamma_{500}},$$

$$u_m = \frac{u_p + u_{p_0} \Gamma_{300} / \Gamma_{500} + \Gamma_{300} (H_p - H_{p_0})}{1 + \Gamma_{300} / \Gamma_{500}}.$$
(2.3)

Значення  $\Gamma_{300}$  і  $\Gamma_{500}$  знаходять на графіках, які характеризують емпіричну залежність від швидкості вітру на прогностичних картах АТ-300 та АТ-500 гПа (рис. 2.2).

Якщо в початковий момент вісь СТ на карті максимального вітру розміщується між поверхнями  $p_0 = 500$  гПа і  $p = 300$  гПа, то формули (2.3) будуть мати вигляд:

$$H_m = \frac{u_{300} - u_{500} + \Gamma_{300} H_{300} + \Gamma_{500} H_{500}}{\Gamma_{300} + \Gamma_{500}},$$

$$u_m = \frac{u_{300} + u_{500} \Gamma_{300} / \Gamma_{500} + 3,6 \Gamma_{300}}{1 + \Gamma_{300} / \Gamma_{500}}.$$
(2.4)

Якщо на карті вісь СТ знаходиться вище ізобаричної поверхні 300 гПа, то  $p_0 = 300$  гПа і  $p = 200$  гПа, а співвідношення має вигляд:

$$H_m = \frac{\Gamma H_{300} - \Gamma_0 H_{500} - u_{300} + u_{500}}{\Gamma - \Gamma_0}, \quad (2.5)$$

$$u_m = \frac{\Gamma u_{500} - \Gamma_0 u_{300} + \Gamma_0 \Gamma (H_{300} - H_{500})}{\Gamma - \Gamma_0},$$

де  $\Gamma_0$  - абсолютний середній градієнт швидкості вітру в шарі між поверхнею 500 гПа і рівнем максимальної швидкості вітру  $H_m$ ;  $\Gamma$  - та ж величина в шарі між поверхнями 300 гПа і  $H_m$ .

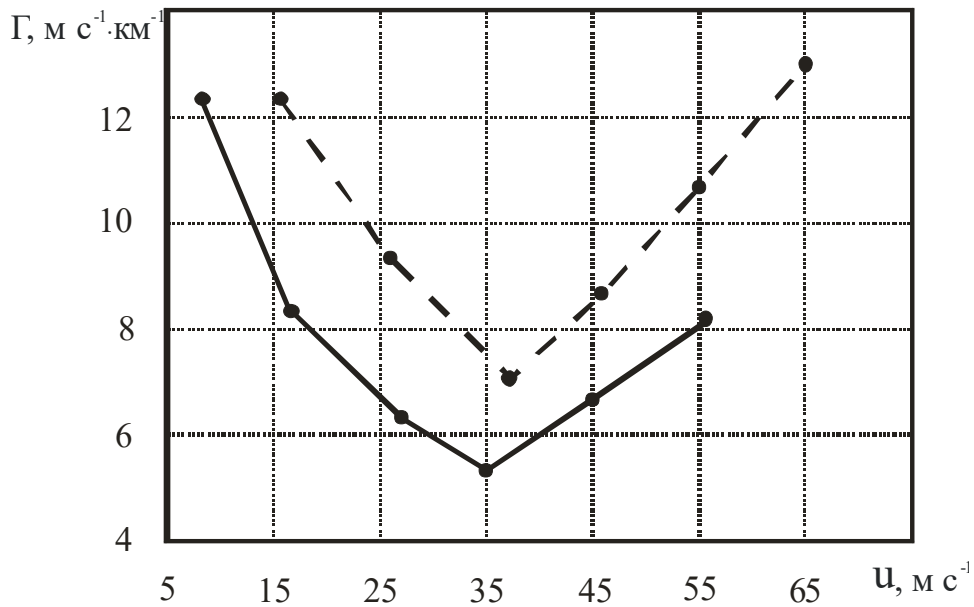


Рис. 2.2. Залежність середніх значень  $\Gamma_{300}$  і  $\Gamma_{500}$  від швидкості вітру на поверхнях 300 і 500 гПа: ———  $\Gamma_{300}$ ; —————  $\Gamma_{500}$ .

В основу методу обчислення висоти осі СТ, розробленого М.В. Петренко, покладено припущення про відповідність рівня максимального вітру і рівня вирівнювання температур теплої і холодної повітряних мас, або висоти, на якій горизонтальний градієнт температури стає рівним нулю. Відкладаючи горизонтальні градієнти температури (з урахуванням знаків) від вертикальної осі (шкали висот) на рівнях 300 і 200 гПа, визначають висоту осі СТ як рівень перетину лінії, що з'єднує отримані точки, з вертикальною віссю (рис. 2.3). Для більш точного розрахунку висоти СТ розроблена схема попереднього обчислення характеристик максимального вітру за чисельним прогнозом швидкості вітру на двох стандартних ізобаричних поверхнях і геопотенціалних

поверхонь. Ця інформація необхідна екіпажам та службі КПР для уточнення розподілу вітру по висоті.

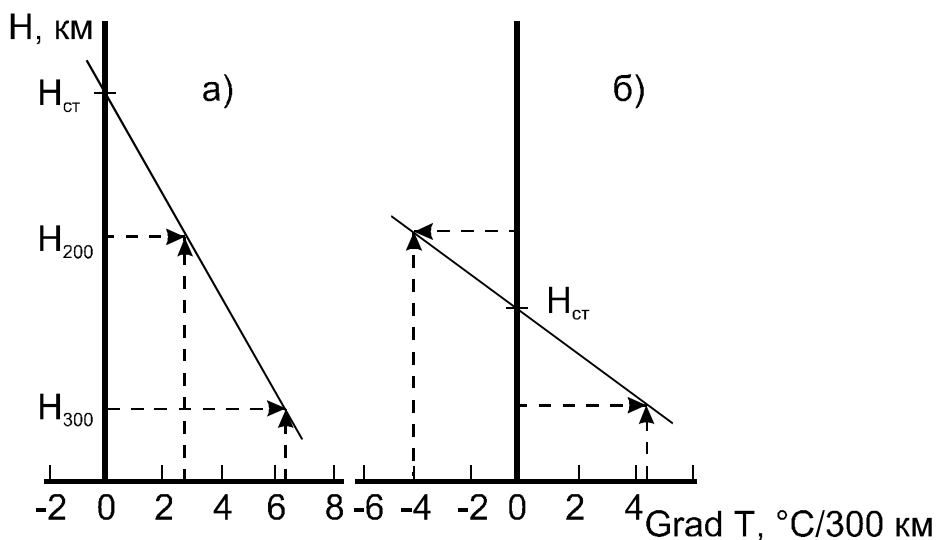


Рис. 2.3. Визначення висоти осі СТ за методом М.В. Петренка:

а) при позитивних горизонтальних градієнтах температури на рівнях АТ-300 і АТ-200; б) при горизонтальних градієнтах температури на рівнях АТ-300 і АТ-200, що мають різні знаки.

#### *Контрольні запитання*

1. Як впливає СТ на відхилення від курсу та на пільову швидкість літака?
2. Яким чином можна визначити максимум швидкості вітру і висоту осі СТ за даними радіозондування?
3. Як визначається зміна положення осі СТ?
4. Як прогнозується швидкість вітру в висотних фронтальних зонах?
5. Яка інформація про СТ наноситься на авіаційні прогностичні карти?

#### *Рекомендована література*

1. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. СПб.: Гидрометеиздат. 1992. 347 с.
2. Богаткин О.Г., Еникеева В.Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. Л.: Гидрометеиздат. 1985. С. 67 - 71.
3. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат. 1991. 616 с.
4. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Л.: Гидрометеиздат. 1985. С. 203 - 213.

### Вихідні матеріали

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери (табл. 4.5, лабораторна робота 4).
2. Навчальний авіаційний метеорологічний атлас.

### Завдання

1. Визначити висоту осі СТ, максимальну швидкість вітру і вертикальну потужність течії.
2. Скласти прогноз переміщення осі СТ за методом Е.Рейтера. Нанести на карту АТ-300 гПа майбутнє положення осі СТ. Оцінити умови польоту в цих умовах.
3. Визначити висоту осі СТ та швидкість вітру за методом М.В.Петренка.

### Методичні вказівки

1. Для визначення висоти осі СТ за методом М.В. Петренка використовувати карти Навчального авіаційного атласу АТ-300, АТ-200 гПа (район вказує викладач).
2. Визначити горизонтальний градієнт температури на рівнях 200 та 300 гПа, використовуючи зняті з карти значення температури в точках з одного та іншого боку від осі СТ на відстані 150 км по нормалі до осі СТ. Відкласти ці величини з урахуванням знаку горизонтального градієнту температури на графіку (рис. 2.3). З'єднати ці точки прямою лінією, визначити висоту СТ в точці перетину вертикальної осі з побудованим відрізком.
3. Розрахувати зональні та меридіональні складові переміщення осі СТ за (2.1). Результати представити у вигляді таблиці. Напрямок зміщення визначити шляхом побудови в точці 0 на карті АТ-300 векторної суми векторів, що відповідають розрахованим (в градусах з урахуванням знаку) значенням  $D_\lambda$  і  $D_\varphi$ .

Таблиця - Розрахунок переміщення осі СТ за методом Е.Рейтера

№ п/п	$H_1$	$H_2$	$H_3$	$H_4$	$H_5$	$H_6$	$H_7$	$H_8$	$u_{\text{мер}}$ градус широти	$u_{\text{зон}}$ градус довготи	$u_0 = \sqrt{u_{\text{мер}}^2 + u_{\text{зон}}^2}$
1											
2											
3											
.											
.											

4. Нанести на кальку прогнозоване положення осі СТ. Визначити напрям польоту в районі СТ, при якому літак буде зазнавати максимального зносу.

5. Розрахувати  $u_m$  і  $H_m$ . За цими даними побудувати прогностичну карту максимального вітру і провести вісь СТ.

#### *Звітні матеріали*

1. Побудований профіль швидкості вітру з визначеними значеннями максимальної швидкості вітру, висоти осі СТ та вертикальної потужності СТ.

2. Графік висоти осі СТ, розрахованої за методом М.В. Петренка.

3. Калька ділянки карти АТ-300 з сіткою паралелей і меридіанів, центр якої поміщений в точку 0; побудова векторів  $u_{\text{мер}}$ ,  $u_{\text{зон}}$ ,  $u_0$  та розрахунок прогностичного значення осі СТ (заповнена таблиця).

## 3 ПРОГНОЗ ТУРБУЛЕНТНОСТІ

### 3.1 Атмосферна турбулентність і польоти повітряних суден

*Турбулентність* - це стан атмосфери, при якому спостерігаються неупорядковані вихрові рухи різного масштабу. Політ в умовах турбулентності супроводжується бовтанкою літака.

*Бовтанка літака* - це неоднорідні поштовхи і кидки, яких зазнає літак під час польоту.

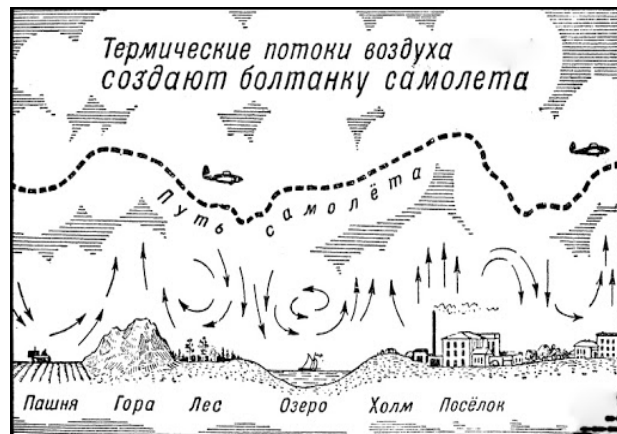
У залежності від причини виникнення турбулентності її можна розділити на:

1. термічну (конвективну);
2. динамічну, що пов'язана з існуванням в атмосфері великих зсувів вітру (вертикальних та горизонтальних), які найчастіше спостерігаються у зонах струминних течій;
3. механічну, що утворюється через тертя повітряного потоку об земну поверхню.

Інтенсивність усіх видів турбулентності залежить від часу року і доби. Влітку вона завжди буває розвинута сильніше ніж взимку, а в денні години спостерігається максимальний розвиток турбулентності, який значно слабшає вночі.

Динамічна турбулентність звичайно пов'язана з шарами інверсії або ізотермії температури, з тропопаузою.

Механічна турбулентність найбільш розвинута в гірських районах. На рівнинах вона звичайно поширюється до висоти 1000-1500 м, а над морем її межа розташовується нижче. Інтенсивність цього виду турбулентності залежить від швидкості вітру, ступеня шорсткості підстильної поверхні та ступеня стійкості повітря.



У реальних умовах турбулентний стан атмосфери є інтегральним проявом взаємодії одночасно декількох факторів. Тому повторюваність, структура та інтенсивність турбулентності залежить від характеру підстильної поверхні, висоти пункту, метеорологічних умов та ін.

Найчастіше бовтанка спостерігається в нижньому 2-км шарі, де найкращі умови для розвитку термічної і механічної турбулентності. У середній тропосфері повторюваність бовтанки мінімальна. У верхній



тропосфері повторюваність бовтанки зростає по мірі наближення до тропосфери або рівня максимальної швидкості вітру.

В різних баричних утвореннях інтенсивність турбулентності неоднакова. В циклонах та улоговинах інтенсивність і рівень турбулентності вище, ніж в антициклонах і гребенях. Найбільший розвиток одержує турбулентність в зонах фронтальних розділів, особливо у зонах холодних фронтів, що пов'язані з потужною купчастою і купчасто-дошовою хмарністю.

Як зазначено раніше, політ в турбулентній атмосфері супроводжується бовтанкою, тобто появою прискорень, що перемінюють знак, лінійних коливань центра ваги літака і кутових коливань щодо центра ваги. Чим більше розміри літака та його швидкість, тим більш масштабне збурення повітряного потоку може впливати на режим його польоту. При однаковому стані турбулентності в атмосфері легкі типи літаків зазнають більш сильної бовтанки, ніж важкі.

Під час польоту в зоні інтенсивної турбулентності виникає небезпека:

1. Втрати керування.
2. Ушкодження або деформації літака.
3. Руйнування конструкції.
4. Виходу на критичний кут атаки і втрати стійкості літака.
5. Вимикання двигуна через різке зменшення кількості повітря, що надходить у двигун, в результаті коливань літака. Це явище найчастіше спостерігається при польотах на великих висотах, де двигун найбільш чутливий до зміни витрати повітря.
6. Зниження працездатності екіпажу.
7. Зниження комфорту пасажирів через «повітряну хворобу».

Слід зазначити, що безпечний політ у зоні бовтанки можливий лише при визначеному інтервалі швидкостей. Так відбувається тому, що зі збільшенням швидкості польоту літак перетинає за одиницю часу більше вихорів та хвиль і, отже, число поштовхів збільшується. При цьому, якщо число поштовхів перевищує 100 за хвилину, то може з'явитися вібрація, яка особливо небезпечна для літака. Щоб уникнути небезпечних наслідків, швидкість польоту зменшують. Однак, зменшення швидкості польоту можливе лише до визначеного критичного значення, нижче якого літак втрачає стійкість і може зірватися у штопор.

Таким чином, при великих швидкостях починається небезпечна зона за умовами міцності, а при малих - за умовами керованості. Критичні значення швидкості різні для різних типів літаків, а також залежать від швидкості вертикальних поривів. Наприклад, для транспортного літака при швидкості вертикальних поривів  $13 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , критична швидкість за

умовами міцності складає 350 км·год<sup>-1</sup>, а за умовами керованості – 220 км·год<sup>-1</sup>. Безпечна швидкість польоту лежить в інтервалі 260-300 км·год<sup>-1</sup>.

Інтенсивність бовтанки, якої зазнає літак при польоті в турбулентній атмосфері, прийнято характеризувати величиною перевантаження або його збільшенням.

*Перевантаження* – відношення суми всіх сил (за винятком ваги), що діють на літак, до ваги літака.

Таким чином,

$$n = \frac{P + R}{G}, \quad (3.1)$$

де P - сила тяги двигуна, R - повна аеродинамічна сила, G - вага літака.

Як видно з формули, перевантаження є векторною величиною, тому його можна представити у вигляді трьох складових за відповідними координатними осями.

Аналіз експериментальних даних показав, що найбільшу величину має вертикальна складова перевантаження, тому її часто ідентифікують з перевантаженням у цілому. Похибка такого наближення, як правило, незначна. Перевантаження  $\Delta n$  ( $\Delta n = n - 1$ ) вимірюються в частках значення прискорення вільного падіння g:

$$\Delta n = n - 1 = \pm \frac{V \omega_{\text{эф}} \rho c_y^\alpha}{2 \frac{G}{S}}, \quad (3.2)$$

де  $\omega_{\text{эф}}$  - ефективна вертикальна швидкість,  $c_y^\alpha$  - похідна від  $c_y$  по  $\alpha$ .

Перевантаження може бути виміряне в польоті за допомогою акселерометру. Основна частина приладу - масивне грузило (інертна маса), що підвішене на пружині. Прискорення визначається по зсуву грузила, з яким пов'язаний спеціальний пристрій, що реєструє та забезпечує запис перевантажень у польоті.

У залежності від інтенсивності бовтанку прийнято підрозділяти на:

1. слабку ( $0,8 \leq n \leq 1,2$  або  $|\Delta n| \leq 0,2$  у частках g), коли спостерігається легка вібрація літака, що при тривалому впливі викликає неприємні відчуття в окремих пасажирів (  $\wedge$  );
2. помірну чи слабку за класифікацією ІСАО ( $0,5 \leq n \leq 1,5$  або  $0,2 \leq |\Delta n| \leq 0,5$ ), для якої характерні часті поштовхи, погойдування літака і зміна висоти польоту (  $\wedge$  );
3. сильну чи помірну за класифікацією ІСАО ( $0 \leq n \leq 2,0$  або

$0,5 \leq |\Delta n| \leq 1,0$ ), що супроводжується частими різкими кренами літака, зміною курсу й окремими кидками. Використання автопілоту затруднене через великі перевантаження. При великих негативних перевантаженнях відчувається невагомість, а при позитивних - сильне притиснення до крісла. Предмети, що не закріплені, зміщуються. Ходьба по салону може викликати травми пасажирів ( $\cong$  або  $\sim^2$ );

4. коли штормову чи сильну за класифікацією ІСАО ( $0 > n > 2,0$  або  $|\Delta n| > 1,0$ ), спостерігаються винятково різкі кидки літака, відхилення по висоті та курсу. Погіршується керованість літаком, і при неправильних діях пілота створюється небезпечний для міцності ПС режим польоту. Пасажири з ременями, що не пристебнуті, можуть одержати серйозні травми.

### 3.2 Турбулентність ясного неба

На висоті понад 5 км може спостерігатися таке явище як *турбулентність ясного неба* (ТЯН) або *Clear Air Turbulence* (САТ). На відміну від інших видів турбулентності вона виникає при ясній погоді або за наявності хмар верхнього ярусу, і її досить складно помітити завчасно. Встановлено, що частіше це явище відбувається над гірською місцевістю, особливо з підвітряної сторони схилу.

Види ТЯН:

1. Механічна турбулентність – обумовлена впливом неоднорідності підстильної поверхні на повітряні течії та неоднаковим її прогрівом.
2. Гірські хвилі – за своїм походженням це механічна турбулентність, але внаслідок специфіки їх впливу на політ повітряних суден, вони розглядаються окремо.
3. Турбулентність струминних течій верхньої тропосфери.
4. Турбулентність внутрішніх граничних шарів вільної атмосфери: тропопауза, тропосферний рівень максимальної швидкості, велопауза (рівень обертання вітру).



Небезпека САТ полягає у її несподіваності. Невелика турбулентність може викликати дискомфорт у пасажирів або навіть травми, якщо не застібнуті ремені безпеки. Екстремальна САТ може спричинити пошкодження конструкцій літака. У наведеній нижче табл. 1 представлений зв'язок між САТ та її наслідками як для літака, так і для людей всередині нього.

Турбулентність ясного неба – це термін для турбулентності середніх або високих рівнів в зонах зі значним зсувом вітру. Турбулентні області такого типу в основному розташовуються у просторі вільному від хмар. Однак іноді можна знайти хмарні утворення (в основному крижані хмари)

характерні для турбулентних районів, або більш високу концентрацію водяної пари на околицях зон з САТ. Обидва ці ознаки вказують на присутність САТ.

Разом з тим турбулентність ясного неба важко прогнозувати через її різку локалізацію в навколишньому потоці, динаміку розмірів і тривалість явища. Більш того, турбулентність ясного неба неможливо зафіксувати за допомогою радарів. На сьогоднішній день її прогнозують через непрямі ознаки, що вказують на ймовірність явища і будують прогностичні моделі, засновані на ряді чинників [2].

Таблиця 3.1 – Рівні інтенсивності САТ [3]

Інтенсивність	Реакція літака	Реакція всередині літака
<p><b>Слабка</b> (не позначається символом на картах погоди)</p>	<p>Турбулентність, яка викликає невеликі зміни висоти та/або положення (крюк, крен, рискання) IAS (Indicated Air Speed) коливається від 5 до 15 вузлів та <math>&lt; 0.5g</math> у центрі тяжкості літака</p>	<p>Пасажири можуть відчувати легке напруження від ременів безпеки або лямок. Незафіксовані предмети можуть бути дещо зміщені. Може проводитися харчування пасажирів, при ходьбі ніяких проблем не виникає.</p>
<p><b>Помірна</b></p> 	<p>Турбулентність з більшою інтенсивністю, ніж слабка. Зміни у висоті та/або положенні, але зберігається постійний контроль за літаком. IAS коливається від 15 до 25 вузлів та <math>0,5-1,0g</math> у центрі тяжкості літака</p>	<p>Пасажири відчувають певне навантаження від ременів безпеки або лямок. Незафіксовані предмети переміщуються. Харчування пасажирів та ходьба ускладнені.</p>
<p><b>Сильна</b></p> 	<p>Турбулентність, що викликає значні і різкі зміни висоти та/або положення. Літак може короткочасно виходити</p>	<p>Пасажири відчувають сильне навантаження від ременів безпеки або лямок. Незафіксовані предмети кидаються.</p>

Коли літак летить з постійною швидкістю і постійною висотою, всі сили знаходяться у рівновазі (рис. 3.1). Величини підйомної сили і ваги урівноважують одна одну. Те ж саме відноситься і до сили тяги і опору. Підйомна сила є функцією від швидкості повітря ( $v^2$ ) і його густини ( $\rho$ ).

Це означає, що САТ може спостерігатися в польоті на межі різних повітряних мас з істотно різними значеннями густини. Там де, наприклад, існує великий градієнт температури і особливо біля тропопаузи. Сильна залежність існує між змінами швидкості вітру від повітря, що надходить і САТ ( $v^2$ ).

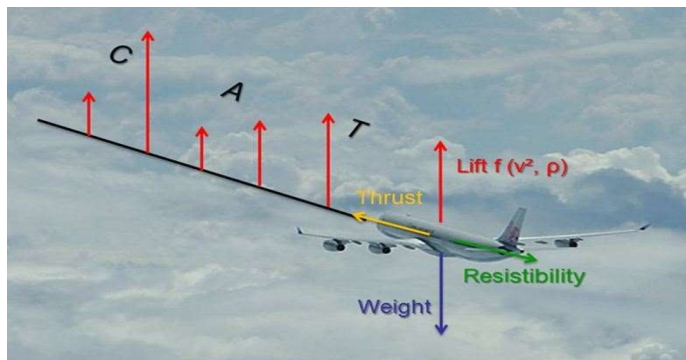


Рис. 3.1. Сили, що діють на літак у польоті [3]

Великі літаки мають більшу площу крила і масу. Їх вертикальні рухи менш екстремальні, ніж в легких літаках через інерцію. З іншого боку, в конструкція великих літаків є більш навантаженою, що призводить до того, що у найбільш інтенсивних випадках САТ вона може бути пошкоджена або розпадатися.

Турбулентність при ясному небі пов'язана з присутністю в атмосфері шарів з великими горизонтальними та вертикальними градієнтами швидкості вітру та температури. Гідродинамічні дослідження проводилися починаючи з 60-х років ХХ ст. [4-7] та дозволили виявити, що турбулізація потоку повітря в окремих зонах поза шарами конвективної діяльності обумовлена зростанням амплітуд внутрішніх хвиль під впливом одного з наступних видів гідродинамічної нестійкості:

1. Гідродинамічна нестійкість основного потоку, що стратифіковано за швидкістю вітру та температурою (нестійкість Кельвіна-Гельмгольца), формується при невеликих значеннях числа Річардсона ( $Ri < 0,25$ ). Горизонтальні розміри турбулентних шарів складають більш 100 км, а вертикальні – 1,0-1,5 км. Тривалість цієї нестійкості визначається еволюцією відповідного синоптичного об'єкту. Це первинна нестійкість.Бовтанку в таких шарах можуть відчувати кілька літаків, послідовно пролітають через турбулентну зону.

2. Нестійкість внутрішніх гравітаційних хвиль (вторинна нестійкість) встановлюється при  $Ri > 0,25$  у шарах з сильно скривленими профілями температури (інверсії, ізотермії) та вітру (сильні зсуви вітру), особливо під нижньою межею інверсії. Чим менша стійкість шару повітря під інверсією, тим швидше зростає амплітуда внутрішніх хвиль та ймовірність формування нових зон турбулентності. Джерела гравітаційних хвиль досить численні: це нерівності підстильної поверхні, її термічні неоднорідності, атмосферні фронти і циклони, грозові осередки, струмінні течії та ін. Амплітуда, при якій на гребені хвилі з'являється нестійкість, називається критичною. В результаті вторинної нестійкості утворюються короткоживучі, невеликих розмірів турбулентні плями («лінзи» або «млинці»), вкраплені в квазіламінарний потік і переносяться цим потоком. Їх протяжність не перевищує декількох десятків кілометрів по горизонталі і сотень метрів по вертикалі. Чим інтенсивніше джерела гравітаційних хвиль, тим більша ймовірність появи турбулентних плям. З іншого боку, чим більше стійкість стратифікації (більше  $Ri$ ), тим більше критичні амплітуди і, отже, менш вірогідна поява турбулентних плям. Однак (і це має принципове значення), не можна назвати такого значення  $Ri$ , при якому можливість появи турбулентних плям виключалася б повністю.

3. Нестійкість критичного рівня виникає при великих значеннях числа  $Ri$ , менше, ніж перші два типи, та її складніше прогнозувати. Критичним називається рівень, на якому горизонтальна фазова швидкість внутрішньої гравітаційної хвилі дорівнює швидкості вітру. Хвиля, підходячи до критичного рівня, може рости по амплітуді і руйнуватися з утворенням турбулентності, або призводити до появи нестійкості Кельвіна-Гельмгольца в околиці цього рівня, що також веде до турбулізації. В обох випадках утворюються турбулентні шари. Оскільки положення критичних рівнів, які виникають в шарах зі зсувами вітру, залежить від фазової швидкості хвиль, а остання повинна розглядатися як випадкова величина, - внаслідок нестійкості критичного рівня з'являються випадковим чином розподілені турбулентні зони при великих  $Ri$ .

Таким чином, можна зробити висновок, що зони ТЯН в атмосфері сильно анізотропні, їх час життя і розміри змінюються в широких межах, а їх поява в потоці хоча і залежить від параметрів останнього (перш за все від зсуву вітру), але не повністю ними визначається. Грають роль і властивості джерел гравітаційних хвиль. Так, повторюваність ТЯН вище над горами, які генерують гірські хвилі великих амплітуд. Внаслідок сильної просторової анізотропії ТЯН нерідкі випадки, коли один літак, пролітаючи через даний квадрат, зустрічає турбулентність, а інші літаки, навіть на тому ж ешелоні, що не зустрічають її. Точно так же, якщо один

або декілька літаків не зустрічають ТЯН в даному квадраті, - не можна бути впевненим, що наступний літак не зазнає бовтанки.

В цілому, ТЯН - рідкісне явище. Повторюваність помірною і сильною тян, за матеріалами збору відомостей від пілотів рейсових літаків [5], над територією СРСР становила в середньому за рік 2,5%, з максимумом у вересні і мінімумом в грудні. Над територією США річний хід ТЯН в цілому аналогічний, а повторюваність значно вище. Також відзначена менша горизонтальна протяжність зон ТЯН над США. Обидві ці особливості можуть пояснюватися переважанням нестійкості гравітаційних хвиль, що генеруються меридіональними орієнтованими хребтами. У колишньому СРСР також була відзначена підвищена повторюваність ТЯН і менші розміри турбулентних зон над гірськими масивами Кавказу і Середньої Азії.

### **3.3 Прогноз турбулентності в нижньому шарі атмосфери**

Основними факторами, що обумовлюють розвиток турбулентності в нижньому шарі атмосфери є тертя повітряного потоку об поверхню землі, неоднорідність нагріву окремих ділянок земної поверхні сонячною радіацією, а також деформація повітряного потоку над різними перешкодами. Часто розвиток турбулентності відбувається при одночасній дії всіх або частини чинників, тому при прогнозі турбулентності в нижньому шарі необхідно враховувати синоптичну ситуацію, термодинамічні характеристики повітряної маси, стан підстильної поверхні, вигляд і кількість хмарності, пору року і доби, а також вплив рельєфу.

У теплий період року виникає переважно термічна турбулентність, а механічна фіксується тільки при польотах на гранично малих висотах при швидкостях вітру більше 5 м/с. У холодний період більшого значення набуває механічна турбулентність. Вона розвивається при наявності сильних вітрів (зокрема, у фронтальних зонах), в умовах пересіченій місцевості і над поверхнями з великою шорсткістю (лісові масиви, міська забудова).

Причиною механічної турбулентності є вертикальний зсув вітру, що виникає в результаті тертя в прикордонному шарі [8]. Оскільки швидкість вітру у Землі наближається до нуля, - зсув вітру тим більше, чим сильніше вітер. Відповідно, тим інтенсивніша механічна турбулентність. Крім швидкості вітру, інтенсивність механічної турбулентності залежить від шорсткості підстильної поверхні і від стійкості стратифікації в нижньому шарі: чим більше шорсткість, тим сильніше турбулізується повітряний потік, причому в менш стійкою атмосфері турбулентність розвивається

інтенсивніше, ніж в дуже стійкою. В останньому випадку вертикальні пориви придушуються через необхідність витратити багато енергії на роботу проти сил плавучості.

В [4] механічна турбулентність визначається як турбулентність, що виникає внаслідок приземного тертя, що приводить до змін напрямку і швидкості вітру, формуванню профілю вітру з великими вертикальними градієнтами і утворення вихорів. Інтенсивність механічної турбулентності прямо залежить від швидкості повітряного потоку і ступеня шорсткості поверхні.

Згідно [4] механічну турбулентність можна спрогнозувати на основі прогнозу вітру та відомостей про шорсткість підстильної поверхні. Залежність значення вертикальних поривів ( $w$ ), які викликають бовтанку, від швидкості приземного вітру для нижнього 500-метрового шару має вигляд:

$$w = k V, \quad (3.3)$$

де  $V$  - швидкість біля поверхні землі,  $k$  – коефіцієнт, залежний від характеру підстильної поверхні. Значення коефіцієнту  $k$  становить влітку 0,14-0,53 та приблизно 0,40 взимку. Інтенсивність бовтанки оцінюють за формулою:

$$\Delta n = 0,06 k V, \quad (3.4)$$

де  $\Delta n$  – приріст перевантаження літака в частинах  $g$ , 0,06 – коефіцієнт, що відповідає приросту перевантаження сучасних літаків при вертикальному пориві вітру  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ .

Але при використанні цих рекомендацій для прогнозу по території і для побудови карти виникає проблема завдання коефіцієнта  $K$  в вузлах сітки на області, а використання середнього значення (0,40) дозволяє отримати лише грубі наближені оцінки.

Сучасні чисельні прогностичні моделі містять, зокрема, інформацію про властивості підстильної поверхні з досить високим горизонтальним дозволом. Крім того, накопичений за останні 15-20 років світовий досвід відкриває можливості більш точного, в порівнянні з [4], розрахунку інтенсивності механічної турбулентності на основі продукції чисельних моделей [9].

Граничний шар модельної атмосфери вважається турбулентним, причому турбулентність в ньому описується класичною теорією турбулентності в стратифікованому шарі. Найважливішою причиною турбулізації пограничного шару є зсув вітру. Турбулентна течія



характеризується наявністю потоків властивостей - кількості руху, тепла і вологи, - розраховуються через турбулентні пульсації. Механічна турбулентність визначається інтенсивністю турбулентних пульсацій вертикальної і горизонтальної складових швидкості частинок; ці ж пульсації визначають і потік кількості руху. Тому доцільно розглядати турбулентний потік кількості руху як характеристику інтенсивності механічної турбулентності [10].

Потік кількості руху у землі  $M$  визначається виразом:

$$M = \rho \cdot C_D \cdot V^2, . \quad (3.5)$$

де  $\rho$  – густина повітря;  $C_D$ – коефіцієнт гальмування повітряного потоку, що залежить, зокрема, від властивостей підстильної поверхні.

Залежно від структури конкретної прогностичної моделі, в ній розраховуються або  $C_D$ , або безпосередньо  $M$ .

Розрахунок механічної турбулентності за вихідними даними численних моделей з використанням формули (3.5), можливий тільки в тому випадку, якщо в моделі виконується розрахунок коефіцієнта гальмування. З наявних в оперативному використанні моделей такий розрахунок виконується тільки в моделі COSMO. Більш примітивний розрахунок механічної турбулентності за допомогою виразу (3.3) можна виконувати, якщо є інформація про характер підстильної поверхні, або, в разі відсутності такої інформації, отримувати наближені оцінки при середньому значенні  $K = 0,4$ . Інший спосіб наближеної оцінки свого часу використовувався в метеослужбі Канади [11, 12].

Використовуючи модельні значення  $C_D$  і значення густини повітря при 1000 гПа за стандартною атмосферою ( $1,3 \text{ кг / м}^3$ ), можна розрахувати потік імпульсу  $M$  і інтенсивність механічної турбулентності в градаціях «слабка», «помірна» і «сильна і дуже сильна». Розрахунки інтенсивності механічної турбулентності і оцінка успішності її прогнозу показали в цілому хороші результати[10], проте, як і слід було очікувати, повторюваність помірною і особливо сильною турбулентності перевищує таку в початкових полях на 20-30%.

Прогноз термічної турбулентності по суті ідентичний прогнозу конвективної хмарності поза фронтальних розділів. При відсутності впливу фронтальних розділів або локальних посилень вітру, що можуть призвести до різкої зміни вертикального розподілу температури і вологості, інтенсивність термічної турбулентності оцінюється за максимальною різницею між температурою на кривій стану ( $T'$ ) і температурою на кривій стратифікації ( $T$ ) в шарі до рівня 400 гПа:

$$\Delta T_{\text{макс}} = T' - T. \quad (3.6)$$

Інтенсивність турбулентності буде слабкою при  $\Delta T_{\text{макс}} = 0-3 \text{ }^\circ\text{C}$ , помірною при  $\Delta T_{\text{макс}} = 4-6 \text{ }^\circ\text{C}$  та сильною при  $\Delta T_{\text{макс}} \geq 7 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Метод прогнозу механічної турбулентності, представлений в [10], спільно з методом прогнозу термічної турбулентності [13] використовується для прогнозу турбулентності на нижніх рівнях як спільного ефекту цих двох видів турбулентності. Поля інтенсивності термічної і механічної турбулентності розраховуються окремо на основі прогностичної продукції чисельної моделі COSMORu7 і потім об'єднуються в такий спосіб: в кожному вузлі модельної сітки градація інтенсивності сумарної турбулентності в нижньому шарі приймається рівною максимуму з двох градацій інтенсивності її складових (термічної і механічної турбулентності).

### **3.4 Синоптико-статистичні методи прогнозу турбулентності ясного неба**

Прогноз турбулентності ясного неба зводиться до визначення в прогностичних полях деяких непрямих ознак, що вказують на підвищену (порівняно з оточенням) ймовірність існування турбулентних зон. Широко поширені в минулому синоптичні методи засновані на виділенні через комплексний аналіз приземних карт погоди та карт баричної топографії різних рівнів, характеру хмарності та наявності фронтів, тих ділянок термобарического поля, в яких виникнення ТЯН найбільш ймовірно. За допомогою висотних карт визначалася форма баричного поля, напрямок і швидкість вітру на висоті польоту, знак адвекції температури та дивергенції течії.

*Синоптико-статистичний метод* прогнозу бовтанки літаків в імовірній формі був запропонований *М.І. Давидовим*. Для кожної синоптичної ситуації визначена ймовірність виникнення бовтанки будь-якої інтенсивності (група I), а також помірної та сильної бовтанки (група II). Різні сполучення простих ознак дозволили одержати комплексні ознаки, за допомогою яких можна визначити ймовірність бовтанки в даному баричному полі на висоті польоту.

Визначення зони ТЯН здійснюють на основі аналізу наступних синоптичних матеріалів:

- а) прогностичних карт баричної топографії і карт струминних течій;
- б) фактичних і прогностичних карт для визначення приземного положення фронтів, баричних центрів і районів циклогенезу;
- в) карт тропопаузи і вертикальних зсувів вітру;

г) аерологічних діаграм з нанесеними даними радіозондування;  
 д) супутникових знімків, що використовуються для визначення положення фронтів, струминних течій, гірських хвиль та інших синоптичних об'єктів над районами з рідкісною мережею спостережень.

З імовірністю 80-90 % слід прогнозувати зони помірної та сильної турбулентності ясного неба (рис. 3.2) при наявності наступних синоптичних ситуацій на прогностичних картах баричної топографії АТ-400, АТ-300 гПа та картах струминної течії:

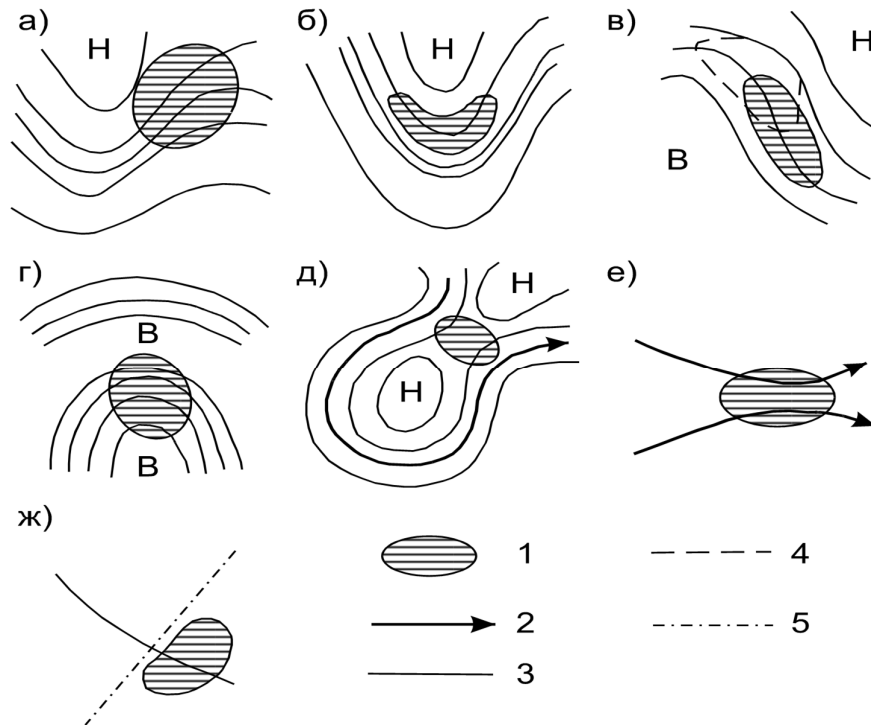


Рис. 3.2. Синоптичні критерії прогнозу ТЯН, що враховують конфігурацію ізогіпс і СТ:  
 1 – зона ТЯН; 2 – вісь СТ; 3 – ізогіпси;  
 4 – ізотахи; 5 – вісь гірського хребта.

а) в передній частині баричної улоговини, дельті ВФЗ (рис. 3.1 а), в області відносно слабкого вітру ближче до антициклонічної кривизни ізогіпси при їх розходженні. В цій зоні часто мають місце значні вертикальні зсуви вітру;

б) на вісі баричної улоговини при наявності СТ (рис. 3.1 б). Зона ТЯН розташовується поблизу (на відстані до 300 км) вісі улоговини з циклонічного боку СТ. Необхідною умовою при цьому є також наявність адвекції холоду та значних горизонтальних градієнтів температури ( $> 2,5 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ км}$ ) на рівні 300 гПа; швидке переміщення улоговини

(> 50 км·год<sup>-1</sup>); сильні горизонтальні зсуви вітру (> 10 м·с<sup>-1</sup> на 100 км) в області найбільшого згущення ізотерм;

в) в тилу улоговини (рис. 3.1 в) при наявності СТ та адвекції холоду в зоні послаблення швидкості вітру за потоком;

г) на вісі баричного гребеня (рис. 3.1 г) при наявності СТ, сильних вертикальних зсувів вітру (> 1,5 м·с<sup>-1</sup> на 100 км), значної швидкості вітру (> 70 км·год<sup>-1</sup>), різкого посилення антициклонічної кривизни СТ;

д) в сідловині при наявності ізольованого центру низького тиску (рис. 3.1 д);

е) в зоні злиття двох СТ (рис. 3.1 е), коли вони знаходяться на відстані не більше 500 км одна від одної;

ж) при перетині СТ гірського хребта (рис. 3.1 ж).

Результати теоретичних досліджень дозволяють виділити наступні, найбільш важливі, для виникнення ТЯН параметри, що характеризують вертикальну структуру потоку.

1. Число Річардсона і його складові:

$$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta^2}, \quad (3.7)$$

де  $\bar{T}$  - середня температура повітря в даному шарі;  $\gamma_a$  і  $\gamma$  - сухо-адіабатичний і дійсний вертикальний градієнт температури повітря, відповідно,  $\beta = |\Delta V / \Delta z|$  - параметр динамічної стійкості (вертикальний зсув вітру). Статистичні дослідження показують, що використання  $Ri$  не дає підвищення успішності прогнозу ТЯН в порівнянні з використанням тільки вертикального зсуву вітру, що може бути пояснене великими помилками в обчисленнях  $Ri$  за даними радіозондування.

2. Характеристика мінливості профілю температури з висотою відображує зміну термічної стійкості з висотою -  $\Delta\gamma = \gamma_1 - \gamma_2$ . Із зростанням кривизни профілю температури імовірність виникнення турбулентних зон зростає.

3. Характеристика мінливості вертикального зсуву вітру з висотою  $\Delta\beta = |(\Delta V / \Delta z)_1 - (\Delta V / \Delta z)_2|$ , що відображає, зокрема, кривизну профілю вітру. Відмічається, що навколо точок перегину профілю вітру при локальних зменшеннях числа  $Ri$  створюються умови для виникнення турбулентних зон.

На основі аналізу умов виникнення зон інтенсивної ТЯН у верхній тропосфері і нижній стратосфері *Г.С. Булдовський* запропонував комплексний параметр:

$$K = \frac{1}{\beta} - 8(\gamma_2 - \gamma_1)^2, \quad (3.8)$$

де  $\gamma_1$  і  $\gamma_2$  - вертикальні градієнти температури відповідно в нижньому і верхньому шарах атмосфери (по відношенню до досліджуваного рівня). Бовтанка вказувалася, якщо  $K < K_{кр} = 1,2$ . При використанні параметра  $K$  для прогнозу зон ТЯН справджуваність прогнозу наявності бовтанки склала 67 %, справджуваність прогнозу її відсутності – 90 %. Підвищення справджуваності прогнозів на 2...3 % вдалося добитися шляхом залучення характеристик горизонтального зсуву вітру вздовж і поперек потоку, при великих значеннях яких може посилюватися розвиток ТЯН.

*С.В. Солонин і О.Г. Богаткин* привели наступні критичні значення метеорологічних параметрів, при яких можна очікувати розвиток ТЯН в стратосфері. Якщо із шести критеріїв турбулентності, визначити які можна за даними температурно-вітрового зондування (швидкість вітру  $25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  і більше, вертикальний градієнт швидкості вітру  $\geq 10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  на 1 км, горизонтальний градієнт швидкості вітру  $\geq 5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  на 100 км, вертикальний зсув напружув  $\geq 15^\circ$  на 1 км, вертикальний градієнт температури  $\geq 7^\circ \text{C}$  на 1 км, горизонтальний градієнт температури повітря  $\geq 2^\circ \text{C}$  на 100 км), одночасно виконується не менше трьох, то в цьому районі слід указувати бовтанку.

Таким чином, розрахункові методи прогнозу бовтанки літаків зводяться до визначення числа Річардсона (Ri) або інших критеріїв, які характеризують турбулентний стан атмосфери.

### 3.5 Сучасні підходи до прогнозування турбулентності ясного неба

В даний час в провідних світових прогностичних центрах прогноз ТЯН дається за допомогою фізико-статистичних залежностей, шляхом розрахунку за вихідними даними прогностичних моделей певних предикторів («індексів САТ»), зв'язок яких з повторюваністю бовтанки літаків доведена статистично. Хоча, з точки зору теорії, найважливішим предиктором тян є число Ri, однак на практиці його ефективність обмежена через низьку точності розрахунку за даними з недостатнім для цієї мети вертикальним дозволом. Поряд з числом Ri використовуються інші параметри, огляд яких дано в [4].

У світових прогностичних центрах: Великобританії УКМО [9], а також в метеослужби США і Канади [14] є програми розрахунку індексів ТЯН. Для практичного використання можна вибрати той метод, який би

забезпечував найкраще поділ випадків наявності і відсутності ТЯН на вибірках фактичних літакових даних про бовтанку.

Інформація про наявність чи відсутність ТЯН витягалася в [10] з даних в кодї AMDAR, що надходять з систем вимірювань, встановлених на літаках, що літають над територією США і Канади. Саме ця техніка вимірює турбулентність в одиницях, визначених Технічним регламентом ВМО [12]. В [2] також дається інтерпретація даних про максимальну і миттєвої EDR (швидкості вихровий дисипації, вимірюваної літаковими пульсаційними датчиками, в термінах «індексу турбулентності» (табл.3.2).

Таблиця 3.2 - Індекс турбулентності, який визначається середнім та максимальним значенням EDR ( $m^{2/3}c^{-1}$ ). Категорії, що відповідають сильної турбулентності позначені сірим кольором[10]

Середні EDR	Максимальні значення EDR							Відсутність показань
	< 0,1	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4-0,5	0,5-0,8	>0,8	
< 0,1	0	1	3	6	10	15	21	
0,1-0,2		2	4	7	11	16	22	
0,2-0,3			5	8	12	17	23	
0,3-0,4				9	13	18	24	
0,4-0,5					14	19	25	
0,5-0,8						20	26	
>0,8							27	
Відсутність показань								28

На підставі цих даних ВМО рекомендує наступні зв'язку індексів спостерігається турбулентності і даних EDR з інтенсивністю ТЯН: турбулентність слід вважати:

- а) сильною, коли індекс турбулентності дорівнює 15-27 (максимальне значення EDR перевищує 0.5);
- б) помірною, коли індекс турбулентності дорівнює 6-14 (максимальне значення EDR задовольняє співвідношенню)  $0.3 < EDR \leq 0.5$ ;
- в) слабкою, коли індекс турбулентності дорівнює 1-5 (максимальне значення EDR одно 0.1-0.3);
- г) нульовою, коли індекс турбулентності дорівнює 0 (максимальне значення EDR <0.1).

З урахуванням малої природного повторюваності ТЯН і її впливу на політ ВС, були відібрані тільки випадки, які стосуються помірної або сильної турбулентності, тобто ті, де дотримувалася умова  $EDR > 0.3$ . Таких

випадків в остаточній вибірці даних AMDAR, рознесених по квадратах сітки об'єктивного аналізу (загальною кількістю 75281), виявилось 1235.

Слід враховувати, що ТЯН - це турбулентність поза зонами активної конвекції, і слід виключити з аналізу квадрати, в яких має місце конвективна нестійкість, хоча б і неглибока. Тому з розгляду виключалися квадрати як з наявністю, так і з відсутністю тьян, якщо в центрі квадрата значення розрахованого рівня нульової плавучості, що інтерпретується як верхня межа конвекції, перевищувало 2 км.

Аналіз даних AMDAR показав, що індекси ТЯН (DVSI - deformation vertical shear index і індекс Даттона), оперативно використовувані в провідних прогностичних центрах, є значущими предикторами підвищеної повторюваності ТЯН і, отже, можуть бути використані в технології виробництва карт SWH і SWM в ГУ «Гідрометцентр Росії». Причому індекс DVSI, який використовується в США і Канаді, показав більш високу інформативність як предиктор ТЯН, в порівнянні з індексом Даттона, Е, використовуваним в УКМО.

Індекс DVSI [11] є результат деформації вітру, його вертикального зсуву і швидкості, що нормалізована на її характерне значення, як це видно з наступних виразів:

$$DVSI = (DEF) \cdot (VS) \cdot \frac{V}{45}, \quad (3.9)$$

де  $DEF$  - деформація вітру, а  $VS$  - вертикальний зсув вітру.

$$DEF = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2}, \quad (3.10)$$

$$VS = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}, \quad (3.11)$$

Авторами [10] був запропонований наступний алгоритм розрахунку карти зон ТЯН в цифровому вигляді.

В якості вихідних даних для розрахунку використовуються прогностичні поля вітру глобальних моделей з кроком  $1.25^\circ$  за широтою та довготою (згідно з вимогами Технічного регламенту ВМО), оперативно функціонують в ГУ «Гідрометцентр Росії»: глобальної спектральної моделі в конфігурації T85L31 і напівлагранжевої глобальної моделі атмосфери ПЛАВ на всіх рівнях, починаючи з 850 гПа.

Протягом останніх чотирьох десятиліть були розроблені різні індекси, які допомагають діагностувати та прогнозувати ймовірність виникнення турбулентності ясного неба (CAT) біля потоку струменя (наприклад, Endlich 1964; Brown 1973; Lee et al., 1984; Ellrod and Knapp 1992; Kaplan et al., 2005). Ці прогностичні показники, як правило, ґрунтуються на змінних, отриманих від даних чисельного прогнозування погоди (NWP).

Статистичний підхід, який розроблений пізніше, використовує постійно оновлювану, зважену регресію десяти з цих діагностик, відомий як "графічна турбулентність-2" (GTG2) (Sharman et al., 2006). Діагностика, що використовується в GTG2, постійно забезпечує найкращу загальну продуктивність. Сьогодні у типовому центрі авіаційного прогнозування інженери використовують "набір інструментів", що складається з багатьох, якщо не всіх цих діагностичних індивідуальних показників турбулентності ясного неба, а також поєднуються в межах GTG2 разом з PIREP в реальному часі [15].

Індекси CAT, засновані на даних чисельних прогнозів погоди або аерологічних даних намагаються охопити процеси мезомасштабу (10-100 км), які створюють метеорологічні умови, що сприяють виникненню турбулентності на підсіточних масштабах, яка впливає на повітряні судна. В додаток до проблем, пов'язаних з масштабом, багато індексів враховують деякі, але не всі механізми, що утворюють CAT відповідно до поточних обставин. Наприклад, більшість з них не враховують турбулентність, викликану гірськими хвилями. Крім цього, існує давно помічений зв'язок між гребнями верхнього рівня і CAT (наприклад, Лестер 1994). Нокс (1997) звернув увагу на проблеми із застосуванням різних індексів CAT в сильних антициклонічних потоках. У таких ситуаціях діагностика на основі деформації (наприклад, Brown 1973; Ellrod and Knapp 1992) може помилково передбачити CAT або передбачити її за неправильними причинами, зв'язавши деформацію з фронтогенезом. Крім того, Нокс (1997) показав, що при яскраво вираженому антициклонічному горизонтальному зсуві та кривизні, асоціативний вертикальний зсув вітру домінує з геострофічним вертикальним зсувом вітру, що веде до великих зсувів у гребні і, отже, до більшої ймовірності нестабільності Кельвіна-Гельмгольца (КНІ). У найбільш сильних антициклонічних полях CAT може також бути пов'язана з інерційною нестабільністю (Кнох 2003) та / або генерацією сили тяжіння за допомогою цієї нестабільності (O'Sullivan 1993).

Взагалі, результати аналізу Нокса (1997) показали, що діагностика на основі деформацій може бути покращена шляхом включення параметра, відповідного для динаміки антициклонічного потоку. Одним з таких параметрів є тенденція до дивергенції, яка часто буває великою в двох випадках пов'язаних з CAT: сильними хребтами, а також циклонічними



областями, що не мають квазігеострофічного (QG) або градієнтного балансу. На основі масштабного аналізу теорії спонтанного дисбалансу Лейгтілл- Форда, Knoxetal. (2008) забезпечив фізичний зв'язок між деформацією та тенденцією дивергенції при спонтанній генерації сили тяжіння, сприятливої для САТ. При оцінці шести параметрів діагностики САТ МакКенн (2001) виявив найвищу кореляцію між тенденцією дивергенції та САТ серед шести оцінених параметрів. Ці висновки можуть пояснити, чому діагностика на основі деформацій, таких як ТІ, може бути успішною навіть у несформованих ситуаціях, враховуючи регіони генерації гравітаційних хвиль.

Версії ТІ були впроваджені підрозділами оперативного авіаційного прогнозування в усьому світі, у тому числі Національний центр океану та атмосфери (NOAA), авіаційний погодні центр (AWC) (Behn 2008), Агенство повітряного судноплавства (Брукс та Одер, 2004), Метеорологічне відділення в Великобританія (Turp і Gill 2008) та Канадський метеорологічний центр (TurcotteandVerret 1999). ТІ також є одним з десяти діагностичних показників, що використовуються GTG2 (Sharmanetal., 2006). ТІ користується популярністю завдяки своїй хорошій забезпечуваності (Brownetal., 2000), його обчислювальних швидкостей та легкої реалізації у прогнозуванні. Однак у світлі недоліків, описаних раніше, бажано застосовувати більш універсальний і надійний діагностичний індекс. Пропонована зміна ТІ полягає в тому, щоб додати проксі-термін для тенденції розходимості для врахування САТ в ситуаціях мінливої дивергенції, пов'язаної з антициклонічним потоком (як з зсувом, так і кривизною), і в циклонічних областях, які не перебувають в градієнтній рівновазі.

### *Література*

1. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія. Конспект лекцій Одеса: ОДЕКУ, 2019. – 136 с.
2. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М.: ТриадаЛТД, 2016. 312 с.
3. Lee, D. R., R. S. Stull, and W. S. Irvine, Clear air turbulence forecasting techniques. Air Weather Service Tech. Note AFGWC/TN-79/001 (REV), Air Force Global Weather Central, Offutt AFB, NE, - 1984: - 16 pp.
4. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации (ред. Абрамович К.Г., Васильев А.А.), 1985, Л., Гидрометеиздат, 301 с.
5. Пинус Н.З., 1971: Физическая модель турбулентности ясного неба. Метеорологияи гидрология, №6, с. 57-66
6. Dutton M.J.O., 1980: Probability forecasting of clear air turbulence based on numerical model output. Meteorol. Mag., vol.109, p. 293-310
7. Ellrod G.P., Knapp D.I., 1992: An objective clear-air turbulence forecasting technique: verification and operational use. Weather and Forecasting, vol.7, p. 150-165.

8. Шакина Н.П. Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 307 с.
9. Doms G., Förstner J., Heise E. et al. A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part II: Physical parameterization. DWD, Offenbach, Germany, 2011.
10. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Прогноз механической турбулентности в нижнем слое атмосферы для авиации // Труды Гидрометеорологического Научно-Исследовательского Центра России, 2017, № 364, С. 20-37.
11. *Turcotte M.F.* Aviation weather web site (AWWS) // 11th Conf. Aviation, Range, and Aerospace Meteorol., 4-8 Oct. 2004, Hyannis, MA, USA.
12. [www.caem.wmo.int/pdf/turbulence/mechanicalturbulence.pdf](http://www.caem.wmo.int/pdf/turbulence/mechanicalturbulence.pdf)
13. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н. Прогноз термической турбулентности в пограничном слое для авиации // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 363. С. 78-100.
14. *Dyer A.* A review of flux-profile relations // Bound. Layer Meteorol. 1974. Vol. 1. P. 363-372.
15. Міщенко Н.М., Романенко С.Е., Шанюк О.В. Просторово-часова структура зон турбулентності ясного неба високої інтенсивності // Фізична географія та геоморфологія, 2018. Вип. 2 (90). С. 76-83
16. Advisory Circular Clear Air Turbulence Avoidance // U.S. Department of Transportation Federal Aviation Administration - Date: 3/22/16 AC No: 00-30C - спосіб доступу: <https://www.faa.gov/documentLibrary/media/AdvisoryCircular/AC00-30C.pdf>.
17. Gary P. Ellrod, John A. Knox Improvements to an Operational Clear-Air Turbulence Diagnostic Index by Addition of a Divergence Trend Term // AMS Journal Online/ – 2010. – спосіб доступу: <http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/2009WAF2222290.1>
18. Sinclair, P.C., P.M. Kuhn. Infrared Detection of High Altitude Clear Air Turbulence, USA, Tech Note 205, Dec 91.

Лабораторна робота:

## **ДІАГНОЗ І ПРОГНОЗ АТМОСФЕРНОЇ ТУРБУЛЕНТНОСТІ, ЯКА ВИКЛИКАЄ БОВТАНКУ ЛІТАКІВ**

*Мета роботи:* ознайомитися з методами визначення зон інтенсивної турбулентності, які викликають бовтанку літаків; набути практичних навиків розпізнавання зон бовтанки за даними температурно-вітрового зондування атмосфери.

Для визначення можливості зустрічі з турбулентними зонами на заданому ешелоні польоту доцільно використовувати інший метод – метод комплексу критеріїв. Цей метод полягає в наступному. Якщо із шести критеріїв турбулентності, визначити які можна за даними температурно-вітрового зондування (швидкість вітру  $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і більше, вертикальний градієнт швидкості вітру  $\geq 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  на 1 км, горизонтальний градієнт швидкості вітру  $\geq 5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  на 100 км, вертикальний зсув напружув вітру  $\geq 15^\circ$  на 1 км, вертикальний градієнт температури  $\geq 7^\circ\text{C}$  на 1 км, горизонтальний

градієнт температури повітря  $\geq 2$  °С на 100 км), одночасно виконується не менше трьох, то в цьому районі слід указувати бовтанку.

Перед визначенням зон бовтанки методом комплексу критеріїв необхідно поділити маршрут польоту на ділянки довжиною 300-400 км, прийнявши за вузлові точки пункти, в яких виконується температурно-вітрове зондування атмосфери. Потім за даними зондування розрахувати вертикальні та горизонтальні градієнти температури і вітру для кожної ділянки траси на ешелоні польоту та оцінити швидкість вітру на заданій висоті. В залежності від кількості параметрів, значення яких перевищують критичні, дається прогноз бовтанки літаків на заданому рівні.

Таблиця 3.3 - Імовірність бовтанки літаків при різних синоптичних ситуаціях

Номер ознаки	Тип синоптичної ситуації	Бовтанка будь-якої інтенсивності (група I)	Помірна та сильна бовтанка (група II)
1	А. Для швидкості $\geq 90$ км·год <sup>-1</sup>	0,54	0,26
	Циклонічна частина течії	0,61	0,33
	2 Антициклонічна частина течії	0,51	0,23
	3 Вісь течії	0,28	0,07
	4 Гребінь в течії	0,75	0,41
	5 Улоговина в течії	0,51	0,26
6	Прямолінійна течія	0,50	0,23
	Б. Для швидкості $< 90$ км·год <sup>-1</sup>	0,35	0,12
	7 Гребінь	0,39	0,11
8 Улоговина	0,43	0,20	
9 Прямолінійна течія	0,31	0,10	
10	В. Для всіх значень швидкості	0,41	0,16
	Збіжність або розбіжність ізогіпс	0,51	0,21
11	Відсутність збіжності або розбіжності	0,37	0,15

#### Контрольні запитання

1. Що зветься бовтанкою літаків?
2. Які причини призводять до збурення атмосфери, що викликає бовтанку літаків?
3. При яких синоптичних ситуаціях бовтанка літаків спостерігається найбільш часто?
4. Які критерії використовуються для діагнозу та прогнозу бовтанки?

5. Які методи прогнозу бовтанки літаків використовуються в оперативній практиці?

Таблиця 3.4 - Імовірність бовтанки літаків в залежності від сполучення простих ознак

Номер складної ознаки	Сполучення простих ознак	Імовірність бовтанки, %	Сполучення простих ознак	Імовірність бовтанки, %
	<b>ГРУПА I</b>		<b>ГРУПА II</b>	
1	1, 4, 10	90	1, 4, 10	90
2	2, 4, 10	87	1, 4, 10	87
3	1, 4, 11	85	2, 4, 10	59
4	2, 4, 11	79	1, 5, 10	58
5	1, 5, 10	77	1, 6, 10	51
6	1, 6, 10	77	2, 4, 11	50
7	1, 4, 10	72	1, 5, 11	49
8	2, 5, 10	69	2, 5, 10	48
9	2, 6, 10	69	1, 6, 11	41
10	1, 5, 11	67	2, 5, 11	40
11	1, 6, 11	66	2, 6, 10	39
12	3, 4, 11	59	2, 6, 11	30
13	2, 5, 11	54	3, 4, 10	28
14	8, 10	53	8, 10	25
15	1, 6, 11	49	3, 5, 10	23
16	7, 10	48	3, 4, 11	20
17	3, 6, 10	45	8, 11	17
18	3, 5, 10	41	7, 10	15
19	9, 10	41	3, 5, 11	15
20	8, 11	37	3, 6, 10	14
21	7, 11	34	9, 10	13
22	3, 5, 11	33	7, 11	10
23	3, 6, 11	32	9, 11	9
24	9, 11	27	3, 6, 11	9

*Вихідні матеріали*

1. Аеросиноптичний матеріал із Навчального авіаційного метеорологічного атласу чи АРМСину (автоматизованого робочого місця синоптика). Маршрут, пункт зльоту та посадки задаються викладачем.

2. Листи міліметрового паперу та кальки.

### *Завдання*

1. Маршрут польоту (попередньо перенести на кальку з баричним полем) розділити на ділянки протяжністю 300..400 км і для кожної ділянки визначити можливість виникнення бовтанки методом комплексу критеріїв і синоптико-статистичним методом М.І. Давидова.

2. Для декількох ділянок маршруту визначити шари з можливою бовтанкою графічним методом (рис. 10.1–10.3). Позначити зони бовтанки за числом Річардсона, вважаючи  $R_i = 0,25$ .

3. Виявити та обґрунтувати зони ТЯН за всіма методами.

### *Методичні вказівки*

1. Для кожної ділянки траси довжиною 300-400 км скласти прогноз бовтанки літаків методом комплексу критеріїв. При цьому для кожної ділянки визначити параметри, які зазначені в табл. 3.3. Вертикальні градієнти зазначених параметрів визначити в шарах 400...300 та 300...200 гПа для одних і тих же точок маршруту і в подальшому використовувати найбільші значення. Усі параметри порівняти з критичними. Якщо на якій-небудь ділянці одночасно виконуються умови трьох і більше критеріїв (фактичні значення градієнтів більші критичних), то для цих ділянок маршруту слід вказувати бовтанку.

2. На аркуші міліметрового паперу накреслити сітку, необхідну для прогнозу бовтанки літаків графічним методом. Для цього користуватися масштабом: по вертикалі 1 см – 1 км, по горизонталі 1 см –  $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  – для швидкості вітру;  $3 \text{ }^\circ\text{C}$  – для напрямку вітру і  $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$  – для температури повітря. У випадку дуже великих змін напрямку вітру і температури в шарі від землі до висоти польоту горизонтальний масштаб можна змінити, але відношення масштабів повинно залишатися постійним. Похилі лінії сітки проводяться з таким розрахунком, щоб кут їх нахилу до горизонтальної вісі складав  $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  на 1 км;  $15^\circ$  на 1 км і  $7 \text{ }^\circ\text{C}$  на 1 км.

Після викреслювання сітки на цей же лист за даними приземної карти і карт баричної топографії АТ-850, АТ-700, АТ-500, АТ-400, АТ-300 нанести вертикальні профілі швидкості вітру, напрямку вітру і температури повітря для пунктів вильоту і посадки.

Порівняти кут нахилу стандартних ліній сітки та реальних профілів температури і вітру, виділити шари можливої бовтанки літаків. Ці шари будуть спостерігатися на тих висотах, на яких кут нахилу фактичного розподілу параметрів атмосфери з горизонтальною віссю буде менший за кут нахилу стандартних ліній сітки. На окремому аркуші скласти аналіз отриманих результатів.

3. Для прогнозу бовтанки *синоптико-статистичним методом М.І. Давидова* необхідно для кожної ділянки визначити прості синоптичні

ознаки (табл. 3.1) тієї синоптичної ситуації, в якій буде проходити політ на ешелоні, і за комплексом простих ознак зробити висновок про імовірність бовтанки будь-якої інтенсивності (група I), а також помірної та сильної бовтанки (група II). Імовірність бовтанки представлена в табл. 3.4. Результати аналізу занести до табл. 3.5.

Таблиця 3.5 – Прогноз атмосферної турбулентності методом комплексу критеріїв

Маршрут \_\_\_\_\_ Карта АТ за \_\_\_\_\_

Параметри турбулентності	Критичні значення	Номер ділянки маршруту		
		1	2	3
Швидкість вітру, м·с <sup>-1</sup>	25			
Вертикальний градієнт швидкості вітру, м·с <sup>-1</sup> на 1 км	10			
Вертикальний градієнт температури, °С на 1 км	7			
Вертикальний градієнт напрямку вітру, ° на 1 км	15			
Горизонтальний градієнт швидкості вітру, м·с <sup>-1</sup> на 100 км	5			
Горизонтальний градієнт температури, °С на 100км	2			
Прогноз бовтанки методом комплексу критеріїв				
Прості ознаки синоптичної ситуації				
Імовірність бовтанки групи I групи II				

4. Для прогнозу бовтанки за методом Булдовського Г.С. розрахувати вертикальний зсув вітру ( $\Delta u/\Delta z$ ) та вертикальний градієнт температури  $\gamma$  в шарах товщиною 200...1000 м. За цими параметрами з графіка (рис.3.3) визначають імовірність турбулентності  $P_1$ . Іншими словами визначають зв'язок імовірності турбулентності з параметрами, які характеризують гідродинамічну нестійкість основної течії, що переважає в атмосфері.

Розрахувати значення  $\Delta\gamma = \gamma_2 - \gamma_1$  і  $\Delta \left| \frac{\Delta \vec{u}}{\Delta z} \right| = \left| \frac{\Delta \vec{u}}{\Delta z} \right|_2 - \left| \frac{\Delta \vec{u}}{\Delta z} \right|_1$ , у вигляді різниці градієнтів у двох суміжних шарах, і на графіку (рис. 3.3) визначити

імовірність  $P_2$ , тобто додатковий ефект вторинної нестійкості гребенів хвиль.

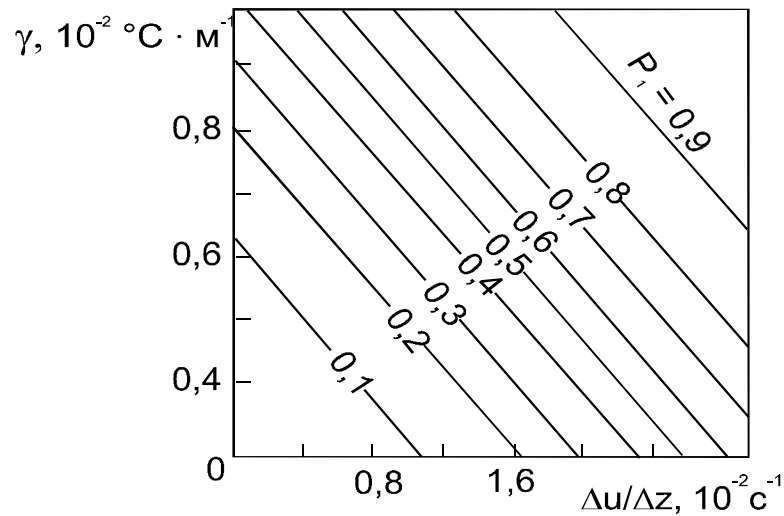


Рис. 3.3. Залежність імовірності турбулентності  $P_1$  від вертикального зсуву вектора вітру  $\Delta u / \Delta z$  і вертикального градієнта температури  $\gamma$ .

Вертикальний градієнт температури розраховується за формулою:

$$\gamma = \frac{T_i - T_{i+1}}{\Delta z},$$

вертикальний зсув вітру :

$$\left| \frac{\Delta \vec{u}}{\Delta z} \right| = \frac{\sqrt{(u_{i+1} - u_i)^2 + (v_{i+1} - v_i)^2}}{\Delta z},$$

де  $T_i$ ,  $u_i$ ,  $v_i$ ,  $T_{i+1}$ ,  $u_{i+1}$ ,  $v_{i+1}$  - температура і складові швидкості вітру на рівнях, що знаходяться нижче  $z_i$  та вище  $z_{i+1}$ ;  $\Delta z$  - товщина шару  $z_{i+1} - z_i$ , яка повинна задовольняти умові  $200 \leq \Delta z \leq 1000$  м.

Складові швидкості вітру розраховуються за формулами:

$$v = u_i \cos(270^\circ - dd_i), \quad u = u_i \sin(270^\circ - dd_i),$$

де  $u_i$  і  $dd_i$  - відповідно швидкість та напрям вітру на  $i$ -му рівні.

Розрахунок числа Річардсона (Ri) відбувається за формулою:

$$Ri = \frac{1962}{(T_i + T_{i+1} + 546)} \frac{\left(1 - \frac{T_i - T_{i+1}}{\Delta z}\right) (\Delta z)^2}{\sqrt{(v_{i+1} - v_i)^2 + (u_{i+1} - u_i)^2}},$$

де  $T_i$  та  $T_{i+1}$  задаються в градусах Цельсія,  $\Delta z$  – в сотнях метрів.

Значення  $\gamma$ ,  $\left|\frac{\Delta \bar{u}}{\Delta z}\right|$  та  $Ri$  відносяться до середини шару, який знаходиться між рівнями  $z_i$  та  $z_{i+1}$ . За рис. 3.4 уточнюють імовірність турбулентності  $P$  на основі вже отриманих імовірностей  $P_1$  і  $P_2$ .

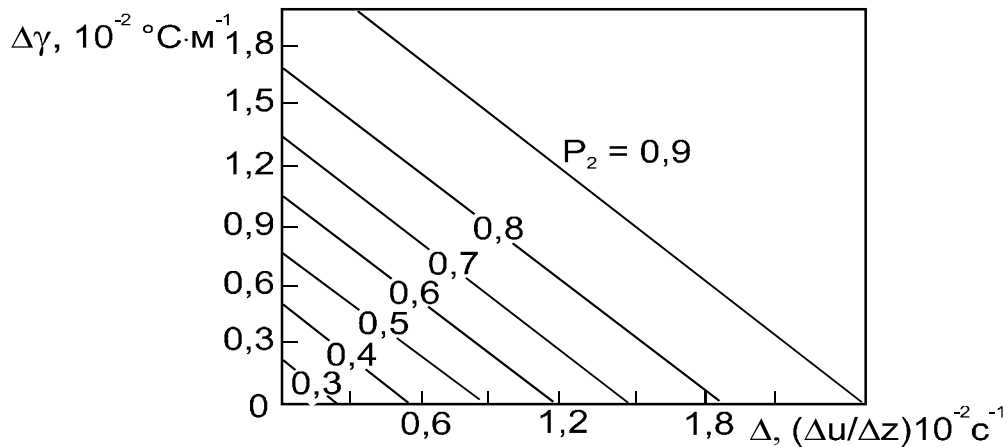


Рис. 3.4. Залежність імовірності турбулентності  $P_2$  від кривизни вертикальних профілів вітру і температури.

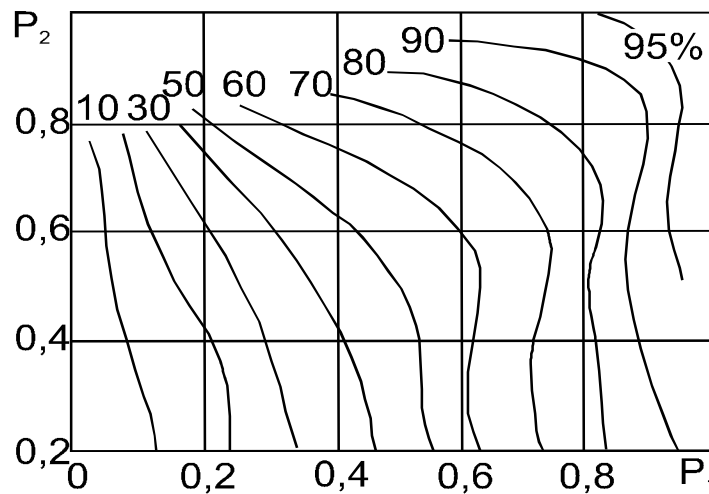


Рис. 3.5. Визначення імовірності виникнення турбулентності за значеннями  $P_1$  і  $P_2$ .



5. На основі аналізу прогностичних карт баричної топографії АТ-400, АТ-300 гПа та карти струминної течії знайти зони помірної та сильної турбулентності імовірністю 80...90 % за допомогою рис. 3.2.

*Звітні матеріали*

1. Виділені зони бовтанки літаків (аркуш міліметрового паперу).
2. Калька маршруту польоту із вказівкою зон бовтанки.
3. Табл. 3.3 з результатами прогнозу.
4. Аналіз результатів прогнозу бовтанки в зошиті. При цьому вказати:
  - імовірність бовтанки на різних ділянках;
  - ознаки, що обумовили бовтанку;
  - висоти, на яких бовтанка можлива і за якими критеріями (графічний метод), для ділянок зльоту та посадки.

## 4 ПРОГНОЗ ОБЛЕДЕНІННЯ ЛІТАКІВ

### 4.1 Причини обледеніння повітряних суден

До небезпечних для польотів метеорологічних явищ відносяться **обледеніння** повітряних суден і **ожеледь**.

Як відомо [1], сучасні літаки, вертольоти та гелікоптери обладнані системами, що спрямовані проти обледеніння. Але при забезпеченні безпеки польотів постійно треба враховувати можливість відкладення льоду на ПС під час польоту. Зліт і посадка літаків ускладнюються при відкладенні льоду на ЗПС. Ожеледь зменшує зчеплення коліс з поверхнею ЗПС, із-за чого порушується безпека цих етапів польоту.

**Обледеніння ПС** - явище, при якому літальний апарат під час польоту або стоянки на аеродромі покривається шаром льоду.

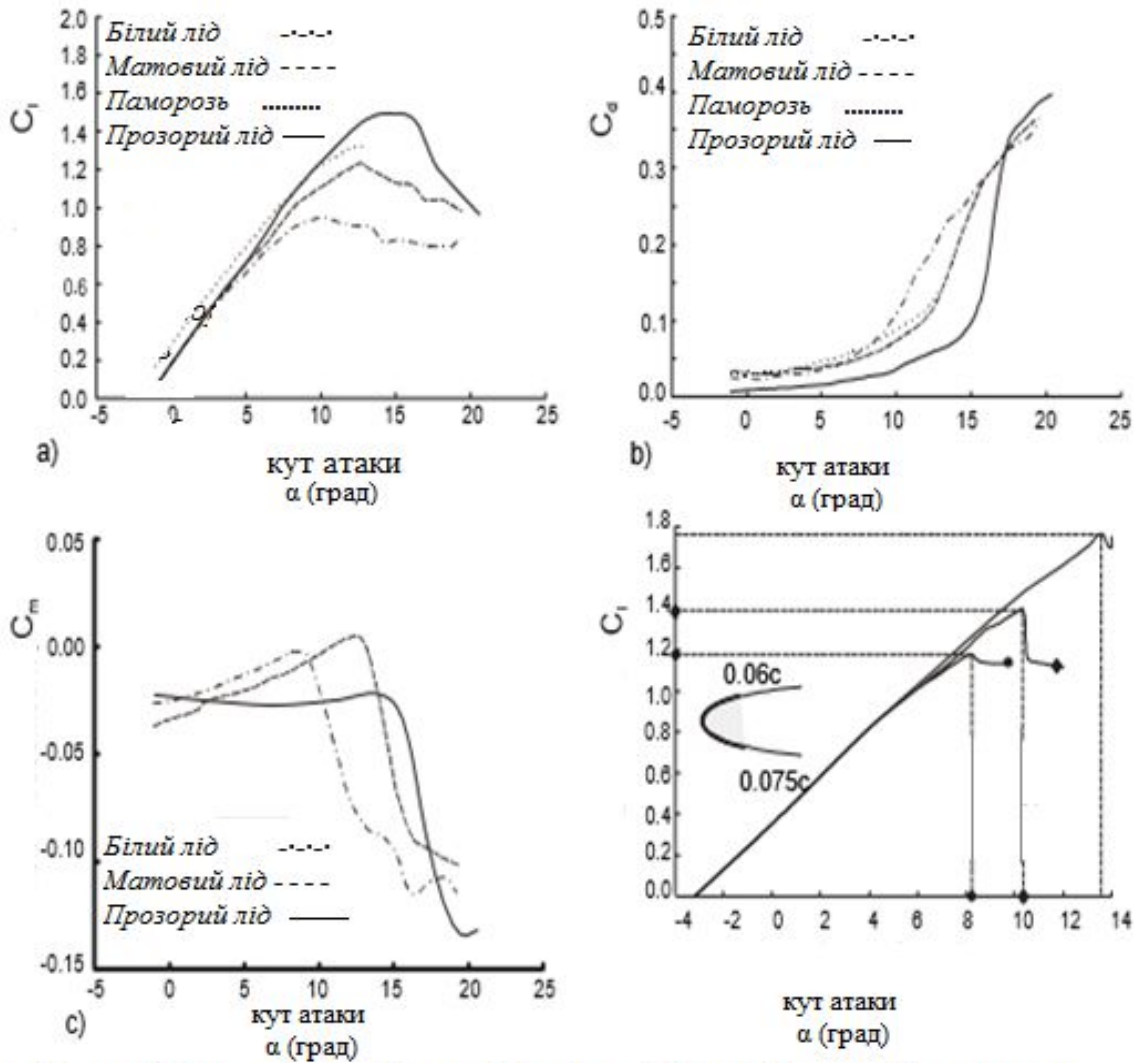
Обледеніння приводить до збільшення ваги ПС і витрати пального, до зменшення тяги двигунів. Лід на склі кабіни пілотів погіршує умови огляду, ускладнює заходження ПС на посадку. Внаслідок обледеніння зовнішніх антен порушується радіозв'язок. Головна небезпека при обледенінні в тому, що порушуються аеродинамічні якості літальних апаратів (рис. 4.1). Обледеніння зазнають, в основному, носові (лобові) частини літака. При цьому порушується форма профілю обтікання, появляються нерівності на його поверхні, що впливає на політ літака через зростання опору. Найбільшу частку цього опору (70...80 %) викликає обледеніння крил та оперення.

При горизонтальному польоті гелікоптера в умовах обледеніння лід наростає на лопатах несучого та хвостового гвинтів, стабілізаторі, шасі, лобової частини кабіни. Найбільшу небезпеку складає обледеніння гвинтів, тому що збільшується навантаження на лопаті, що, в свою чергу, порушує рівновагу двигуна і утворює сильну вібрацію.

Обледеніння повітрязабірників загрожує небезпекою пошкодження елементів конструкції двигунів; попадання певної кількості льоду в компресор деяких типів газотурбінних двигунів призводить до їх самовільного виключення. У реактивних двигунів к обмерзанню найбільше схильні їх вхідні пристрої, які іноді можуть обмерзати і при невеликій плюсовій температурі повітря. Сприятливі умови для цього створюються при роботі двигунів на землі, а також при наборі висоти з невеликою швидкістю при високих оборотах двигуна.

Чутливість до обмерзання різних типів літаків і вертольотів неоднакова. Найбільш схильні до обмерзання літаки з поршневиими і

турбогвинтовими двигунами, повітряні швидкості і стеля польоту яких відносно невеликі, і вертольоти з поршневіми двигунами. Сучасні реактивні літаки з великими дозвуковими і особливо надзвуковими швидкостями менш уразливі до обмерзання. Однак в режимах зльоту і набору висоти, зниження і посадки, виконуваних зі швидкостями набагато менше крейсерських, вони також піддаються обмерзанняю.



$C_l$  - коефіцієнт підйимальної сили;  $C_m$  - коефіцієнт інерції;  $C_d$  - коефіцієнт лобового опору

Рис. 4.1. Деградація аеродинамічних показників [3]

Обмерзання повітряних суден під час стоянки на землі представляє велику небезпеку для зльоту, особливо якщо в нижніх шарах атмосфери є хмари, що містять переохоложені краплі: при попаданні в такі хмари

обмерзле на землі судно починає інтенсивно обледеневати, що може привести до аварійної ситуації.

Лід на літаку відкладається в результаті замерзання крапель води (хмар, туману, мряки, дощу), що осідають на його поверхню, або внаслідок сублімації водяної пари. В обох випадках температура поверхні літака повинна бути від'ємною. Теоретичне доведено, що суттєве сублімаційне обледеніння неможливе, та основною причиною обледеніння літака є замерзання переохолоджених крапель води, які стикаються об його поверхню. Багаторічна льотна практика показала, що інтенсивне і небезпечне обледеніння може бути тільки при польоті в зоні переохолоджених крапель води. На відміну від великих обсягів води, що мають плоску поверхню, для крапель температура  $0^{\circ}\text{C}$  не є температурою замерзання. Пояснюється це тим, що поверхневий натяг краплі, який створює деякий додатковий тиск, знижує температуру її замерзання. Згідно зі спостереженнями та експериментів, рідкі краплі в атмосфері можуть існувати у великому діапазоні негативних температур, нижньою межею яких вважається температура  $-40^{\circ}\text{C}$ . Чим менше радіус краплі, тим нижче температура її замерзання. Але в цілому ймовірність існування переохолоджених крапель в хмарах зменшується з пониженням температури.

Обледеніння ПС відбувається в хмарах, що знаходяться в шарі від поверхні землі до висоти 2-3 км. При від'ємних температурах найбільш імовірно обледеніння в водяних хмарах. В мішаних хмарах обледеніння залежить від водності. У внутрішньомасових шаруватих і шарувато-дошових хмарах при температурах від  $0$  до  $-10^{\circ}\text{C}$  майже завжди спостерігається обледеніння. Ці хмари розташовуються під шарами інверсії і мають значну водність біля верхньої межі хмарності.

У фронтальній хмарності найбільш інтенсивне обледеніння ПС відбувається в купчасто-дошових хмарах холодних фронтів. В шарувато-дошових і високошаруватих хмарах теплому фронту інтенсивне обледеніння спостерігається, якщо випадають слабкі опади або зовсім не випадають; а при сильних облогових опадах на теплому фронті імовірність обледеніння дуже мала. Найбільш інтенсивне обледеніння може відбуватися при польоті під хмарами в зоні переохолодженого дощу і/або мряки. В хмарах верхнього ярусу обледеніння мало імовірно, але можливе інтенсивне обледеніння в Cs, Cc, якщо вони залишились після руйнування грозових хмар. Обледеніння можливе при температурі від  $+5$  до  $-50^{\circ}\text{C}$  в хмарах, тумані, опадах. Найчастіше обледеніння ПС спостерігається при температурі повітря від  $0$  до  $-20^{\circ}\text{C}$ , особливо від  $0$  до  $-10^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.2).

*Обледеніння відбувається внаслідок таких причин:*

1. Сублімації водяної пари на поверхні ПС. Це відбувається при швидкому зниженні ПС з більш холодних шарів атмосфери в більш теплі нижні шари або при вході в шар інверсії. В такому випадку утворюється слабкий наліт інею.

2. Замерзання переохолоджених крапель на поверхні ПС. Це основна причина обледеніння літаків з газотурбінними двигунами. Осаджування крапель залежить від швидкості польоту.

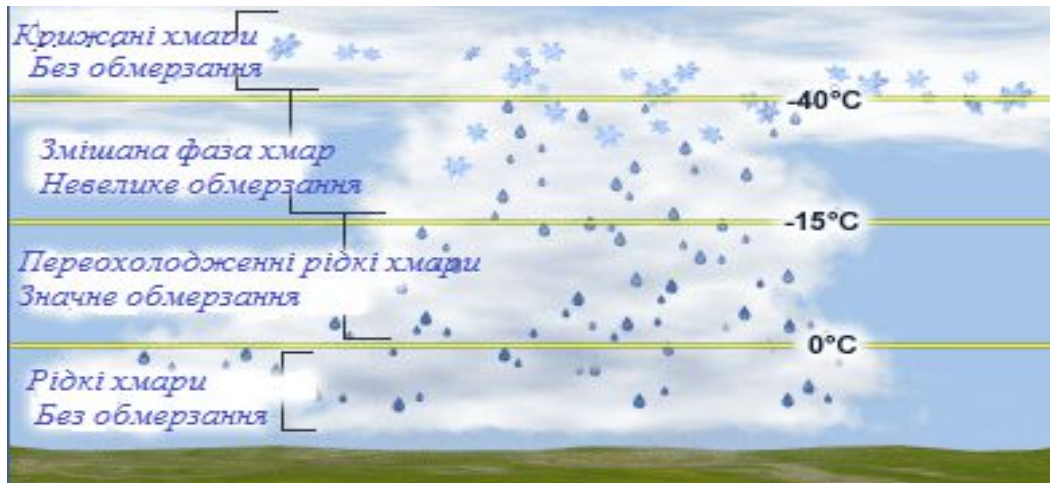


Рис. 4.2. Схема зміни фазового стану хмар [3]

Відкладення льоду в польоті залежать від мікроструктури хмар, виду опадів, температури і режиму польоту. За своїм характером відкладення можуть бути у вигляді льоду, паморозі та інею. Лід буває прозорим, матовим (напівпрозорим, мішаним), білим (рис. 4.3).

*Прозорий лід* утворюється при польоті в хмарах, що складаються лише з великих переохолоджених крапель, або під хмарами в зоні переохолодженого дощу при температурі від  $0$  до  $-10^{\circ}\text{C}$ .

*Матовий лід* виникає при польоті в мішаних хмарах, які складаються з великої кількості дрібних і великих крапель, а також з кристаликів льоду і сніжинок. Таке відкладення льоду виникає частіш за все при температурі від  $-6$  до  $-10^{\circ}\text{C}$  і є найбільш небезпечним видом обледеніння.

*Білий лід* виникає внаслідок замерзання дрібних крапель при температурі нижче  $-10^{\circ}\text{C}$ . Такий вид обледеніння буває в хмарах, які складаються з однорідних дрібних крапель.

*Паморозь* утворюється при польоті в хмарах при температурі значно нижчій за  $-10^{\circ}\text{C}$ . Паморозь виникає при замерзанні дрібних крапель разом з кристаликами льоду.

*Іній* виникає внаслідок сублімації водяної пари.

При аналізі і прогнозі умов обледеніння повітряних суден необхідно враховувати не тільки стан атмосфери, а й особливості конструкції ПС, його швидкість і тривалість польоту.

Процес відкладення льоду на літаку в загальному вигляді представляється наступним чином. У незбуреному прямолінійному потоці повітря переохолоджені краплі води, які знаходяться на рівні польоту, рухаються по траєкторіях, що збігається з лініями току. Перед поверхнею крила літака, де лінії току згинаються, краплі по інерції намагаються зберегти прямолінійний рух, тому їх траєкторії відхиляються від ліній току в сторону крила. В результаті деяка частина крапель осідає на крилі. Сила інерції крапель тим більше, чим більше їх маса.



Рис. 4.3. Форми обледеніння [3]



Відповідно, чим більше краплі, тим більше їх стикається з лобовою частиною крила. Чим більше переохолоджена крапля і чим менше її розміри, тим швидше відбувається її повне замерзання. У більших крапель частина води перед повним замерзанням зноситься повітряним потоком назад по поверхні літака (рис. 4.4).

Ступінь небезпеки обледеніння можна оцінити за швидкістю наростання льоду. Характеристикою швидкості наростання є *інтенсивність* обледеніння  $I$  (мм/хв). По інтенсивності розрізняють обледеніння слабе ( $I \leq 0,5$  мм/хв), помірне ( $I = 0,6 \dots 1,0$  мм/хв), сильне ( $I > 1,0$  мм/хв).

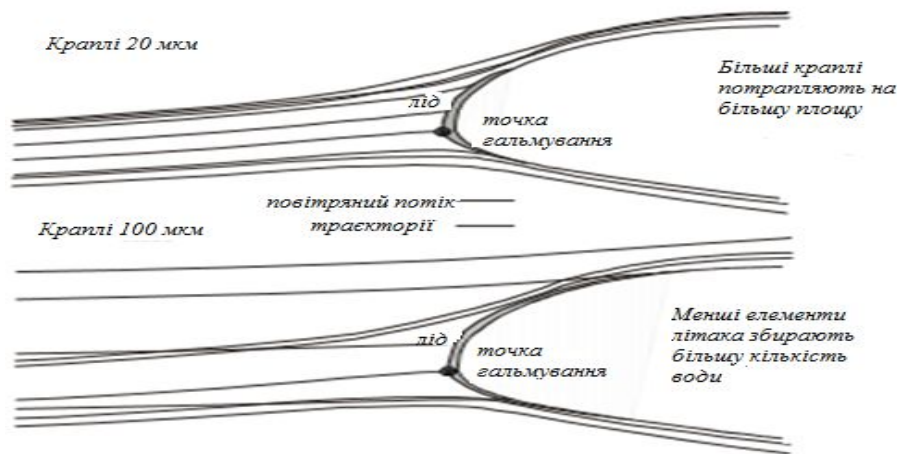


Рис. 4.4. Схема обтікання профілю крила повітряним потоком, що містить переохоложені краплі різного розміру [3]

Інтенсивність обледеніння відзначається відношенням:

$$I = 1,67 \cdot 10^{-2} \frac{wVE(r)\beta}{\rho_l}, \quad (4.1)$$

де  $w$  – водність хмар, %;  $V$  – повітряна швидкість літака, км-год<sup>-1</sup>;  $\rho_l$  – густина льоду, кг·м<sup>-3</sup>;  $E(r)$  – інтегральний коефіцієнт осідання (захвату) крапель;  $r$  – радіус крапель,  $\beta$  – коефіцієнт намерзання. Інтегральний коефіцієнт осідання це відношення маси води, що фактично осіла на літак, до всієї її маси, що осіла б при відсутності скривлення траєкторій крапель води під час обтіканні літака потоком повітря. Коефіцієнт намерзання це відношення маси льоду, що наростає, до маси води, що осіла протягом того ж часу до тієї ж поверхні. При температурі повітря нижче  $-5$  °С коефіцієнт намерзання змінюється незначно і дорівнює приблизно 1.

Для літаків з поршневіми двигунами небезпечне обледеніння навіть товщиною 3...4 мм, і його інтенсивність розраховується як:  $I = 10^{-6} wV$ .

#### 4.2 Метеорологічні і синоптичні умови обледеніння

Синоптичні умови, які сприяють обледенінню, в першу чергу пов'язані з розвитком фронтальної хмарності [4]. У фронтальних хмарах імовірність помірного і сильного обледеніння в декілька разів вища порівняно з обледенінням у внутрішньомасових хмарах (51 % в зоні фронту і 18 % в однорідній повітряній масі, відповідно). Імовірність сильного обледеніння в зонах холодних фронтів становить 18 % і відмічається у вузькій смузі шириною 150...200 км вздовж лінії фронту біля поверхні землі. В зоні активних теплих фронтів сильне обледеніння спостерігається в 300...500 км від лінії фронту, його імовірність – 19 %.

Повторюваність обледеніння в осінньо-зимовий період більш велика, і на різних висотах вона різна. Так, взимку при польотах на висотах до 3000 м обледеніння спостерігається в більш, ніж 50 % випадків, а на висотах більше 6000 м зменшується до 20 %. Влітку до висот 3000 м обледеніння не виникає, а при польотах на висотах більше 6000 м становить 60 % і більш.

При прогнозі обледеніння також необхідно враховувати стан і еволюцію хмар, стан повітряної маси. Імовірність обледеніння в хмарах в першу чергу пов'язана з температурою оточуючого повітря  $T$  - одним з основних факторів, що визначає водність хмар. Додаткову інформацію про можливість обледеніння несуть дані про дефіцит точки роси ( $T - T_d$ ) і характер адвекції в хмарах. Так, якщо при дефіциті точки роси більше 3 °С на рівні польоту в хмарах спостерігається адвекція холоду, то імовірність відсутності обледеніння становить лише 60 %, а в решті 40 % випадків імовірно невелике обледеніння літаків. У випадках адвекції тепла або нейтральної адвекції при дефіциті точки роси 3 °С імовірність відсутності обледеніння становить 100 %. При дефіцитах точки роси менш 3 °С в зонах адвекції холоду у фронтальних хмарах, у купчастих хмарах, що розвиваються, з імовірністю 100 % слід очікувати слабке і помірне обледеніння. В зонах адвекції тепла імовірність такого обледеніння становить лише 33 %.

Імовірність інтенсивного обледеніння істотно залежить від вмісту рідкої води в хмарах. Найбільш водяні, добре розвинуті купчасті хмари ( $Cu\ congest$ ,  $Sb$ ), які формуються внаслідок значних (кілька метрів за секунду) вертикальних конвективних рухів повітря, середня водність таких хмар 0,3...0,6 г·м<sup>-3</sup>. Сильне і дуже сильне обледеніння спостерігається в верхній частині цих хмар, а в нижній частині хмари - слабке і помірне.



Водність шаруватих хмар St, Sc, Ns становить 0,2-0,3 г·м<sup>-3</sup>. Інтенсивність обледеніння в цих хмарах - помірна. Імовірність обледеніння в St-Sc зростає зі збільшенням їх товщини до кількох сотень метрів. Обледеніння в Ns, з якими пов'язані опади, мало імовірно. Хмари середнього ярусу As, As водяні до температур -10...-12 °С, тому імовірність помірного обледеніння літаків становиться 60-70 %. Пір'ясті хмари складаються з льодових кристалів, тому слабе обледеніння спостерігається лише в 5 % випадків.

#### **4.3 Рекомендації щодо прогнозування обледеніння літака**

В даний час прогноз обмерзання, що виконується в світових центрах для побудови прогностичних карт особливих явищ для авіації, ґрунтується на прогнозі температури і вологості, а також, по можливості, форм хмарності. Успішність такого прогнозу виявляється практично значимою, оскільки точність передбачення температури і вологості в сучасних чисельних моделях в цілому досить висока. Алгоритми прогнозу зон ймовірного зледеніння засновані на визначенні порогових значень відносної вологості і інтервалів температури, всередині яких ймовірність обмерзання перевищує середнє значення, визначене за вибірками даних про обмерзання літаків.

Найбільш надійними і точними даними про обмерзання є дані літакового зондування, при якому вимірюються тиск, температура і вологість, виконуються спостереження форм і меж хмар, наявності та виду опадів, за одночасної фіксації наявності обмерзання, швидкості і форм відкладення льоду. В даний час літакові дані про обмерзання виходять з рейсових пасажирських літаків, на яких встановлені датчики системи TAMDAR. Система працює оперативно на літаках цивільної авіації США з грудня 2004 р. Система TAMDAR сумісна з міжнародною системою AMDAR і відрізняється від останньої наявністю датчиків точки роси і обмерзання (фіксується тільки наявність або відсутність відкладень льоду). Система включає в себе багатофункціональний датчик, що встановлюється на передній кромці крила літака, і мікропроцесор, що обробляє сигнали і передає їх в пункт наземної обробки і поширення даних. Відліки датчиків виконуються з досить високою роздільною здатністю (10 гПа на режимах набору висоти і зниження і 1 хв. на режимі горизонтального польоту).

На основі вказаних даних літакового зондування був по одержанні алгоритм прогнозу обмерзання будь-якої інтенсивності або інтенсивного (помірного і сильного) обмерзання, причому в якості предикторів

використовувалися температура, факт наявності хмарності і її форма (табл. 4.1).

Таблиця 4.1- Алгоритм прогнозу обмерзання, заснований на аналізі даних літакового зондування [2]

Форма хмарності	Температура, °C
Обледеніння будь-якої інтенсивності	
<i>Cu, Cb</i>	$-24 < T \leq -2$
<i>St, Sc</i>	$-20 < T \leq -2$
<i>As</i>	$-10 < T \leq -2$
<i>Ac</i>	$-28 < T \leq -2$
Інтенсивне обледеніння	
<i>Cu, Cb, St, Sc</i>	$-16 < T \leq -2$

Алгоритми прогнозу зон ймовірного обледеніння на основі даних системи TAMDAR і деяких додаткових даних, отриманих американськими метеорологами (табл. 4.2), включає в себе варіанти: 1) загальний (для всіх типів хмар), 2) для конвективних і 3) для шаруватих хмар. Алгоритм, представлений в табл. 4.3, деталізований по висотах над підстильною поверхнею.

Таблиця 4.2 - Алгоритм прогнозу обмерзання, розроблений в Національних прогностичних центрах США (NCEP) [2]

Середовище обледеніння	Температура, °C	Відносна вологість, %
Загальний випадок	$-16 \leq T \leq 0$	$\geq 63$
Конвективні хмари	$-20 \leq T \leq 0$	$\geq 56$
Шаруваті хмари	$-12 \leq T \leq 0$	$\geq 85$

Таблиця 4.3 - Алгоритм прогнозу обледеніння, розроблений в Центрі авіаційних прогнозів Національної служби погоди США [2]

Середня обледеніння	Температура, С	Відносна вологість, %
Вище 900 м над підстильною поверхнею	$-14 \leq T < 0$	$\geq 75$
Нижче 900 м	$-20 \leq T < 0$	$\geq 86$

Наведемо також більш відомі методи прогнозу обледеніння.

1. Для прогнозу обледеніння після визначення наявності хмар проводиться аналіз розташування ізотерм 0, -10, -20 °С. Обледеніння сучасних літаків найбільш імовірно при температурі не нижче -12 °С.

2. При польоті з великими швидкостями внаслідок гальмування і стиснення повітряної течії попереду профілю обтікання здійснюється перетворення кінетичної енергії в теплову, відбувається, так зване, *кінетичне нагрівання* поверхні літака. За рахунок кінетичного нагрівання температура поверхні літака перевищує температуру навколишнього повітря. Кінетичне нагрівання поверхні літака  $\Delta T_k$  поза хмар можна визначити за формулою:

$$\Delta T_k = \frac{V^2}{2000}, \quad (4.2)$$

де  $V$  - повітряна швидкість літака, м·с<sup>-1</sup>. В хмарах кінетичне нагрівання  $\Delta T_k^{хм}$  на 40...50 % менше. Дані про кінетичне нагрівання при різних значеннях швидкості польоту наведені в табл. 4.4. Температура поверхні літака  $T_l$ , визначається за формулою:  $T_l = T + \Delta T_k^{хм}$ . При польоті зі швидкістю  $V$  обледеніння можливе, якщо  $T_l < 0$ .

Таблиця 4.4 - Значення кінетичного нагрівання поверхні літаків при різних швидкості польоту

$V$ , км·год <sup>-1</sup>	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100
$\Delta T_k$ , °С	2	4	6	10	14	19	25	31	38	47
$\Delta T_b''$ , °С	-	2	4	6	8	11	15	19	23	28

Температуру поверхні літака  $T_l$ , можна визначити по формулі:

$T_l = T + \Delta T_k^{км}$ . При польоті зі швидкістю  $V$  обледеніння можливо, якщо  $T_l < 0$ .

Для визначення умов обледеніння в хмарах на ешелоні польоту за допомогою рис. 4.5 визначають температуру поверхні літака по температурі повітря на цій же висоті і швидкості польоту. Нагрівання бокових частин фюзеляжу та частин крила менше, ніж нагрівання передньої кромки крила. Таким чином, розрахувати кінетичне нагрівання бокових частин фюзеляжу можна шляхом введення коефіцієнту поновлення  $K$ , який дорівнює 0,9; 0,8 та 0,7.

3. Наявність даних радіозондування дозволяє в оперативній практиці використовувати для прогнозу обледеніння співвідношення Годске:

$$T_{нл} = -8 (T - T_d), \quad (4.3)$$

яке зв'язує дефіцит точки роси з температурою насичення над льодом.

На аерологічну діаграму наноситься крива значень  $T_{нл}$ , визначених до десятих градуса, і виділяють шари, в яких  $T \leq T_{нл}$ . Інтенсивність обледеніння оцінюється за допомогою таких параметрів:

- при  $T - T_d = 0$  °C обледеніння в хмарах As, Ns (у вигляді паморозі) буде слабким і помірним; в St, Sc, Cu (у вигляді льоду) - помірне і сильне;
- при  $T - T_d > 0$  °C в чисто водяних хмарах обледеніння мало імовірне, в мішаних хмарах - переважно слабе, у вигляді паморозі.

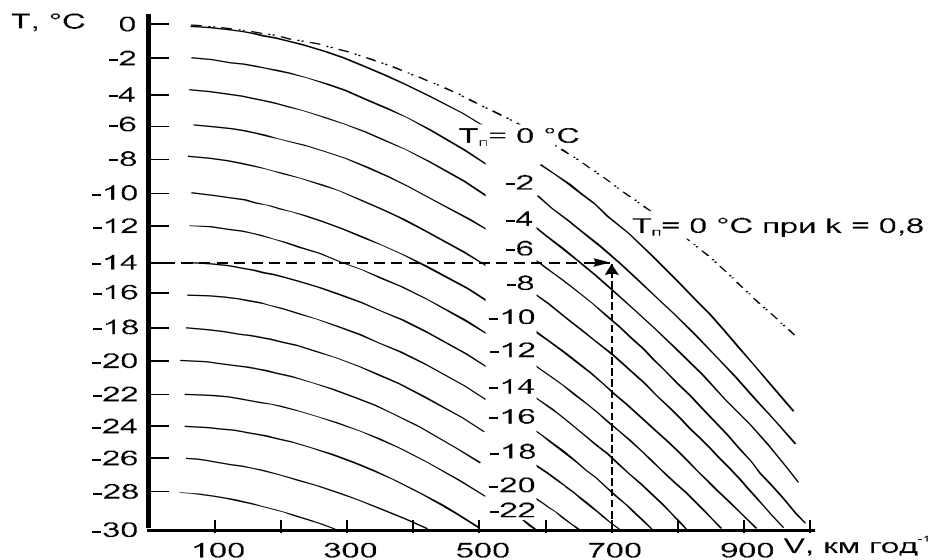


Рис. 4.5. Графік для визначення температури поверхні літака при польоті в хмарах зі швидкістю  $V$  в залежності від температури оточуючого повітря при середньому коефіцієнті поновлення  $k = 0,8$ .

Для уточнення можливості обледеніння К.Г.Абрамович запропонував дискримінантну функцію:

$$L^* = -0,017H_{нмх} - 0,488T_{нмх} + 0,875, \quad (4.4)$$

де  $H_{нмх}$  - висота нижньої межі хмар, дм;  $T_{нмх}$  - температура на нижній межі хмар, °С. При  $L^* \geq 0$  указується помірно і сильне обледеніння; при  $L^* < 0$  обледеніння ПС не виникає або можливе слабке обледеніння.

Якщо дані радіозондування відсутні, то діагноз і прогноз обледеніння може бути проведений на основі аналізу карт АТ-850, АТ-700 і АТ-500 гПа. Можливість розвитку шаруватої хмарності (потенційних зон обледеніння) при виконанні умови  $-25 \leq T \leq 0$  °С визначається за формулами:

$$L_{850} = 0,239T + 1,701(T - T_d) - 2,046q - 1,751; \quad (4.5)$$

$$L_{700} = 0,091T + 0,654(T - T_d) - 1,313q - 1,011; \quad (4.6)$$

$$L_{500} = 0,102T + 0,675(T - T_d) - 2,301q - 0,256, \quad (4.7)$$

де  $T$  - температура повітря, °С;  $T_d$  - точка роси, °С;  $q$  - масова частка водяної пари на відповідному рівні, ‰. На рис. 4.6. наведена номограма, побудована за дискримінантною функцією (4.5).

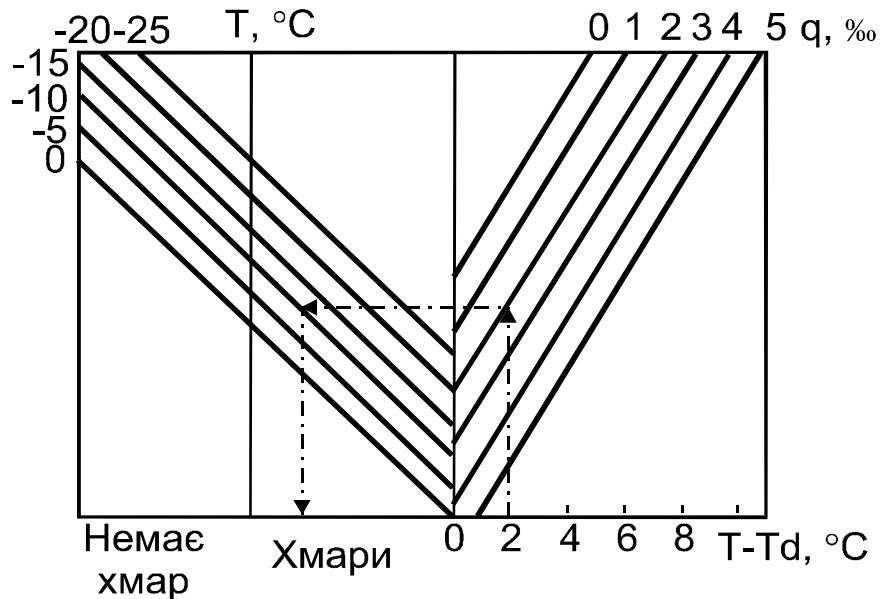


Рис. 4.6. Номограма для прогнозу наявності та відсутності хмар (і відповідно умов обледеніння) на ізобаричній поверхні 850 гПа за сполученням параметрів  $T - T_d$ ,  $q$  і  $T$  (за методом К.Г.Абрамович та І.А. Горлач).

При позитивних значеннях дискримінантних функцій (4.5 - 4.7) на відповідних рівнях обледеніння не виникає (відсутні хмари), при негативних – вказується можливість обледеніння (є хмари). Далі уточнюється можливість помірною і сильного обледеніння за методом Годске і дискримінантною функцією (4.4). В цьому випадку  $H_{нмх}$  і  $T_{нмх}$  - відповідні величини для нижчої із ізобаричних поверхонь, на яких можливе обледеніння. З урахуванням цього може бути використаний графік, приведений на рис. 4.8.

В зоні зниження і набору висоти необхідно визначити нижній рівень обмерзання в шарі хмар, тобто рівень, вище якого температура поверхні літака може бути від'ємною. Для цього слід до висоти нульової ізотерми додати величину  $\delta H$ , яку визначають за рис. 4.7.

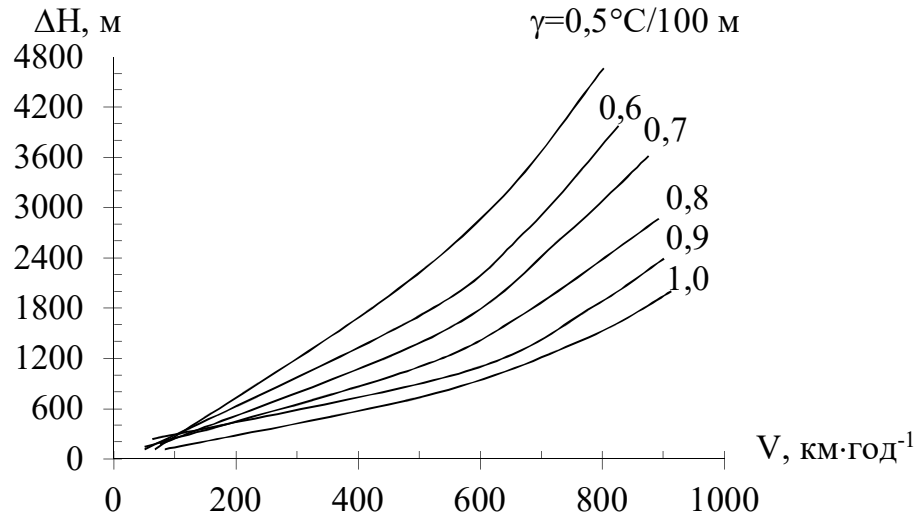


Рис. 4.7. Різниця висот між нульовою ізотермою і рівнем початку обледеніння в залежності від швидкості польоту  $V$  і вертикального градієнту температури  $\gamma$ .

4. Інтенсивність обледеніння літаків при наявності аерологічних даних можна визначити за допомогою номограми (рис. 4.8), яка виражає залежність умов обледеніння від висоти нижньої межі хмар  $H_{нмх}$  і температури  $T_{нмх}$ .

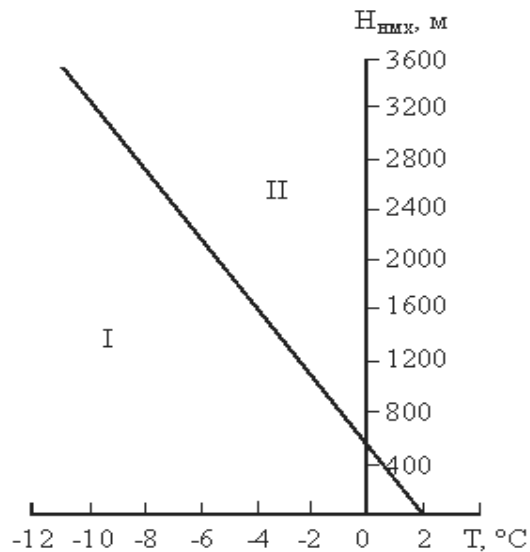


Рис. 4.8. Графік для прогнозу умов помірнього та сильного обледеніння (I) і відсутності обледеніння (II) в хмарах.

Для визначення інтенсивності обледеніння  $I$  (мм/хв) при польоті через шарувату хмарність слід використовувати номограму параметри якої: температура нижньої межі хмар  $T_{нмх}$  (°C), вертикальний градієнт температури в хмарах  $\gamma$  (°C/100 м), товщина хмарного шару  $\Delta H$  (сотні метрів) і швидкість польоту літаку  $V$  (м·с<sup>-1</sup>) (рис. 4.9).

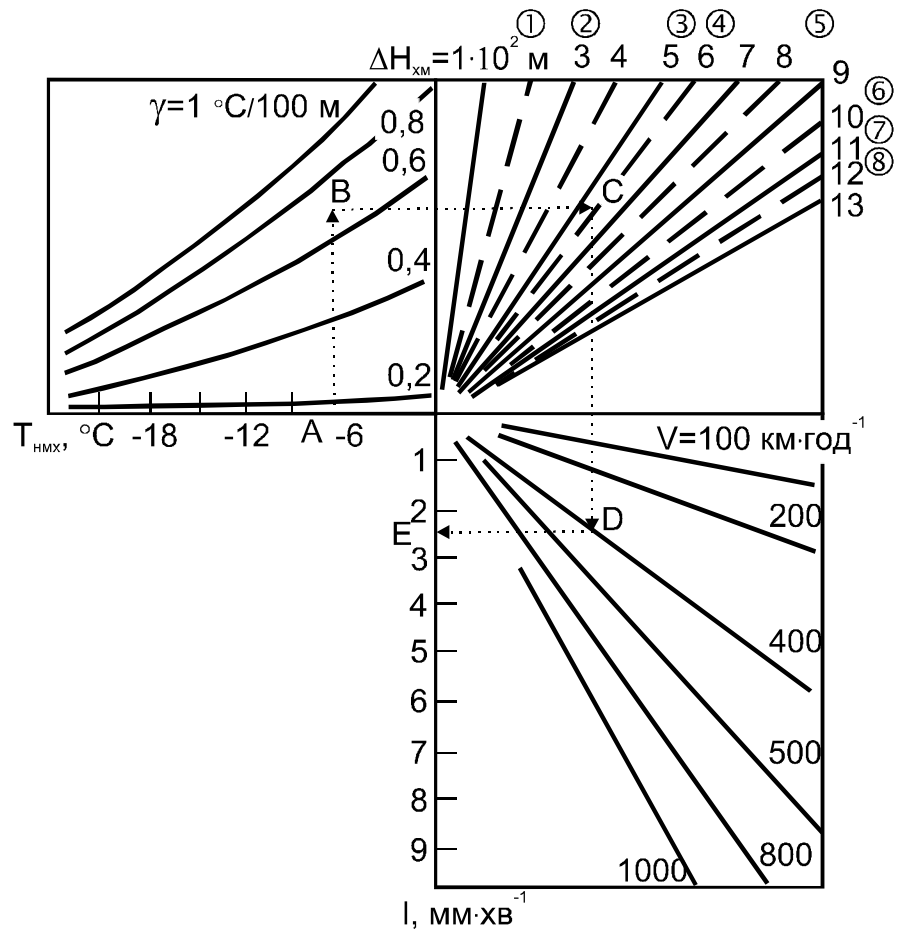


Рис. 4.9. Номограма для оцінки інтенсивності обледеніння при польоті в шаруватих хмарах.

Лабораторна робота: **Прогноз обледеніння**

*Мета роботи:* вивчити методи діагнозу і прогнозу обледеніння літаків цивільної авіації, набути практичних навиків розпізнавання можливості обледеніння літаків за даними температурно-вітрового зондування атмосфери та карт АТ-850, АТ-700 і АТ-500 гПа.

#### *Вихідні матеріали*

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Бланк аерологічної діаграми.
3. Карти Навчального авіаційного метеорологічного атласу.

#### *Завдання*

За даними температурно-вітрового зондування атмосфери визначити:



- а) хмарні шари і можливість обледеніння літаків синоптичним методом;
- б) визначити шари обледеніння літаків методом Годске;
- в) визначити можливість помірного і сильного обледеніння з урахуванням висоти нижньої межі хмар і температури на рівні нижньої межі;
- г) визначити кінетичне нагрівання в хмарах, температуру поверхні літака і можливість його обледеніння при польоті зі швидкістю 300, 500, 700, 900 км·год<sup>-1</sup>;
- д) за даними зондування визначити висоту, починаючи з якої можливе обледеніння;
- е) визначити мінімальну швидкість польоту, при якій неможливе обледеніння;
- ж) оцінити інтенсивність обледеніння при польоті через хмарні шари.

### *Методичні вказівки*

1. Для виділення шарів обледеніння синоптичним методом необхідно за даними температурно-вітрового зондування атмосфери на бланку аерологічної діаграми побудувати криві стратифікації, точок роси і дефіцитів точки роси. Потім на цій діаграмі виділити хмарні шари і рівні ізотерм 0, -10 і -20 °С. У шарі між ізотермами 0 і -20 °С на висотах, де спостерігається хмарність можливе небезпечне обледеніння.

2. При діагнозі і прогнозі зон обледеніння за методом Годске спочатку за даними зондування слід визначити температуру насичення над льодом  $T_{л.}$  за формулою  $T_{л.} = T + \Delta T_{к}^{хм}$ . Потім на тому ж бланку діаграми побудувати криву насичення над льодом за отриманими значеннями  $T_{н.л.}$  і порівняти температуру насичення над льодом з фактичною температурою  $T$  на тому ж рівні. У тих шарах, де  $T_{н.л.} \geq T$ , слід указувати обледеніння.

Побудову кривої  $T_{н.л.}$  виконувати до рівня 500 гПа, оскільки цей метод рекомендується застосовувати тільки до висот 700...500 гПа.

3. По аерологічній діаграмі визначити висоту нижньої межі хмар  $H_{нмх}$ , в шарі яких можливе обледеніння за синоптичними ознаками, і температуру  $T_{нмх}$  на рівні нижньої межі хмар.

Розрахувати дискримінантну функцію за формулою (4.4) і оцінити можливість помірного і сильного обледеніння.

Визначити можливість помірного і сильного обледеніння по графіку (рис. 4.8).

Результати розрахунків занести в графи 1 - 4 табл. 4.5.

4.3а даною швидкістю польоту  $V$  і температурою повітря на вказаному ешелоні  $T$  визначити  $\Delta T_k^{xm}$  (табл. 4.4) і температуру поверхні літака  $T_l(T_l = T + \Delta T_k^{xm})$ . Якщо  $T_l > 0$ , то обледеніння не буде. За тими ж початковими даними визначити  $T_p$ , використовуючи графік (рис. 4.5).

Результати розрахунку записати в графі 5 - 10 табл. 4.5.

Провести аналіз впливу швидкості польоту на умови обледеніння.

Таблиця 4.5 - Визначення умов обледеніння літаків

$H_{нмх}$ , дам	$T_{нмх}$ , °C	L	Можли- вість обледе- ніння	$H_{еш}$ , км	T, °C	V, км·год <sup>-1</sup>	$\Delta T_k^{xm}$ , °C	$T_p$ , °C	Можли- вість обледе- ніння
						300			
						500			
						600			
						900			

5. Побудувати на бланку аерологічної діаграми криву -  $\Delta T_k^{xm}$  (рис. 4.10).

При вирішенні задачі визначення висоти, починаючи з якої можливе обледеніння при заданій швидкості польоту  $V$ , необхідно від крапки (на вертикальній осі), відповідної заданій швидкості польоту, зміститися вліво до побудованої кривої, а потім опуститися (піднятися) по ізотермі до перетину з кривою стратифікації. Точка перетину цих ліній відповідатиме тій висоті, починаючи з якої можливе обледеніння (рис. 4.10).

6. При визначенні мінімальної швидкості польоту, яка виключає обледеніння, слід від висоти заданого ешелону  $H_{еш}$  зміститися по ізобарі вліво до перетину з кривою стратифікації, потім по ізотермі опуститися (піднятися) до побудованої кривої і на цьому рівні відлічити (за шкалою тиску) мінімальну швидкість, що виключає обледеніння (рис. 4.10).

7. За даними температурно-вітрового зондування атмосфери визначити для хмарного шару температуру на нижній межі хмар  $T_{нмх}$  (°C), товщину шару хмар  $\Delta H_x$  (сотні м) і вертикальний градієнт температури в шарі хмар  $\gamma$  (°C/100 м).

Від точки А номограми рис. 4.9, що відповідає температурі нижньої межі хмари ( $T_{нмх}$ ), необхідно піднятися вертикально вгору до

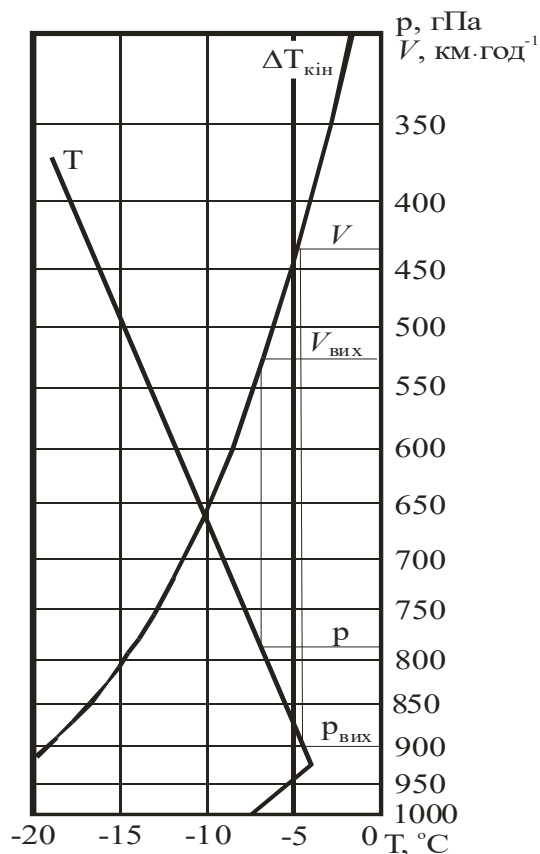


Рис 4.10. Номограма для визначення по аерологічній діаграмі рівня, вище якого можливе обледеніння при польоті зі швидкістю  $V$ , і для визначення мінімальної швидкості польоту, при якій обледеніння неможливе (за методом О.Г. Богаткіна).

розрахованого значення вертикального градієнта температури в хмарі  $\gamma$  (точка В), а потім зміститися вправо до перетину з похилою лінією, що вказує товщину хмар  $\Delta H_{\text{хм}}$  (точка С). Цифри на графіку біля похилих ліній позначають товщину хмар в сотнях метрів. У тих випадках, коли визначається максимальна можлива інтенсивність обледеніння, необхідно зміститися від точки В вправо до штрихових похилих ліній, що позначають за верхньою шкалою (цифри в кружках) товщину хмарності (у сотнях метрів). Потім від точки С слід опуститися вниз (в точку D) до перетину з похилою лінією, що відповідає швидкості польоту  $V$ , і на вертикальній вісі в точці Е відлічити інтенсивність обледеніння  $I$  ( $\text{мм} \cdot \text{хв}^{-1}$ ).

8. По картах АТ-850, АТ-700, АТ-500 в заданому пункті визначити температуру повітря  $T$ , точку роси  $T_d$  і масову частку водяної пари  $q$  (%).

Використовуючи формули (4.5) - (4.7), розрахувати значення дискримінантних функцій  $L_{850}$ ,  $L_{700}$ , і  $L_{500}$ . Якщо отримано позитивне значення дискримінантної функції, то обледеніння на відповідному рівні не очікується; при негативних значеннях дискримінантних функцій обледеніння можливе. Для ізобаричної поверхні 850 гПа можна скористатися номограмою рис. 4.6.

Для тих рівнів, на яких дискримінантні функції негативні, розрахувати температуру насичення над льодом за формулою (4.3) і перевірити умову  $\Delta T_G = T - T_{н.л.}$ , при виконанні якого можливе помірне і сильне обледеніння.

Якщо на якому-небудь рівні  $\Delta T_G > 0$ , то дискримінантну функцію  $L^*$  розрахувати за формулою (4.4), прийнявши за величину висоту (дам) нижньої з ізобаричних поверхонь, на яких можливе обледеніння, а за величину  $H_{нмх}$  - температуру на цій поверхні. При  $L^* \geq 0$  на рівні розрахунку і вище можливе обледеніння, при  $L^* < 0$  обледеніння не виникає або можливе слабке обледеніння.

Результати розрахунків оформити у вигляді табл. 4.6.

Таблиця 4.6 – Оцінка умов обледеніння на ізобаричних поверхнях 850, 700 і 500 гПа

р, гПа	T, °C	(T-Td), °C	q, %	L	Можливість обледеніння	T <sub>н.л.</sub> , °C	G	Можливість обледеніння	H, дам	L*	Можливість обледеніння
850											
700											
500											

### *Звітні матеріали*

1. Оброблена аерологічна діаграма.
2. Таблиці 4.5 і 4.6 з результатами розрахунків.
3. Записані в робочому зошиті результати оцінки інтенсивності обледеніння.

### *Контрольні запитання*

1. Що таке обледеніння?
2. Назвати причини, що призводять до обледеніння літаків.
3. Які форми відкладення льоду можуть спостерігатися в польоті?
4. Які методи боротьби з обледенінням використовуються?

5. Як оцінюється можливість обледеніння за даними температурно-вітрового зондування атмосфери?

6. Як ураховується кінетичне нагрівання при оцінці умов обледеніння?

#### *Література*

1. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. СПб.: Гидрометеиздат. 1992. 347 с.

2. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М.: Триадалтд, 2016. 312 с.

3. Flight in icing conditions. Summary.G. Mingione (CIRA), M. Barocco (ANPAS).P.49

4. CoberS.G., Isaac G.A., Strapp I.W. Aircraft icing measurements in east coast winter storms// I.Appl. Meteord. 1995. Vol. 34.№ 1.P. 89-100.

5. The relationship between aircraft icing and synoptic-scale weather conditions /B.C. Bernstein. T.H. Omeron, F.McDonough, M. Politovich//Weather and Forecasting.1997. Vol.12. № 12. P. 742-762.

## 5 ПРОГНОЗ ТУМАНІВ

*Туман* - це помутніння повітря в приземному шарі, яке викликане продуктами конденсації водяної пари при горизонтальній видимості менше 1 км хоча б в одному напрямку. При погіршенні видимості в межах від 1 до 10 км явище має назву - серпанок.

Туман формується під дією таких факторів:

1. Охолодження нижнього шару повітря за рахунок теплообміну з підстильною поверхнею.

2. Випаровування з поверхні води, ґрунту або краплин дощу в більш холодне повітря.

3. Надходження в приземний шар повітря водяної пари з продуктами згорання великої кількості палива промисловістю, транспортом та інше.

Туман виникає при відносній вологості від 97 до 100 %. В залежності від фізичних процесів формування тумани поділяють на три основних класи:

- тумани охолодження (радіаційні, адвективні і адвективно-радіаційні),

- тумани випаровування,

- тумани від згорання палива.

В залежності від синоптичних умов формування виділяють два типи туманів: внутрішньомасові і фронтальні.

### 5.1 Умови формування різних видів туманів

*Радіаційний туман* формується над сушею при безхмарній погоді, слабкому вітрі в результаті нічного зниження температури повітря перед сходом сонця, коли мінімальна температура повітря стає нижчою за точку роси в вечірній строк за рахунок радіаційного охолодження підстильної поверхні. Формування радіаційного туману відбувається в антициклонах, гребнях, баричних сідловинах, іноді, переважно влітку, у малоградієнтному полі пониженого тиску. В більшості випадків туман виникає при малохмарній погоді та швидкості вітру біля поверхні землі до  $2...3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . При повному штилі перенос вологи обумовлюється тільки молекулярними процесами, і хоча на поверхню ґрунту може випасти роса, туман не виникає через відсутність перемішування. Чим ближче повітря до стану насичення, тобто, чим менший дефіцит точки роси у вечірні години і відносна вологість більше 60 %, тим більш сприятливі умови для виникнення туману. Чим більша точка роси і її зниження протягом ночі,

тим густіший повинен бути радіаційний туман. Чим нижча температура повітря і менша швидкість вітру, тим більше повинно бути зниження точки роси в умовах радіаційного охолодження. Інверсійний розподіл температури при малому дефіциті точки роси у шарі 50-300 м від поверхні землі сприятливий для виникнення радіаційного туману. Радіаційний туман, як правило, утворюється ввечері або вночі і розсіюється через деякий час після сходу сонця, приблизно через 2 год над ґрунтом і через 2...4 год над сніговим покривом. Стан поверхні ґрунту (її вологість) грає суттєву роль у виникненні туману.

Виникненню туману сприяє також ввігнутий рельєф місцевості (долина, улоговина), куди вночі стікає повітря з більш високих місць, застоюється і додатково охолоджується.

*Адвективні тумани* виникають в теплому повітрі при його переміщенні над холодною підстильною поверхнею. Вони пов'язані з малорухомими баричними утвореннями при наявності стійкої адвекції тепла і вологи на охолоджену підстильну поверхню. Якщо очікується підвищення температури на 9...12 °С, в прогнозі на 1-2 доби слід вказати туман. При дефіцитах точки роси більше 6 °С умови для туману практично відсутні. Більшість адвективних туманів формується або посилюється пізно ввечері і розсіюється або слабшає вранці. Формування туману за рахунок чисто адвективного фактору над сушею спостерігається рідко, як правило, адвективний фактор доповнюється радіаційним.

*Адвективно-радіаційний туман* формується над охолодженою сушею переважно в холодний період року, вночі, при слабкій адвекції теплого повітря. Швидкість вітру в приземному шарі повітря складає 1-2, рідко 3-4 м·с<sup>-1</sup>. Додаткова конденсація водяної пари виникає за рахунок радіаційного охолодження теплого повітря в приземному шарі, чому сприяє повне прояснення навіть на короткий проміжок часу або хмарність незначної густини і товщини.

*Туман випаровування* формується в стійко стратифікованому холодному повітрі при його пересуванні над водяною поверхнею, яка тепліша за шар повітря на 10 °С і при відносній вологості  $\geq 70$  %. Чим більша різниця між температурою води і температурою повітря, тим густіший туман. Якщо в сильно вихолодженому над сушею повітрі в антициклоні або гребені інверсія починається від землі, то при його зміщенні на теплу водяну поверхню нижній шар повітря нагрівається. Приземна інверсія при цьому руйнується до висоти 50...100 м і стає піднесеною. В підінверсійному шарі повітря стає нестійким і насиченим водяною парою. В результаті перемішування водяної пари з більш холодним повітрям під шаром інверсії відбувається конденсація, яка приводить до формування туману. Взимку туман випаровування

спостерігається і над внутрішніми морями, а саме, над Чорним морем, поблизу узбережжя восени - над озерами і ріками, які не замерзають.

Швидкість випаровування з поверхні води залежить від різниці температур води та повітря і швидкості вітру. Зниження температури повітря над водою в нічні години сприяє насиченню і перенасиченню нижнього шару холодного повітря.

*Фронтальний туман* виникає:

1. Попереду малорухомого теплового фронту або фронту оклюзії за типом теплового, в холодному повітрі при наявності приземної або піднесеної інверсії за рахунок випаровування більш теплих краплин дощу чи мряки.

2. В зоні фронтів, особливо малорухомих, при опусканні низьких хмар, внаслідок випаровування краплин дощу або над зволоженою дощем поверхнею ґрунту при слабкому турбулентному обміні підшаром хмар.

3. За холодним фронтом взимку, якщо в клині холодного повітря випадає дощ або відбувається випаровування з більш вологого теплового ґрунту.

4. При зміщенні вологої теплої або холодної маси з великими контрастами температур, що сприяє утворенню туману, як в зоні фронту, так і за фронтом вздовж узбережжя морів, льодовиків, межі снігового покриву і т.п.

Тумани усіх видів спостерігаються, як правило, при стійкій стратифікації в граничному шарі атмосфери і наявності над ними піднесеної інверсії температури, яка затримує тепло і вологообмін з вище розташованими шарами. Для радіаційного і адвективного туманів характерна квазістаціонарність баричного поля.

При прогнозі всіх видів туману необхідно визначити наявність таких факторів їх утворення:

- а) синоптичні умови, напрямок і швидкість потоків біля поверхні землі;
- б) кількість хмарності, що очікується наступної ночі - ясно чи хмарно;
- в) характер стратифікації, наявність приземних або піднесених інверсій за даними радіозондування і прогностичною кривою стратифікації;
- г) наявність і знак адвекції температури;
- д) орографічні особливості пункту прогнозу;
- ж) стан підстильної поверхні, як джерела вологи.

## **5.2 Прогноз радіаційного туману**

*За методом О.С. Зверева:*

Даний метод застосовують у такий послідовності:



- а) за фактичною і прогностичною картами погоди оцінюють можливість виникнення радіаційного туману;  
 б) температуру туманоутворення  $T_T$  визначають за формулою:

$$T_T = T_d - \delta T_T \quad (5.1)$$

де  $T_T$  - точка роси в вечірній строк спостереження, близький до часу заходу сонця (як правило, це 18 год за місцевим часом) в пункті прогнозу;  $\delta T_T$  - додаткове охолодження, необхідне для формування туману, яке визначають за допомогою графіка (рис. 5.1). На цьому графіку від значення точки роси піднімаються по вертикалі вгору до перетину з демаркаційною кривою, потім зміщуються по горизонталі вправо і на вертикальній вісі відраховують додаткове охолодження  $\delta T_T$ ;

- в) прогнозують мінімальну температуру повітря біля поверхні землі:

$$T_{\min} = T_0 - m \delta T_T, \quad (5.2)$$

де  $T_0$  - температура повітря в вечірній строк спостереження (18 год);  $\delta T_T$  - очікуване охолодження повітря при ясному небі;  $m$  - поправка на хмарність. Величини  $m$  і  $\delta T_T$  знаходять за номограмою (рис. 5.2);

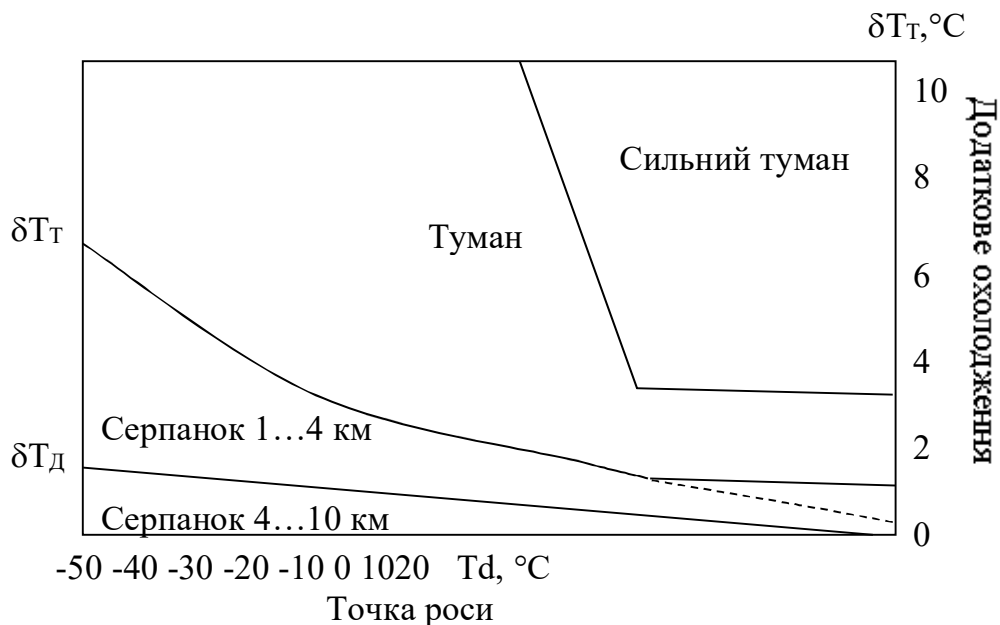


Рис. 5.1. Графік для визначення додаткового охолодження  $\delta T_T$ .

г) визначають можливість утворення туману: при  $T_{\min} \leq T_T$  слід очікувати туман (сильний туман), при  $T_{\min} \geq T_T$  туман не передбачається;

д) прогнозують час формування туману: обчислюють відношення  $\frac{T_0 - T_T}{T_0 - T_{\min}}$ , потім за графіком (рис. 5.3) визначають долю ночі  $n$ , коли слід очікувати утворення туману (при заході сонця  $n = 0$ , опівночі  $n = 0,5$ , при сході сонця  $n = 1$ ).

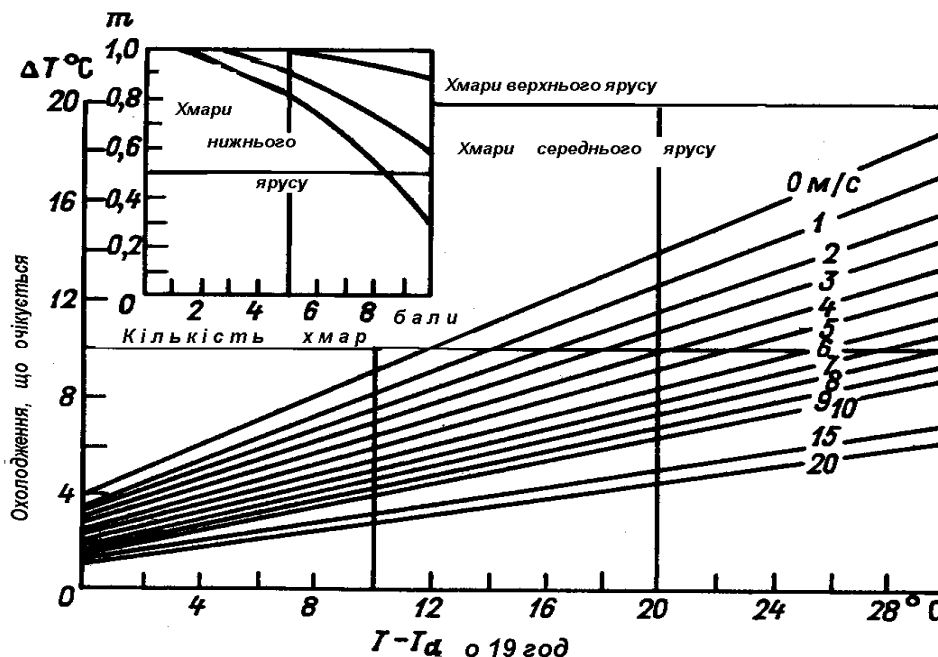


Рис. 5.2. Номограма для прогнозу мінімальної температури за даними спостережень о 17...19 год місцевого часу.

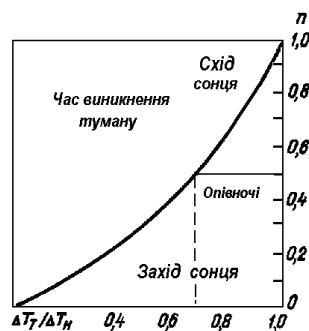


Рис. 5.3. Графік для прогнозу часу формування туману

За методом М.В. Петренка:

Прогноз тумана здійснюється таким чином:

а) за фактичною і прогностичною картами погоди оцінюють можливість виникнення радіаційного туману;

б) визначають додаткове охолодження  $\delta T_T$ ;

в) за формулою (5.1) обчислюють  $T_T$  - температуру туманоутворення;

г) складають (за одним із існуючих методів) прогноз мінімальної температури повітря  $T_{\min}$ . Якщо виявиться, що  $T_{\min} > T_T$ , то туман не прогнозується. Якщо  $T_{\min} \leq T_T$ , то за останніми даними зондування атмосфери слід встановити, чи буде сприятливим для виникнення туману розподіл швидкості вітру і дефіциту точки роси в нижньому шарі атмосфери;

д) в холодний період року туман можливий при швидкості вітру не більше  $7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  на висоті 100 м і не більше  $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  на висоті 300...900 м. В теплий період року ці значення слід зменшити на  $2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Якщо протягом ночі очікуються суттєві зміни баричних градієнтів, то рекомендується скласти прогноз швидкості вітру на тих же рівнях на 12 год вперед;

ж) виникнення туману можливе, якщо в шарі 100-300 м є умови для конденсації пари.

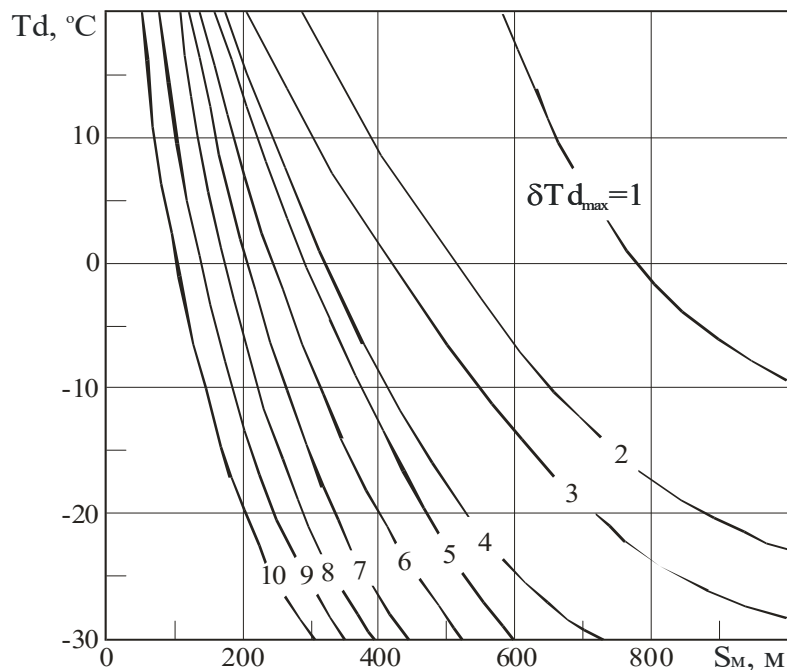


Рис. 5.4. Номограма для прогнозу мінімальної видимості в радіаційному тумані (згідно М.В. Петренка та П.А. Сироти).

Для оцінки таких умов на аерологічну діаграму наносять значення температури і дефіциту точки роси за вечірній або денний строк спостережень до висоти декількох сотень метрів і ці дані виправляють з урахуванням прогностичної мінімальної температури повітря. Потім оцінюють товщину  $\Delta h$  прилеглого до землі шару повітря, в якому можлива конденсація пари.

При цьому використовують такі критерії:

- при плюсовій температурі водяна пара конденсується в шарі, де дефіцит точки роси наближається до  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;
- при температурі повітря від  $0$  до  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  конденсація виникає в шарі, де дефіцит точки роси не перевищує  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;
- при температурі повітря від  $-20$  до  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  конденсація можлива при дефіциті точки роси приблизно  $2...3\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Якщо виявиться, що товщина шару  $\Delta h \geq 100$  м, слід очікувати виникнення туману.

з) мінімальну видимість в тумані прогнозують за допомогою номограми (рис. 5.4) по вихідному значенню точки роси  $T_d$  і її максимальному зниженню  $\delta T_{d_{\max}}$  протягом ночі:  $\delta T_{d_{\max}} = T_d - T_{\min}$ ,  $T_d$  - точка роси за вихідний строк спостережень;  $T_{\min}$  - прогноз мінімальної температури на наступну ніч;  $S_m$  – метеорологічна дальність видимості.

### 5.3 Прогноз адвективного туману

Прогноз адвективного туману значно складніший, ніж радіаційного, тому що він залежить від більшої кількості факторів; дуже важливим при цьому є визначення переносу.

При побудові траєкторії часток робиться припущення, що баричне поле квазістаціонарне для інтервалу часу, на який будується траєкторія (протягом 6 год). В прогнозі з завчасністю більше 6 год необхідно враховувати зміну баричного поля, тобто використовувати прогностичні карти погоди. При прогнозі переміщення зон туману необхідно брати до уваги еволюцію цих зон.

Необхідною умовою для тривалого туману є стійка стратифікація і наявність піднесеної інверсії. Окрім того, адвекція створює сприятливі умови для адвективного турбулентного тепло- і вологообміну нижніх шарів повітря з підстильною поверхнею, в результаті чого відбуваються неадвективні зміни температури і вологості. Однак, необхідно, щоб турбулентне перемішування, яке не залежить від швидкості вітру і стратифікації повітря, не встигало переносити вверх продукти конденсації, які виникли в приземному шарі повітря. В протилежному випадку формується не туман, а низька хмарність.

Прогноз утворення адвективного туману потребує врахування як локальних змін температури і вологості повітря, так і індивідуальних, які визначаються адвекцією і радіацією.

Якщо при радіаційному тумані індивідуальні зміни, як правило, збігаються з локальними, то при адвективному тумані ці зміни частіше мають протилежні знаки. Індивідуальні зміни температури і вологості мають однакові знаки при вологій підстильній поверхні і малому дефіциті точки роси на початку траєкторії. Якщо при адвекції тепла повітря порівняно сухе, то індивідуальні зміни температури будуть мінусовими, а вологості - плюсовими.

По суті, адвективний туман і, в більшості випадків, шаруваті хмари є продуктами трансформації повітряної маси в нижньому шарі атмосфери в холодний період року. В нижньому шарі атмосфери при хмарній погоді трансформаційні зміни температури залежать, в основному, від величини адвекції температури в цьому шарі ( $T_n$ ), яка визначається швидкістю потоку ( $u$ ) і горизонтальним градієнтом температури вздовж потоку  $\Delta T / \Delta S$ .

При одній і тій же величині адвекції тепла, вертикальна стратифікація може бути різною, а також умови утворення адвективного туману будуть різними. При значній швидкості вітру і малих горизонтальних градієнтах температури вздовж потоку вертикальний градієнт буде великим, тому умови для адвективного туману несприятливі. І навпаки: при слабкому вітрі і великих горизонтальних градієнтах температури вертикальний градієнт буде малим, а умови для адвективного туману сприятливі.

*За методом М.В.Петренка та С.В.Некрасова*

1. Основні прогностичні параметри: різниці між значеннями температури повітря та її точки роси біля поверхні землі на початку дев'ятигодинної траєкторії частки і фактичними їх значеннями в пункті прогнозу, відповідно  $(T_n - T_\phi)$  і  $(Td_n - Td_\phi)$ , а також дефіцит точки роси на початку траєкторії  $(T - Td)_n$ .

2. Успішність прогнозу адвективного туману в значній мірі залежить від точності побудови прогностичної траєкторії. Методика її побудови полягає в наступному. В районі пункту, для якого складають прогноз, розраховують поле тиску з завчасністю 9 год. За даними зондування над пунктом прогнозу на висоті 150 м визначають швидкість вітру  $u_{15}$ . Від пункту прогнозу в напрямку, протилежному потоку, проводять криву таким чином, щоб вона мала кривизну прогностичних ізобар, розміщувалась приблизно під кутом  $15^\circ$  до цих ізобар та відхилялась в сторону високого тиску. На цій кривій відкладають відрізок  $L$ , що дорівнює половині довжини 9-годинної прогностичної траєкторії частки повітря.

Довжину відрізка  $L$  (в км) розраховують за формулою

$$L = 3,6 u_{15} \frac{\Delta n'_1}{\Delta n_1} \Delta t = 16,2 \cdot u_{15} \frac{\Delta n'_1}{\Delta n_1}, \quad (5.3)$$

де  $u_{15}$  – швидкість вітру ( $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) на висоті 150 м;  $\Delta n_1$  – відстань (см) між суміжними ізобарами над пунктом прогнозу за вихідний строк;  $\Delta n'_1$  – відстань (см) між тими ж ізобарами через 9 год;  $\Delta t = 4,5$  год.

Від проміжної точки також проти потоку проводять криву, яка повинна мати кривизну вихідних ізобар та відхилитися від них в сторону високого тиску на кут  $15^\circ$ . Довжина нового відрізка дорівнює другій половині 9-годинної траєкторії і розраховується за допомогою співвідношення

$$L = 16,2 u_{15} \frac{\Delta n_1}{\Delta n_2}, \quad (5.4)$$

де  $\Delta n_2$  – відстань (в см) між суміжними вихідними ізобарами. Знайдена точка є початковою точкою переносу.

3. За значеннями температури і точки роси на початку траєкторії та в пункті прогнозу визначають градієнти температури  $\Delta T/\Delta S = (T_{\text{п}} - T_{\text{ф}})/\Delta S$  і точки роси  $\Delta Td/\Delta S = (Td_{\text{п}} - Td_{\text{ф}})/\Delta S$  вздовж траєкторії довжиною  $\Delta S$ , в сотнях км (рис. 5.5). Чим більші додатні значення градієнтів, тим більша імовірність туману.

4. На полі графіку (рис. 5.5) знаходять точку перетину значень градієнта температури  $\Delta T/\Delta S$  і дефіциту точки роси  $(T - Td)_{\text{п}}$ .

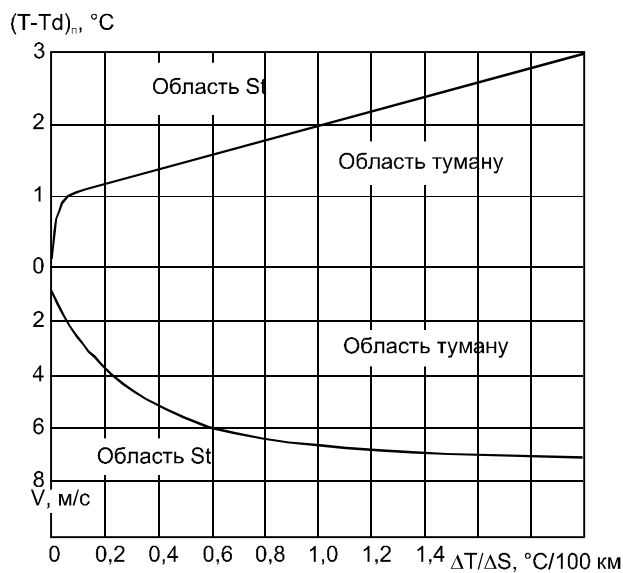


Рис. 5.5. Комплексний графік для прогнозу адвективного туману.

Якщо ця точка попаде в область туману, то від неї по вертикалі слід опуститися до значення швидкості вітру  $u$ , що очікується через 9 год в пункті прогнозу. Якщо нове положення точки знову опиниться в зоні туману, тобто точка буде знаходитись між нижньою суцільною кривою і горизонталлю 0, слід очікувати туман. Пунктирна крива на графіку відповідає метеорологічним умовам України (за даними І В. Кошеленка), де адвективний туман може виникати при більших швидкостях вітру, ніж в районі Москви.

5. Якщо за графіком (рис. 5.5) очікується туман, то додатково використовують графік, приведений на рис. 5.6. На ньому знаходять точку перетину значень  $\Delta T_d/\Delta S$  і дефіциту точки роси  $(T - T_d)_n$  у початковій точці переносу. Якщо точка попадає в область туману, тобто опиниться нижче суцільної кривої, то висока імовірність виникнення туману. Якщо точка опиниться поза областю туману, то туман все-таки прогнозують, хоча імовірність утворення туману буде нижчою. Нижня частина графіку використовується при прогнозі видимості в тумані.

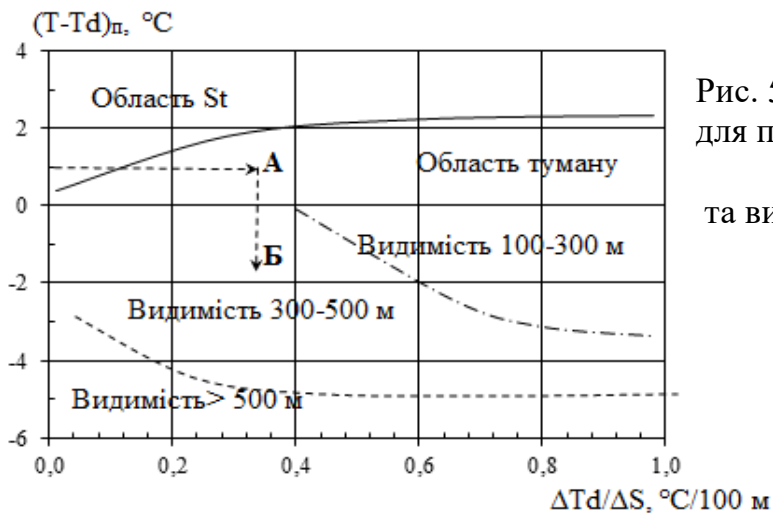


Рис. 5.6. Комплексний графік для прогнозу адвективного туману та видимості в ньому.

6. Якщо  $\Delta T_d/\Delta S > 1 ^\circ\text{C}/100 \text{ км}$ ,  $(T - T_d)_n < 2 ^\circ\text{C}$ , а очікувана швидкість вітру  $u < 4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , то туман може виникнути на 2-3 год раніше, тобто через 6...7 год після строку спостережень, за якими побудована вихідна карта.

Розсіюється адвективний туман внаслідок посилення вітру на  $1-2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  або при зміні адвекції теплого повітря на адвекцію сухого холодного повітря. В теплу пору року розсіювання адвективного туману можливе внаслідок денного прогріву повітря.

*За методом І.В Кошеленка .*

Прогноз туману і низької хмарності з завчасністю 8-10 год робиться за допомогою номограми (рис. 5.7). На вертикальній вісі відкладається

прогностичне значення швидкості вітру, на горизонтальній вісі - горизонтальний градієнт температури. Цей метод дозволяє визначити тільки необхідні умови утворення туману. Адвективний туман можна спрогнозувати тоді, коли адвективна температура буде нижчою або дорівнюватиме точці роси в пункті прогнозу. Величина такого зниження температури визначається за різницею між точкою роси на початку траєкторії  $T_{dп}$  та фактичною температурою повітря  $T_{ф}$ . Таким чином, якщо  $T_{dп} - T_{ф} \geq 0$ , прогнозуємо туман.

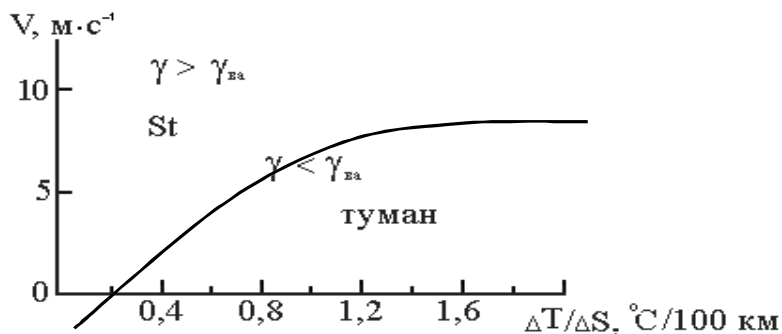


Рис. 5.7. Графік для прогнозу адвективного туману.

$V$  – очікувана швидкість вітру в пункті прогнозу;

$\Delta T/\Delta S$  – горизонтальний градієнт температури вздовж шляху переміщення частки повітря.

За методом І.В. Кошеленка передбачають переміщення зон туманів, які спостерігаються, і можливість збереження туману.

1. За приземною картою для даного пункту (району) визначають траєкторію, за якою в цей пункт перемістяться частки повітря.

2. На початку траєкторії визначають точку роси  $T_{dп}$ .

3. Прогнозують температуру повітря  $T$  в заданому пункті з урахуванням адвективних і трансформаційних змін температури. Якщо  $T < T_{dп}$ , туман можливий.

4. Якщо відоме значення вертикального градієнту температури ( $\gamma$ ) в граничному шарі повітряної маси, що переміщується, то імовірність туману визначають за графіком (рис. 5.7).

5. Час виникнення адвективного туману передбачають за швидкістю переміщення в напрямку заданого пункту зон туманів або за часом, коли очікується охолодження частки повітря, що переміщується, до значення  $T_{dп}$ .

6. При прогнозі враховується можливість зниження хмар до поверхні землі. При низькій хмарності необхідно визначити тенденцію зміни висоти нижньої межі хмар.



7. Прогноз зникнення адвективного туману в заданому пункті дається з урахуванням припинення дії факторів, що спричинили туман (зміна повітряної маси у зв'язку з проходженням фронту, послаблення адвекції тепла, збільшення  $\gamma$  і т.п.).

*За методом Л.А. Ключникової*

В прибережних районах (приблизно в 100-кілометровій зоні), при вторгненні теплого повітря з моря на холодну підстильну поверхню суші, адвективний туман можна спрогнозувати за графіком, який запропонувала Л.А. Ключникова (рис. 5.8). Трансформаційне охолодження повітря при цьому прямо пропорційне різниці температури води  $T_v$  і повітря в пункті прогнозу на суші  $T_c$ , а інтенсивність туману, який утворюється, буде визначатися масовою часткою водяної пари  $q$  (‰) в повітряній масі, що надходить. Вночі, внаслідок радіаційного охолодження повітря над сушею, різниця температур  $T_v - T_c$  зростає, що викликає збільшення інтенсивності адвективного туману.

Температура водяної поверхні для прогнозу туману береться за ранковий строк і поновлюється по мірі надходження нових даних (не рідше одного разу за добу). За температуру суші береться температура повітря в психометричній будці за строк для якого прогнозується туман. Значення температури поверхні води визначають за спостереженнями прибережних, острівних станцій чи суден і для прогнозу беруть її середньодобове значення. За температуру поверхні суші беруть значення  $T_{min}$  поверхні ґрунту за попередню добу.

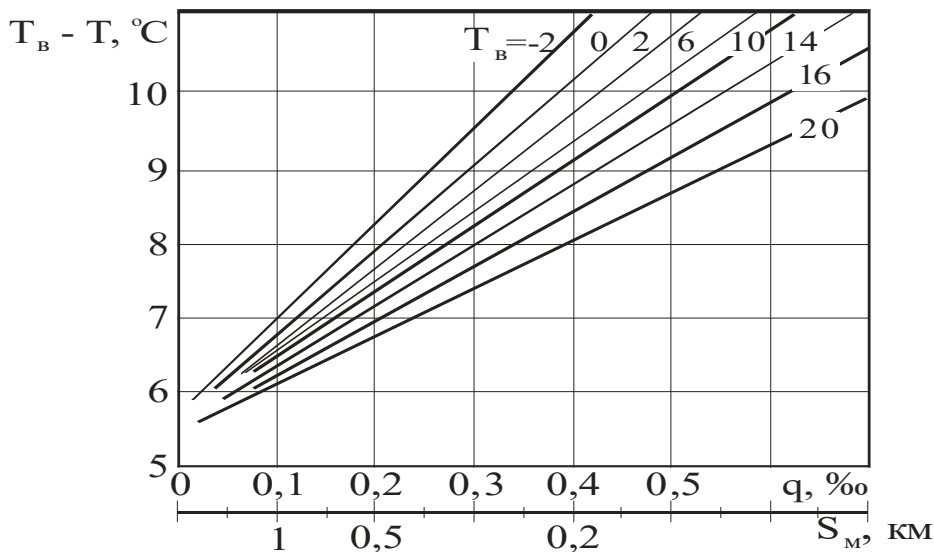


Рис. 5.8. Графік для прогнозу адвективного туману в прибережній зоні. Похилі лінії – ізолінії температури води на момент складання прогнозу.

За методом Б.В. Кирюхіна

Для визначення можливості посадки літаків на аеродромі, що має мінімум 50×500, слід скористатися номограмою, запропонованою Б.В. Кирюхіним (рис. 5.9).

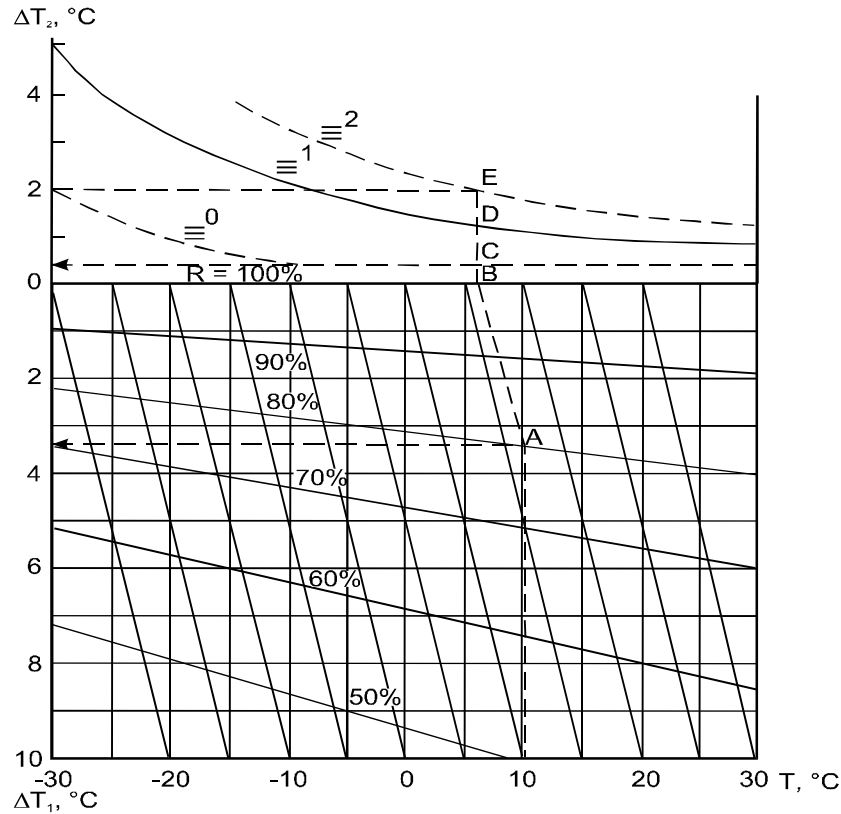


Рис. 5.9. Номограма Б.В. Кирюхіна для прогнозу туманів.

Номограма дозволяє знайти за значенням температури і відносної вологості повітря необхідне зниження температури для досягнення насичення ( $\Delta T_1$ ) і додаткове зниження температури для виникнення туману різної інтенсивності ( $\Delta T_2$ ).

Загальне зниження температури, необхідне для виникнення туману ( $\Delta T_T$ ), буде дорівнювати

$$\Delta T_T = \Delta T_1 + \Delta T_2 ,$$

а отже,

$$T_T = T - \Delta T_T .$$

Величини  $\Delta T_1$  і  $\Delta T_2$  визначаються за номограмою (рис. 5.9), потім розраховується значення  $T_T$  і порівнюється з мінімальною температурою

повітря. Порядок визначення зниження температури, необхідного для виникнення туману, показаний на рис 5.9.

### *Прогноз часу розсіювання туману*

При наявності туману нерідко виникає питання про час його розсіювання, при цьому у синоптика звичайно є інформація зі станцій, розташованих навкруги аеродрому.

Зміни туману за часом залежать як від макропроцесів, так і від його мікроструктурних характеристик. Основними причинами, які приводять до розсіювання туману, є:

- зміна синоптичної ситуації (зростання баричних градієнтів, посилення швидкості вітру та зміна його напрямку і т.п.);
- радіаційний прогрів підстильної поверхні і приземного шару повітря за рахунок сонячної радіації, при наявності промислового забруднення атмосфери;
- коагуляція і осідання краплин туману на предметах;
- випаровування краплин туману при переносі їх через верхню межу туману в сухе повітря при турбулентному обміні - турбулентне розбухання шару туману;
- при упорядкованих низхідних рухах за рахунок адіабатичного прогріву повітря, що призводить до випаровування краплин;
- розсіювання під впливом холодних краплин при випадінні опадів;
- адвективний перенос обмеженої зони туману.

Найбільшу роль в розсіюванні туману грають зміни синоптичної ситуації і радіаційний прогрів.

Розсіювання адвективного туману відбувається внаслідок посилення вітру на  $1...2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , при зміні адвекції теплого повітря на адвекцію сухого холодного повітря. В тепле півріччя розсіювання адвективного туману можливе за рахунок денного прогріву повітря.

В залежності від наявності причин, які можуть призвести до розсіювання туману, час розсіювання визначають таким чином. Для тривалих туманів при змінній синоптичній ситуації існує емпірична формула:

$$t_p = 5.2 \cdot 10^{-2} \frac{\Delta H^2}{L_T \Delta U_g}, \quad (5.5)$$

де  $t_p$  - час розсіювання туману (год), що відраховується від строку останньої кільцевої карти погоди;  $\Delta H$  - товщина шару туману;  $L_T$  - видимість в тумані;  $\Delta U_g$  - зміна швидкості градієнтного вітру:

$\Delta U_g = (U_g)_п - (U_g)_ф$ , де  $(U_g)_п$  - градієнтний вітер на прогностичній приземній карті,  $(U_g)_ф$  - градієнтний вітер на фактичній приземній карті.

За рахунок низхідних рухів в добре виражених антициклонічних полях, при відсутності потужних піднесених інверсій, час розсіювання туману можна визначити за значеннями вертикальних рухів  $w$  і горизонтальної видимості  $L_T$  за допомогою графіка (рис. 5.10).

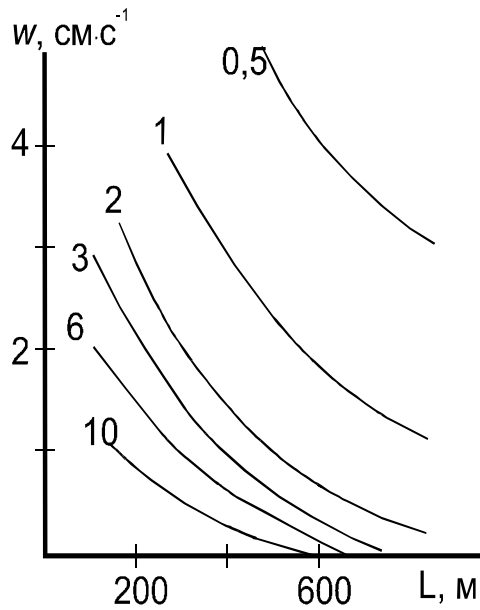


Рис. 5.10. Номограма для визначення часу розсіювання туману під впливом низхідних рухів.

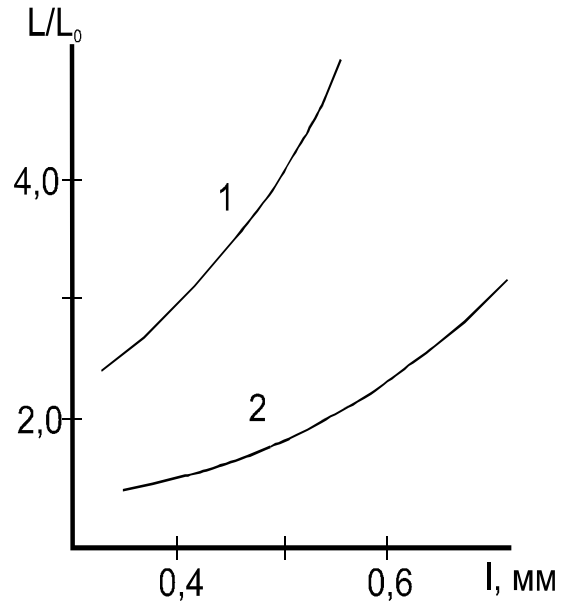


Рис. 5.11. Графік для прогнозу покращення видимості в тумані в залежності від інтенсивності дощу.

При випадінні холодних краплин дощу туман слабшає або навіть розсіюється. Прогноз поліпшення видимості в цьому випадку дається за допомогою рис. 5.11. Відношення  $L/L_0$  (на вертикальній вісі) показує, в скільки разів покращилась видимість в дощі протягом двох годин, де  $L_0$  - видимість до дощу,  $L$  - видимість через 2 год,  $I$  - інтенсивність дощу або мряки: кількість опадів за 1 год.

Врахування факторів, які призводять до розсіювання туману, часто буває складним через неповноту інформації, яку має синоптик. Тому простіше розрахувати час розсіювання туману, якщо користуватися

зв'язком між точкою роси в момент формування туману ( $T_d$ ) і температурою розсіювання туману ( $T_p$ ), який наведено на рис. 5.12.

Методика складання прогнозу: за  $T_d$  в момент утворення туману з рис. 5.12 визначаємо температуру розсіювання туману  $T_p$ . Потім знаходимо  $\delta T = T_p - T_{\min}$ . На графіку (рис. 5.13) за значенням  $\delta T$  відраховуємо час розсіювання туману.

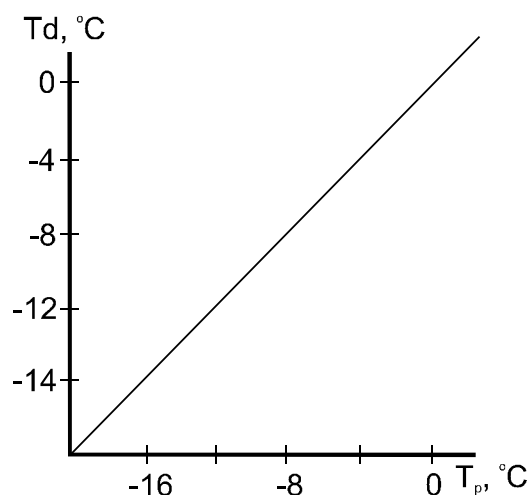


Рис. 5.12. Зв'язок між точкою роси при тумані і значенням температури його розсіювання.

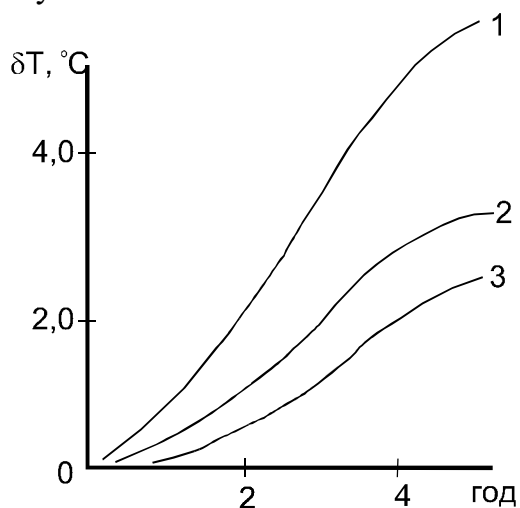


Рис. 5.13. Графік для визначення часу розсіювання туману:  
1 – березень, вересень;  
2 – січень, лютий, листопад, грудень;  
3 – сніговий покрив.

### Контрольні запитання

1. Яке метеорологічне явище має назву «туман»?
2. Перелічіть причини виникнення туману.
3. Як поділяють тумани в залежності від їх інтенсивності, вертикальної потужності?
4. Які предиктори використовуються в методах прогнозу туману?

### Вихідні матеріали

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Бланк аерологічної діаграми.
3. Міліметровий папір.
4. Карти Навчального авіаційного метеорологічного атласу.

*Порядок виконання роботи*

1. Визначити можливість закриття аеродрому при встановленому мінімумі погоди 60×800 (завдання 1).
2. Визначити можливість виконання візуальних польотів (завдання 2).
3. Визначити час закриття аеродрому при мінімумі 100×1000 і час розсіювання туману на аеродромі (завдання 3).
4. Визначити можливість посадки при мінімумі погоди 50×500 (завдання 4).

*Завдання 1*

Визначити можливість закриття аеродрому при встановленому мінімумі погоди 60 × 800.

Варіант	Вихідні дані	Приклад				
		1	2	3	4	5
1	T <sub>19</sub> , °C	17,0	4,1	13,0	-9,7	-6,0
	Td <sub>19</sub> , °C	14,1	-0,5	10,9	-10,4	-7,7
	Прогноз хмарності		4 бали,	5 балів,	5 балів,	
	Прогноз вітру, м·с <sup>-1</sup>	Ясно Тихо	середня 3	верхня 1	нижня 2	Ясно 3
2	T <sub>19</sub> , °C	21,0	16,3	10,8	-1,4	-8,2
	Td <sub>19</sub> , °C	19,8	8,3	9,1	-2,8	-10,0
	Прогноз хмарності	3 бали,	7 балів,	5 балів,		
	Прогноз вітру, м·с <sup>-1</sup>	середня Тихо	верхня 6	нижня 4	Ясно 2	Ясно Тихо
3	T <sub>19</sub> , °C	14,7	12,4	-5,8	20,5	15,5
	Td <sub>19</sub> , °C	13,6	2,8	-7,9	16,2	14,5
	Прогноз хмарності	4 бали,	6 балів,		3 бали,	
	Прогноз вітру, м·с <sup>-1</sup>	середня 5	середня 2	Ясно 3	нижня 1	Ясно Тихо
4	T <sub>19</sub> , °C	12,8	-4,9	17,5	25,0	-5,4
	Td <sub>19</sub> , °C	9,7	-6,9	14,5	21,0	-8,0
	Прогноз хмарності		3 бали,			5 балів,
	Прогноз вітру, м·с <sup>-1</sup>	Ясно Тихо	середня 5	Ясно 2	Ясно Тихо	верхня 1
5	T <sub>19</sub> , °C	12,8	19,4	-14,8	18,8	-4,4
	Td <sub>19</sub> , °C	3,8	17,2	-17,4	7,0	-5,6
	Прогноз хмарності	8 балів,	2 бали,	1 бал,	3 бали,	5 балів,
	Прогноз вітру, м·с <sup>-1</sup>	середня 3	середня 2	верхня 5	нижня 2	верхня Тихо

### Завдання 2

Визначити можливість виконання візуальних польотів над морем та в прибережних районах за даними про температуру повітря на суші  $T_c$  і температуру поверхні води  $T_B$ .

Вихідні дані	Приклад									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Варіант 1										
$T_c, ^\circ\text{C}$	7,0	-2,2	0,0	14,3	-1,2	17,4	13,3	8,1	1,2	16,1
$T_B, ^\circ\text{C}$	-3,1	-7,9	-8,8	5,4	-1,9	9,5	2,4	0,9	-7,0	9,2
Варіант 2										
$T_c, ^\circ\text{C}$	2,1	20,3	10,0	1,2	5,0	0,9	22,1	15,1	11,0	4,1
$T_B, ^\circ\text{C}$	-4,8	12,3	-1,1	-7,0	-3,1	-6,8	15,4	5,2	3,3	-3,9
Варіант 3										
$T_c, ^\circ\text{C}$	15,3	5,9	18,5	12,0	21,5	9,0	-2,1	0,0	21,9	19,3
$T_B, ^\circ\text{C}$	8,2	-2,8	9,8	3,4	12,1	0,0	-10,0	-6,8	12,1	12,0

### Завдання 3

Визначити час закриття аеродрому при мінімумі  $100 \times 1000$  і час розсіювання туману на аеродромі.

Вихідні дані	Приклад									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Строк спостереження 19 год										
$T, ^\circ\text{C}$	17,0	0,0	2,3	12,7	7,8	10,1	18,0	15,2	17,5	5,0
$T_d, ^\circ\text{C}$	12,1	-4,9	-3,2	7,6	2,8	5,0	12,9	10,0	12,4	0,0
Строк спостереження 19 год 30 хв										
$T, ^\circ\text{C}$	16,0	-1,0	-1,2	11,6	6,9	9,0	17,0	14,1	16,4	3,9
$T_d, ^\circ\text{C}$	12,0	-5,0	-2,8	7,6	2,9	5,1	13,0	10,1	12,2	-1,0
Строк спостереження 20 год										
$T, ^\circ\text{C}$	15,1	2,1	0,4	10,5	5,7	8,1	15,8	13,0	15,0	2,8
$T_d, ^\circ\text{C}$	11,9	-5,2	-2,7	7,6	3,0	5,2	12,9	10,1	12,1	-0,3

*Завдання 4*

Визначити можливість посадки літаків при мінімумі погоди 50 × 500.

Варіант	Вихідні дані	Приклад					
		1	2	3	4	5	6
1	T, °C	4,0	-0,3	-5,2	-7,9	-7,0	-2,1
	R, %	90	86	75	82	65	95
	T <sub>мін. пр.</sub> , °C	0	-5	-7	-12	-13	-6
2	T, °C	10,1	-1,6	-6,1	-8,0	-12,0	-18,5
	R, %	71	62	54	85	90	95
	T <sub>мін. пр.</sub> , °C	3,0	-10	-18,0	-13,0	-16,0	-22,0
3	T, °C	1,2	-1,4	-2,3	-10,5	-7,4	-20,4
	R, %	83	74	65	54	92	88
	T <sub>мін. пр.</sub> , °C	-3,0	-8,0	-11,0	-20,0	-12,0	-25,0
4	T, °C	9,3	-0,7	-7,8	-20,2	-12,8	-25,0
	R, %	91	80	74	68	57	85
	T <sub>мін. пр.</sub> , °C	5,0	-5,0	-15,0	-28,0	-22,0	-29,0
5	T, °C	8,4	-1,0	-6,9	-17,4	-11,7	-3,4
	R, %	74	65	90	58	82	95
	T <sub>мін. пр.</sub> , °C	2,0	-9,0	-11,0	-28,0	-18,0	-7,0
6	T, °C	2,8	-1,2	-7,5	-14,1	-10,3	-17,8
	R, %	65	88	72	91	59	85
	T <sub>мін. пр.</sub> , °C	-6,0	-5,0	-15,0	-20,0	-19,0	-22,0

*Рекомендована література*

1. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. СПб.: Гидрометеоиздат.1992. 347 с.
2. Богаткин О.Г., Еникеева В.Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. Л.: Гидрометеоиздат. 1985. С. 67 - 71.
3. Кошеленко И.В. Методика прогноза тумана и его интенсивности // Методическое письмо. М.: Гидрометеоиздат. 1981.
4. Практикум з синоптичної метеорології //Під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. Одеса: ТЭС. 2004. 419 с.



5. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Л.: Гидрометеиздат. 1985. С. 203 - 213.

*Звітні матеріали*

1. Опис синоптичного положення в робочому зошиті.
2. Текст прогнозу в робочому зошиті.
3. Відповіді по вирішенню всіх прикладів викласти письмово на окремому аркуші (за вказівкою викладача).

## 6 ПРОГНОЗ НЕБЕЗПЕЧНИХ ДЛЯ АВІАЦІЇ ЯВИЩ, ЯКІ ОБУМОВЛЕНІ КОНВЕКЦІЄЮ

Розвиток інтенсивної конвекції і формування потужних купчастих і купчасто-дощових хмар призводить до виникнення таких небезпечних для авіації явищ, як грози, град і шквали.

Найбільшу небезпеку несуть грози. Політ в купчасто-дощових хмарах заборонено, тому що в цих хмарах відмічаються сильні висхідні рухи, розряди блискавки, інтенсивна турбулентність, обледеніння літаків.

Грози супроводжуються зливами, шквалами і градом. При сильному зливовому дощі можливе значне погіршення видимості. Виникаючі при зливі низхідні потоки повітря більш холодного, ніж сама хмара, можуть привести до втрати висоти. Це дуже небезпечно при зльоті, посадці, польотах на малих висотах. Мікропориви особливо небезпечні при приземленні, якщо пілот зменшив тягу і опустив ніс літака у відповідь на зрушення зустрічного вітру. Такі аеродинамічні умови можуть привести до свалювання або приземлення самолета вблизи ЗПС (рис. 6.1). Град, діаметром більше 1 см, може пошкодити обшивку літака, скло кабіни, порушити роботу двигунів, радіозв'язок.



Рис. 6.1. Приземлення в мікропориве

Шквали характеризуються короткотерміновим різким посиленням вітру, що дуже небезпечно не тільки для літаків, які переміщуються в повітрі, але і для тих, які знаходяться на льотному полі.

Найбільш сприятливі умови для розвитку грозових і градових хмар, що супроводжуються шквалами, відмічаються над сушею влітку в денні години:

- в зонах холодних фронтів, які швидко переміщуються;
- на малорухомих фронтах із хвильовими збуреннями;
- в зоні фронту оклюзії зі швидкістю переміщення більше 30 км·год<sup>-1</sup>;
- в неглибокій баричній улоговині;
- в теплому секторі циклону або на периферії антициклону;
- в передній або центральній частині улоговини холоду в тропосфері.

При наявності сприятливих синоптичних умов для прогнозу гроз використовуються кількісні методи. При прогностичному значенні градієнта температури  $\Delta T < 5$  °С на 600 км біля поверхні землі рекомендується використовувати метод Н.В. Лебедевої, при  $\Delta T > 5$ °С на 600 км (барокліність вважається істотною) - метод Г. Д. Решетова.

Прогноз конвективних явищ складається на основі прогностичних даних про тиск біля поверхні землі, висоти стандартних ізобаричних поверхонь (до 100 гПа), температуру повітря та точку роси біля поверхні землі і на указаних висотах.

*Метод Н.В. Лебедевої* включає побудову прогностичних кривих стратифікації і стану (з урахуванням виду конвекції - термічна, вільна, вимушена), визначення висотирівня конвекції  $H_{\text{конв}}$ , температури повітря на цьому рівні  $T_{\text{конв}}$  і товщини нестійко стратифікованого шару повітря  $\Delta H$ . Якщо  $H_{\text{конв}} \geq 8000$  м,  $\Delta H \geq 7500$  м і  $T_{\text{конв}} \leq -22,5$  °С, то прогноуються грози з градом; якщо  $H_{\text{конв}} \geq 8000$  м,  $7500 > \Delta H \geq 6500$  м і  $T_{\text{конв}} \leq -22,5$  °С, то в прогнозі вказуються тільки грози; при  $8000 > H_{\text{конв}} > 5000$  м,  $6500 > \Delta H \geq 3500$  м і  $T_{\text{конв}} \leq -10$  °С прогноуються зливи, при  $\Delta H < 3500$  м – конвективна хмарність.

Критичні значення параметрів конвекції наведені в табл. 6.1. Якщо сумарний дефіцит точки роси на ізобаричних поверхнях 850, 700 і 500 гПа

$\sum_{850}^{500} (T - T_d)$  перевищує 25 °С, то зволоження недостатнє, і подальші

розрахунки не виконуються. Якщо  $\sum_{850}^{500} (T - T_d) \leq 25$  °С, то розраховується

дефіцит точки роси біля поверхні землі при максимальних значеннях  $T_{\text{max}}$  і  $T_d$ :  $(T_{\text{max}} - T_d)_z$ ; якщо  $(T_{\text{max}} - T_d)_z > 20$  °С, то рівень конвекції лежить вище 2 км; в цьому випадку подальші розрахунки не виконуються; при  $(T_{\text{max}} - T_d)_z < 16$  °С відмічаються сприятливі умови для розвитку конвекції і тоді розраховуються інші параметри:

- товщина конвективно-нестійкого шару  $\Delta H_{\text{кнш}}$ ;
- середній рівень конденсації  $\bar{H}_{\text{конд}}$  при термічній і вільній конвекції або нижній рівень конденсації  $H_{\text{конд}}$  при вимушеній конвекції;

- середній рівень конвекції  $\bar{H}_{\text{конв}}$  (при вимушеній конвекції – рівень конвекції  $H_{\text{конв}}$  від нижнього рівня конденсації, а також верхня межа шаруватоподібних хмар  $H_{\text{ш.х}}$ );

- температура на середньому рівні конвекції (при вимушеній конвекції – на рівні конвекції)  $T_{\text{конв}}$ ;

- середня величина відхилення  $\Delta\bar{T}$  кривої стану  $T'$  від кривої стратифікації  $T$ :  $\Delta\bar{T} = \frac{1}{n} \sum_1^n (T' - T)$ , де  $n$  – число цілих шарів товщиною 100 гПа, починаючи з рівня конденсації; середня потужність конвективних хмар  $\Delta\bar{H}_{\text{кх}}$  – різниця між  $\bar{H}_{\text{конв}}$  і  $\bar{H}_{\text{конд}}$  (при вимушеній конвекції визначається потужність конвективних  $\Delta\bar{H}_{\text{кх}}$  і шарувато подібних хмар  $\Delta\bar{H}_{\text{шх}}$ ).

*Метод прогнозу гроз і граду*, що запропонований Г.Д. Решетовим, базується на припущенні, що ефект утягнення при розвитку потужних купчасто-дощових хмар несуттєвий, і частка при підйомі від рівня конденсації буде досягати висоти, на якій додатна енергія нестійкості буде урівноважена від'ємною енергією нестійкості; тобто частка буде підійматися вище рівня конвекції, що визначений як перетин кривих стану і стратифікації. Рівень, нижче якого додатна і від'ємна енергії нестійкості дорівнюють одна одній, приймається за верхню межу хмари  $H_v$ . Далі визначається висота рівня нульової ізотерми в хмарі, товщина шару від'ємних температур в хмарі  $\Delta h_0^B = H_v - h_0$  і температура на верхній межі хмари  $T_v$ . Розраховуються дискримінанти функції:

$$L_1 = 0,12\Delta h_0^B - 0,22T_v - 0,562, \quad (6.1)$$

$$L_2 = 0,36H_v - 0,0753T_v + 0,53\Delta h_0^B - 3,36. \quad (6.2)$$

При  $L_1 < 0$  інтенсивна конвекція не прогнозується, при  $L_1 \geq 0$  і  $L_2 < 0$  в прогнозі вказується гроза, при  $L_1 \geq 0$  і  $L_2 \geq 0$  прогнозується гроза з градом.

Для прогнозу розподілу в хмарі граду різних розмірів Г. Д. Решетов запропонував визначати максимальну швидкість висхідного потоку в хмарі  $w_k$ ,  $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$  по значенню суми відхилень  $\sum \Delta T$  кривої стану від кривої стратифікації на рівнях 850, 700, 600, 500 і 400 гПа за формулою  $w_{\text{max}} = 0,9 \sum \Delta T$  або за номограмою на рис. 6.2 (права частина) і по  $w_{\text{max}}$  оцінити висоту верхньої межі граду різних розмірів ( $H_v$ ).

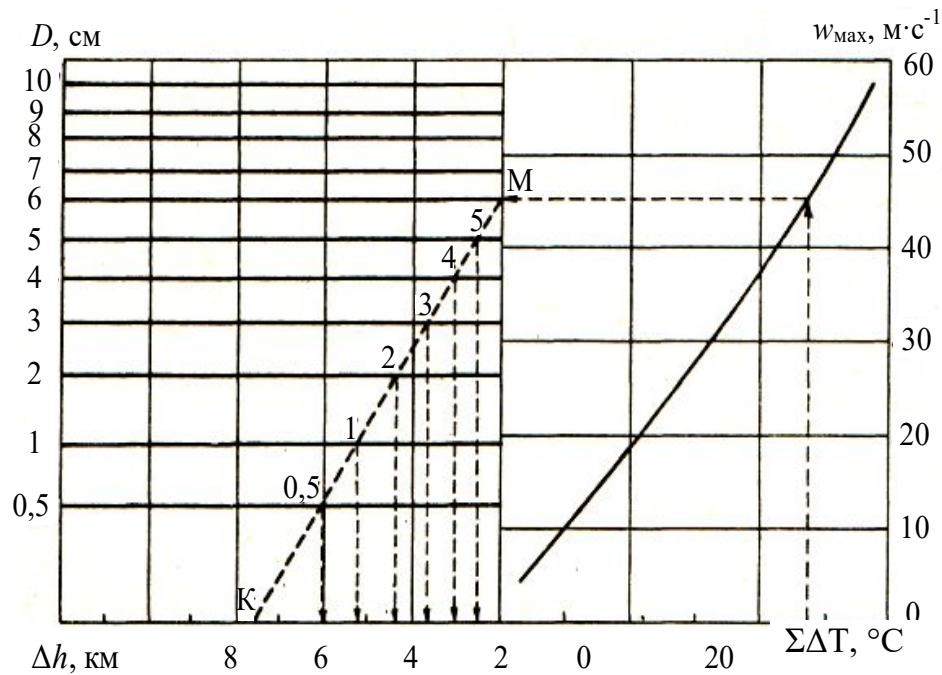


Рис. 6.2. Графік для прогнозу максимальної швидкості висхідного потоку  $w_{\max}$  в грозовій (градовій) хмарі, висоти верхньої межі  $H_v$  граду і діаметру градин  $D$  на ешелоні польоту (метод Г.Д. Решетова).

Для цього слід з'єднати точку  $M$  на вертикальній вісі, що відповідає значенню  $w_{\max}$ , з точкою  $K$  на горизонтальній вісі зліва. Точка  $K$  відповідає перевищенню  $\Delta h$  висоти вершини хмари  $H_v$  над рівнем максимальної швидкості конвективного потоку в хмарі  $H_{w_{\max}}$ :

$$\Delta h = H_v - H_{w_{\max}}. \quad (6.3)$$

Висота  $H_{w_{\max}}$  може бути наближено прирівняна до висоти, на якій відмічається максимум відхилення кривої стану від кривої стратифікації.

При польоті з підвітряного боку хмари можлива зустріч літака з градом різного розміру, який виноситься з хмари під впливом горизонтального потоку повітря. Цей потік в верхній тропосфері має більшу швидкість, ніж швидкість руху хмари. Градини невеликого розміру при падінні з великих висот в ненасиченому малохмарному повітрі не досягають поверхні землі, але зустріч з градом поза хмарою на ешелоні польоту може бути небезпечною для літака.

**Таблиця 6.1 - Граничні значення параметрів конвекції (метод частки), при яких найбільш імовірний розвиток конвективних явищ**

$\sum_{850}^{500} (T-T_d),$ °C	$(T_{\max}-T_d)_z,$ °C	$\Delta H_{\text{кнш}},$ гПа	$\bar{H}_{\text{конд}}$ або $H_{\text{нмкх}},$ км	$\bar{H}^*_{\text{конв}}$ або $H^{**}_{\text{конв}},$ км	$T_{\text{конв}},$ °C	$\Delta \bar{T} =$ $\frac{1}{n} \sum_1^n (T' - T),$ °C	$\Delta \bar{H}_{\text{кх}}$ або $\Delta \bar{H}_{\text{шх}},$ км	Конвективні явища
>25	>20	-	-	-	-	-	-	Розвиток конвекції не очікується
≤25	≤16	>10	~1,5	≥6	<-22,5	>4	~4,5	Слабкий зливовий дощ, можлива гроза або суха гроза
≤20	≤14 (≤10)	>20	~1,5	>5	від -22,5 до -10	≥3 (>1)	>3,5	Зливовий дощ без грози
≤20	≤14	>30	~1,5	≥8	<-22,5	≥3	>6,5	Злива, місцями грози
≤16	~10	>60...100	1,5>H>1,0	>8	<-22,5	≥3	≥7,5	Сильна злива та гроза
~16	~10	-	1,5>H>1,0	>8	<-22,5	3, $\Delta T_{\max}>4$	≥7,5	Зливи, грозові та градові явища

\* Розраховується тільки при вільній конвекції

\*\* Розраховується тільки при вимушеній конвекції

Номограма (рис. 6.3) дозволяє визначити відстань від хмари  $S$ , на яку можуть бути винесені градини діаметром  $D$ , в залежності від перевищення верхньої межі граду  $\Delta H$  над рівнем 700 гПа і від вертикального зсуву вітру  $\Delta u$  в шарі від верхньої межі граду до рівня 700 гПа. Використання цієї номограми дозволяє оцінити можливість зустрічі літака з градом поза хмарою.

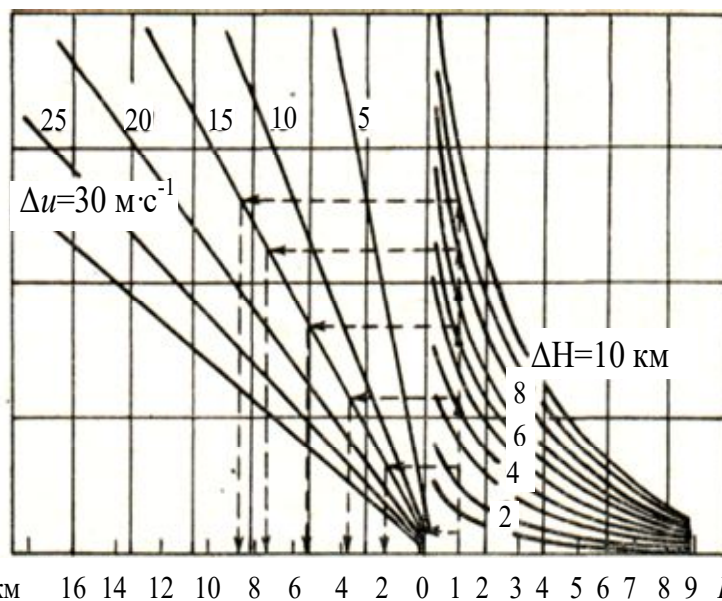


Рис. 6.3. Номограма для прогнозу відстані граду різного діаметру від грозової (градової) хмари по значенню діаметру  $D$ , перевищенню  $\Delta H$  верхньої межі граду над рівнем 700 гПа і по модулю різниці швидкості вітру  $\Delta u$  в шарі 700 гПа - верхня межа граду (метод Г.Д. Решетова).

Для прогнозу можливості шквалу і максимальної швидкості вітру при шквалі оцінюються такі параметри:

- температура повітря біля поверхні землі безпосередньо перед грозовим дощем і шквалом -  $T_{\max 3}$ ;
- температура повітря на рівні 500 гПа за той же строк -  $T_{500}$ ;
- різниця температур у шарі земля - рівень 500 гПа:  $T_3^{500} = T_{\max 3} - T_{500}$ ;
- сума відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях

850, 700, 600, 500 гПа -  $\sum_{850}^{500} \Delta T$ ;

- нульова температура змоченого термометру, яку вологоадіабатично приведено до тиску біля поверхні землі -  $T_3^{03.T.}$ ;

- різниця температур:  $\Delta T_3^{03.T.} = T_{\max 3} - T_3^{03.T.}$ ;

- очікувана середня швидкість вітру:  $\bar{u} = \frac{u_3 + u_{850} + u_{700} + u_{500}}{4}$ .

Для прогнозу шквалу за сприятливих синоптичних умов використовується графік (рис. 6.4) або дискримінантна функція:

$$L_3 = 0,116 \sum_{850}^{500} \Delta T + 0,029 \Delta T_3^{500} - 1,597. \quad (6.4)$$

При значеннях  $L_3 \geq 0$  в прогнозі слід указувати шквал, при  $L_3 < 0$  – його відсутність.

Максимально можливу швидкість вітру при шквалі можна оцінити за графіком на рис. 6.5.

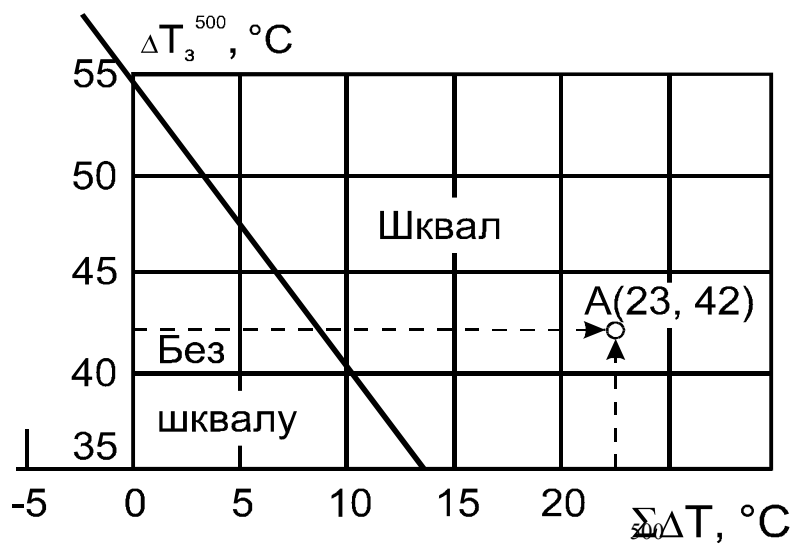


Рис. 6.4. Графік для прогнозу імовірності  $_{850}$ утворення шквалу (метод Г.Д. Решетова).

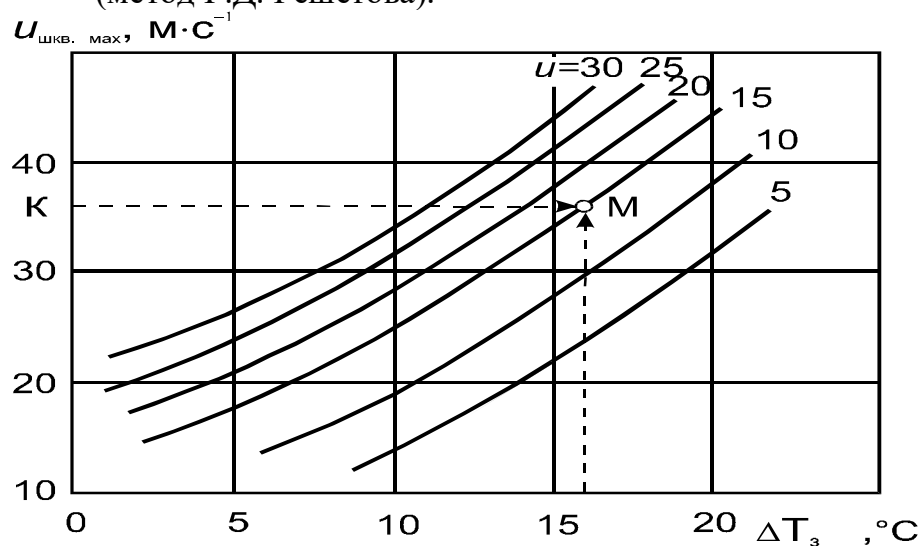


Рис. 6.5. Графік для прогнозу максимальної швидкості вітру при шквалі (метод Г.Д. Решетова).



В оперативній практиці для прогнозу грозової діяльності використовуються методи, які запропоновані Уайтінгом і Фаустом.

Відповідно до методу Уайтінга, для ряду пунктів розраховується коефіцієнт:

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700}, \quad (6.5)$$

де  $T_{850}$  і  $T_{500}$  - значення температури повітря на рівнях 850 і 500 гПа;

$D_{850}$  і  $D_{700}$  - значення дефіциту точки роси на рівнях 850 і 700 гПа.

При  $K < 20$  грози очікувати не слід, при  $20 \leq K < 25$  очікуються окремі грози, при  $25 \leq K < 30$  слід прогнозувати численні грози, при  $K \geq 30$  - прогноуються грози повсюдно.

Коефіцієнти  $K$ , що розраховані за формулою 6.5, наносяться на бланк карти і проводяться ізолінії значень  $K$ , кратних 5, починаючи з  $K = 20$ . Отримана область значень  $K \geq 20$  буде зоною можливої грозової діяльності.

Відповідно до методу Фауста, визначається критерій нестійкості

$$\Delta T_H = T_v - T_{500} + \Delta T_R, \quad (6.6)$$

де  $T_v$  - температура нульового випаровування. Визначається за графіком (рис. 6.6) з урахуванням температури повітря на рівні 850 гПа і середнього значення дефіцитів точки роси на рівнях 850, 700, 500 гПа

$$\bar{D}_{850}^{500} = \frac{1}{3}(D_{850} + D_{700} + D_{500}). \quad (6.7)$$

Якщо  $\bar{D}_{850}^{500} \geq 14$  °С, то грози не очікуються;

$\Delta T_R$  - поправка на кривину ізобар, визначається за даними табл. 6.2.

Таблиця 6.2 - Поправка на кривину ізобар  $\Delta T_R$

Тип кривизни	Радіус кривини R, км			
	< 250	250...500	500...1000	>1000
Циклонічна	2,0	1,4	1,0	0,0
Антициклонічна	-2,0	-1,4	-1,0	0,0

Значення  $\Delta T_H$  наносяться на карту та проводяться ізолінії  $\Delta T_0 = 0$ . При  $\Delta T_H > 0$  слід очікувати грози.

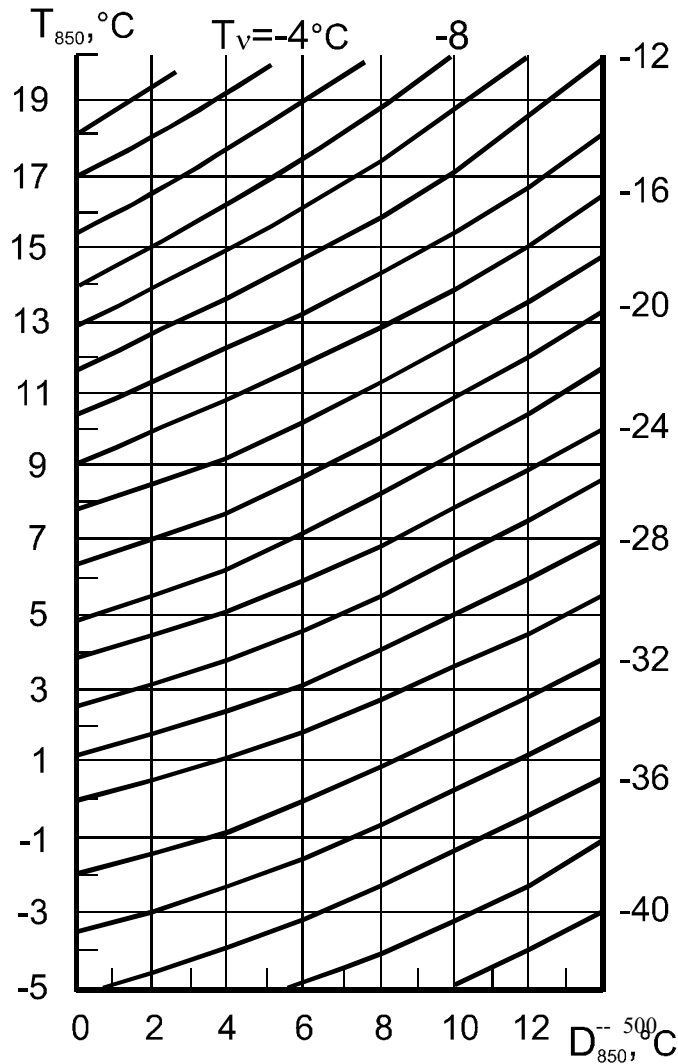


Рис. 6.6. Номограма для визначення температури нульового випаровування  $T_v$  (метод Фауста).

*Мета роботи:* використовуючи синоптичний матеріал, навчитися оцінювати можливість виникнення гроз, граду, шквалів, які ускладнюють польоти в районі аеродрому та за трасою.

#### *Контрольні запитання*

1. Які небезпечні явища погоди пов'язані з конвективними хмарами?
2. Які причини призводять до виникнення грози?
3. Які синоптичні умови сприятливі для виникнення гроз, граду, шквалу?
4. Які основні параметри в методах прогнозу конвективних явищ?
5. В чому суть методів прогнозу гроз, запропонованих Н.В. Лебедевою та Г.Д. Решетовим?
6. Які критерії нестійкості використовуються в методах Уайтінга та Фауста?

### Вихідні матеріали

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Бланк аерологічної діаграми.
3. Карти Навчального авіаційного метеорологічного атласу.

### Рекомендована література

1. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. СПб.: Гидрометеиздат. 1992. 347 с.
2. Богаткин О.Г., Тараканов Г.Г. Учебный авиационный метеорологический атлас. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 255 с.
3. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 302 с.
4. Практикум з синоптичної метеорології //Під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. Одеса: ТЭС. 2004. 419 с.
5. Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Практикум по авиационной метеорологии. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 184 с.

### Завдання

1. Визначити можливість грози, граду, шквалу за синоптичними ознаками в районі аеродрому вильоту і аеродрому посадки.
2. Побудувати модель конвекції. Визначити можливість грози, граду, методом Н.В.Лебедевої в районі аеродрому вильоту і аеродрому посадки.
- 3.Скласти прогноз грози і граду за методом Г.Д. Решетова в районі аеродрому вильоту і аеродрому посадки. Заповнити табл. 6.3.

Таблиця 6.3 - Визначення можливості грози і граду

Аеродром	Н <sub>в</sub> , км	Т <sub>в</sub> , °С	h <sub>0</sub> , км	Δh <sub>0</sub> <sup>в</sup> , км	L <sub>1</sub>	L <sub>2</sub>	Прогнозується (так, ні)	
							Гроза	Град
Вильоту Посадки								

4. Визначити розподіл граду в купчасто-дощовій хмарі та на її підвітряному боці. Оцінити можливість зустрічі літака з градом поза хмарою на ешелоні і безпечну відстань між хмарою і літаком. Для характеристики розподілу граду в купчасто-дощовій хмарі визначити:

- суму відхилень температур кривої стану від кривої стратифікації на ізобаричних поверхнях 850, 700, 600 і 500 гПа ( $\sum \Delta T$ );

- рівень максимальної швидкості конвективного потоку  $N_{w \max}$  (рівень, де відмічається максимальне відхилення  $\Delta T$ );
- різницю висот  $\Delta h = N_B - N_{w \max}$ .

Розрахунки занести до табл. 6.4.

Таблиця 6.4 - Розподіл граду різного діаметра в хмарі і поза нею на підвітряному боці

$$\sum \Delta T = \text{___} \text{ } ^\circ\text{C}, \quad N_{w \max} = \text{___} \text{ км}, \quad \Delta h = \text{___} \text{ км}, \quad w_{\max} = \text{___} \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$$

Параметр	Діаметр градин $D_i$ , см							
	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	...	10,0
$\Delta h_i$ , км								
$H_{B i}$ , км								
$\Delta H_i$ , км								
$\Delta u_i$ , м $\text{с}^{-1}$								
$S_i$ , км								

Користуючись аерологічною діаграмою, розрахувати перевищення  $\Delta H_i$  висоти верхньої межі граду  $i$ -го розміру над рівнем 700 гПа за формулою

$$\Delta H_i = H_{B i} - H_{700}$$

За даними про вітер на основних ізобаричних поверхнях визначити модуль різниці швидкості вітру на рівні 700 гПа і на висоті верхньої межі граду розміру  $D_i$  :  $\Delta H_i$ .

За допомогою номограми (рис. 6.3) оцінити відстань від хмари  $S_i$ , на якій може зустрітися град  $i$ -го діаметра. Результати записати до табл. 6.4.

5. Визначити можливість шквалу і максимальну швидкість вітру при ньому. Результати розрахунків представити у вигляді табл. 6.5.

Таблиця 6.5 – Визначення можливості шквалу і максимальної швидкості вітру

$T_{\max,3}$ , $^\circ\text{C}$	$T_{500}$ , $^\circ\text{C}$	$T_3^{500}$ , $^\circ\text{C}$	$\sum_{850}^{500} \Delta T$ , $^\circ\text{C}$	Шквал (так, ні)	$T_3^0$ з.т., $^\circ\text{C}$	$\Delta T_3^0$ з.т., $^\circ\text{C}$	$\bar{u}$ , м $\cdot$ с $^{-1}$	$u_{\text{шкв. max}}$ , м $\cdot$ с $^{-1}$

6. Визначити зони грозової діяльності методами Фауста і Уайтінга.

Скласти рекомендації щодо можливості уникнення грозових хмар на трасі польоту.

Для визначення зон грозової діяльності за методом Уайтінга значення  $K$  розрахувати за формулою 6.5 для пунктів, вказаних викладачем. Результати розрахунків занести до табл. 6.6.

Отримані значення  $K$  нанести на бланк синоптичної карти і провести ізолінії  $K$ , кратні 5, починаючи зі значення  $K = 20$ . Отримана таким чином область підвищених значень  $K$  буде зоною можливої грозової діяльності.

Таблиця 6.6 – Розрахунок параметрів  $K$  і  $\Delta T_H$

№ п/п	Пункт	$T_{850},$ °C	$D_{850},$ °C	$D_{700},$ °C	$T_{500},$ °C	$K,$ °C	$D_{500},$ °C	$\bar{D}_{850}^{500},$ °C	$T_v,$ °C	$\Delta T_R,$ °C	$\Delta T_H,$ °C

Для визначення зони грозової діяльності за методом Фауста розрахунки провести для тих же пунктів, що і при прогнозі гроз за методом Уайтінга.

Розрахувати середнє значення дефіциту  $\bar{D}_{850}^{500}$  за формулою 6.7. Якщо виявиться, що  $\bar{D}_{850}^{500} > 14$  °C, то подальші розрахунки для даного пункту не проводяться.

Якщо  $\bar{D}_{850}^{500} \leq 14$  °C, то необхідно визначити температуру на поверхні 850 гПа  $T_{850}$  і за графіком рис. 6.6 оцінити температуру нульового випаровування  $T_v$ , а по табл. 6.2 – значення поправки на кривизну ізобар  $\Delta T_R$ . Розраховані за формулою 6.6 значення  $\Delta T_H$  записати в табл. 6.6, нанести їх на карту (справа від значення  $K$ ) і провести ізолінію  $\Delta T_H = 0$ . Грози слід очікувати в області, де  $\Delta T_H > 0$ .

Порівняти положення областей можливої грозової діяльності за методами Уайтінга та Фауста.

### Звітні матеріали

1. Бланки аерологічної діаграми, на яких побудовані у відповідності з методами Н.В. Лебедевої і Г.Д. Решетова криві стратифікації та криві стану, відмічені рівні конденсації, нульової ізотерми, максимальної швидкості висхідного потоку і очікуваної максимальної висоти хмари.

2. Заповнена таблиця розрахунків параметрів, аналогічна 6.1.

3. Заповнена табл. 6.3.

4. Номограма рис. 6.1 з побудуваннями і заповнена табл. 6.4.

5. Заповнена табл. 6.5

6. Бланк карти з нанесеними значеннями  $K$  і  $\Delta T_H$  та проведеними ізолініями, заповнена табл. 6.6.

## 7 ПРОГНОЗ ЕЛЕКТРИЗАЦІЇ ПОВІТРЯНИХ СУДЕН

### 7.1 Метеорологічні і синоптичні умови електризації літаків

Атмосфера має електричні властивості. Оскільки частинки повітря, краплі сконденсованої вологи, частинки опадів, кришталіки льоду мають електричний заряд, то літаки в польоті електризуються.

*Електризація літака* - це складний і не однорідний процес, тому що при польоті літак набуває заряд і позбувається його. На електризацію літака впливає мікроструктура хмар:

- в кристалемих хмарах інтенсивність зарядження літака вище, ніж в хмарах які складаються з крапель;
- чим більша водність хмари, тим інтенсивність зарядження літака вище.

Особливо небезпечні купчасті, купчасто-дощові, щільні шарувато-дощові хмари, шари цих хмар знаходяться між ізотермами від 0 до -15 °С.

З іншого боку, на електризацію літака істотний вплив чинять конструктивні особливості, розмір, аеродинамічні властивості літака. Велика роль також швидкості літака - реактивні швидкісні літаки найбільше електризуються, ніж літаки з поршневиими двигунами.

Значний вплив в електризацію літака вносять обледеніння та бовтанка (турбулентність).

Для враженню літака електричними розрядами в шаруватих хмарах і опадах найбільше сприяють такі метеорологічні і синоптичні умови:

1. Активні циклони, баричні улоговини і фронти біля поверхні землі і на висотах при наявності в них хмар As-Ns в кількості 7-10 балів з опадами або без опадів.
2. Малорухомі циклони, в яких тиск зростає, баричні улоговини з розмитими фронтами з хмарами As-Ns в кількості 7-10 балів з опадами або без опадів.
3. Малоградієнтні області пониженого тиску з розмитими фронтами з хмарами As-Ns в кількості 7-10 балів з опадами або без опадів.
4. Передні частини баричних і термічних улоговин на картах АТ-850, АТ-700, АТ-500 гПа з малими дефіцитами точки роси, відповідно 2, 3 і 4° С.
5. Обледеніння та бовтанка в хмарах.
6. Наявність в районі аеропорту вильоту (посадки) і в зоні набору висоти (зниження) крім хмар Ns-As окремих грозових хмар на відстані від кількох до 30...40 км від траси (маршруту) польоту.
7. Антициклони і баричні гребені.
8. Тилові частини баричних улоговин на картах АТ-850, АТ-700, АТ-500 гПа і улоговин холоду на карті ВТ-500/1000.

9. Хмарність любых форм менш 5 балів (за винятком грозових хмар, які слід обходити на безпечній відстані).

### **7.2 Прогноз зон можливої поразки літаків електричними розрядами в шаруватих хмарах і опадах**

Для прогнозу небезпечних електричних зон в шарувато-дощових хмарах і опадах отримані дискримінантні функції окремо для різних видів стратифікації атмосфери.

Для випадків стійкої стратифікації дискримінантна функція має вигляд

$$L_1 = 5,75 \gamma_{850}^{700} - 0,11 T_{500} - 2,83, \quad (7.1)$$

де  $\gamma_{850}^{700}$  - вертикальний градієнт температури повітря в шарі від 850 до 700 гПа в  $^{\circ}\text{C}/100$  м;  $T_{500}$  - значення температури повітря на рівні 500 гПа в  $^{\circ}\text{C}$ . При значенні  $L_1 \geq 0$  і сприятливих синоптичних умовах слід прогнозувати ураження літаків електричними зарядами в шаруватих хмарах і опадах. При значеннях  $L_1 < 0$  - ураження не прогнозується.

Для виявлення зон можливого ураження літаків електричними розрядами при нестійкій стратифікації атмосфери використовується функція

$$L_2 = 12,40 \gamma_{850}^{500} - 0,046 \Theta_{700} + 12,52, \quad (7.2)$$

де  $\gamma_{850}^{500}$  - вертикальний градієнт температури в шарі від 850 до 500 гПа в  $^{\circ}\text{C}/100$  м;  $\Theta_{700}$  - значення псевдопотенційної температури в Кельвінах на рівні 700 гПа. При  $L_2 \geq 0$  слід прогнозувати ураження літаків електричними розрядами в шарувато-дощових хмарах і опадах. При  $L_2 < 0$  - ураження не прогнозується.

Дискримінантна функція для ураження літаків електричними розрядами в шарувато-дощових хмарах і опадах при байдужій стратифікації атмосфери має вид

$$L_3 = 0,38 \Theta_{700} + 1,50 H_{-5} - 104,19, \quad (7.3)$$

де  $\Theta_{700}$  - значення псевдопотенційної температури в Кельвінах на рівні 700 гПа,  $H_{-5}$  - висота в км ізотерми  $-5$   $^{\circ}\text{C}$ . При  $L_3 \geq 0$  слід прогнозувати ураження літаків електричними розрядами в шарувато-дощових хмарах і опадах. При  $L_3 < 0$  - ураження не прогнозується.

Підвищене ураження ПС спостерігається в хмарах Ns-As і опадах поблизу грозових хмар. Викликане воно, як правило, двома причинами:

1. Грозові хмари наводять на ПС, що пролітає поблизу, індуктивний заряд. Цей заряд, підсумовуючись із зарядом статистичної електрики, придбаної літаком при польоті в шарувато-подібній хмарності і опадах, підвищує заряд і потенціал ПС, а також збільшує напруженість електричного поля навколо нього до такого критичного значення, коли між літаком, з однієї сторони, і електричною неоднорідністю протилежного знаку в шарувато-дощовій хмарності - з іншої, може відбутися електричний розряд.

2. Встановлено, що в грозовій хмарі середніх розмірів за 5 хв відбувається до 200 розрядів блискавок, а за 1 год – до 800 розрядів. У момент розряду виникає потужний електромагнітний імпульс. Коли літак перетинає силові лінії електромагнітного імпульсу, на ньому, як в обмотці ротора динамомашини, виникає електричний струм. Цей струм створює на літаку додатковий електричний заряд, підвищується потенціал і напруженість електричного поля навколо ПС. В результаті, як і в першому випадку, між літаком і електричною зоною протилежного знаку в хмарах Ns-As відбувається невеликий електричний розряд. Ураження літака тим більше, чим ближче і потужніше грозова хмара.

Для ураження літака електричними розрядами в шаруватих хмарах і опадах найбільш сприятливі такі метеорологічні і синоптичні умови:

- активні циклони, баричні улоговини і фронти біля поверхні землі і на висотах при наявності в них хмар As-Ns в кількості 7...10 балів з опадами або без них;

- малорухомі циклони, в яких тиск зростає, баричні улоговини з розмитими фронтами, з хмарами Ns-As в кількості 7...10 балів з опадами або без них;

- малоградієнтні області пониженого тиску з розмитими фронтами, з хмарами Ns-As в кількості 7...10 балів з опадами або без них;

- передні частини баричних і термічних улоговин на картах АТ-850, АТ-700, АТ-500 гПа з малими дефіцитами точки роси, відповідно 2, 3 і 4 °С;

- обледеніння та бовтанка в хмарах;

- наявність в районі аеропорту вильоту (посадки) і в зоні набору висоти (зниження) крім хмар Ns-As окремих грозових хмар на відстані від кількох до 30...40 км від траси (маршруту) польоту.

Несприятливі умови для ураження літаків електричними розрядами такі:

- антициклони і баричні гребені;

- тилові частини баричних улоговин на картах АТ-850, АТ-700, АТ-500 гПа і улоговин холоду на карті ВТ-500/1000;



- хмарність будь-яких форм менше 5 балів (за винятком грозових хмар, які слід обходити на безпечній відстані).

Для прогнозу небезпечних електричних зон в шарувато-дощових хмарах і опадах отримані дискримінантні функції окремо для різних видів стратифікації атмосфери.

Для випадків стійкої стратифікації дискримінантна функція має вигляд

$$L_1 = 5,75 \gamma_{850}^{700} - 0,11T_{500} - 2,83, \quad (7.4)$$

де  $\gamma_{850}^{700}$  - вертикальний градієнт температури повітря в шарі від 850 до 700 гПа в  $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ ;  $T_{500}$  - значення температури повітря на рівні 500 гПа в  $^{\circ}\text{C}$ . При значенні  $L_1 \geq 0$  і за сприятливих синоптичних умов слід прогнозувати ураження літаків електричними зарядами в шаруватих хмарах і опадах. При значеннях  $L_1 < 0$  - ураження не прогнозується. Для простоти розрахунків за дискримінантною функцією  $L_1$  використовується графік (рис. 7.1).



Рис. 7.1. Графік для прогнозу зон можливого ураження літаків електричними розрядами в шарувато-подібних хмарах і опадах при стійкій стратифікації атмосфери.

Для виявлення зон можливого ураження літаків електричними розрядами при нестійкій стратифікації атмосфери використовується функція:

$$L_2 = 12,4 \gamma_{850}^{500} - 0,046\theta_{700} + 12,52 \quad (7.5)$$

де  $\gamma_{850}^{500}$  - вертикальний градієнт температури в шарі від 850 до 500 гПа в  $^{\circ}\text{C}/100$  м;  $\theta_{700}$  - значення псевдопотенціальної температури в кельвінах на рівні 700 гПа. При  $L_2 \geq 0$  слід прогнозувати ураження літаків електричними розрядами в шарувато-дощових хмарах і опадах. При  $L_2 < 0$  - ураження не прогнозується. За допомогою функції (7.5) побудований графік (рис. 7.2).

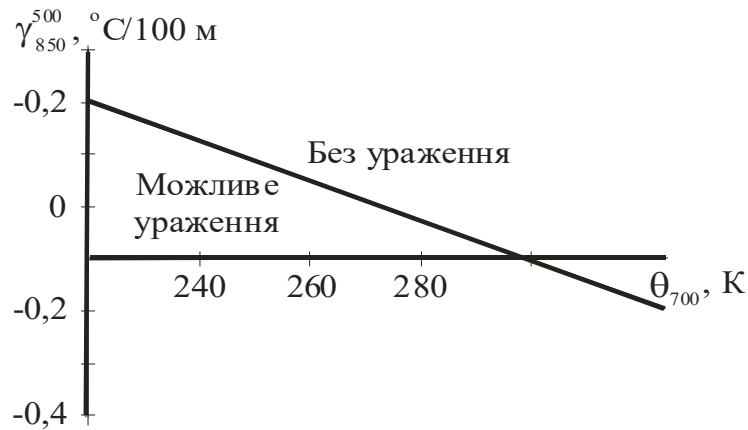


Рис. 7.2. Графік для прогнозу небезпечних електричних зон в шарувато-подібних хмарах та опадах при нестійкій стратифікації атмосфери.

Дискримінантна функція для ураження літаків електричними розрядами в шарувато-дощових хмарах і опадах при байдужій стратифікації атмосфери має вид:

$$L_3 = 0,38\theta_{700} + 1,5H_{-5} - 104,19 \quad (7.6)$$

де  $\theta_{700}$  - значення псевдопотенціальної температури в кельвінах на рівні 700 гПа,  $H_{-5}$  - висота в км ізотерми  $-5^{\circ}\text{C}$ . При  $L_3 \geq 0$  слід прогнозувати ураження літаків електричними розрядами в шарувато-дощових хмарах і опадах. При  $L_3 < 0$  - ураження не прогнозується. За дискримінантною функцією  $L_3$  побудований графік (рис. 7.3).

Розрахунки за дискримінантними функціями можуть виконуватися на період від 6 до 36 год. Для цього проводиться аналіз поточної і прогноз очікуваної синоптичної і метеорологічної ситуації та погоди по району аеропорту вильоту (посадки), а також в зоні набору висоти (або зниження). В разі відсутності сприятливих для ураження ПС умов подальші розрахунки не проводяться. Якщо ж очікуються сприятливі для ураження ПС синоптичні і метеорологічні умови, то переходять до розрахунків величин, що входять в дискримінантні функції.



Рис. 7.3. Графік для прогнозу небезпечних електричних зон в шарувато-подібних хмарах та опадах при байдужій стратифікації атмосфери.

Для цього розраховуються прогностичні значення температури  $T$  і точки роси  $T_d$  біля поверхні землі та на ізобаричних поверхнях 850, 700, і 500 гПа в районі вильоту або посадки.

Для прогнозу на найближчі 3...6 год при ситуації, що мало змінюється, в якості вихідних значень температури і точки роси на рівнях 850, 700, 500 гПа можна брати дані радіозондування в пункті прогнозу давністю не більше 3 год. Для прогнозу небезпечних електричних зон в шарувато подібній хмарності і опадах на строк більше 6 год або ж при очікуваній зміні синоптичної і метеорологічної ситуації (при проходженні циклонів, баричних улоговин і пов'язаних з ними фронтів) слід розраховувати прогностичні значення  $T$  і  $T_d$  біля поверхні землі та на рівнях 850, 700, 500 гПа.

За значеннями прогностичних  $T$  і  $T_d$  біля поверхні землі знаходять рівень конденсації, від нього проводять криву стану і визначають стратифікацію атмосфери. В залежності від виду стратифікації обирають відповідну дискримінантну функцію, знаходять значення параметрів і виконують розрахунки можливості ураження літаків електричними розрядами.

#### *Контрольні запитання*

1. Як відбувається статична електризація літака при польотах в умовах ясної погоди?
2. Чи є відмінності в статичній електризації літака в шарувато-подібних хмарах по типу St (без опадів) та Ns-As, із яких випадають опади?
3. В чому полягає механізм ураження літаків електричними розрядами?

4. Який вклад в електризацію літака вносять обледеніння та бовтанка?
5. Охарактеризуйте метеорологічні умови ураження літаків електричними розрядами в шарувато-подібній хмарності та опадах.
6. Чим обумовлене підвищене ураження ПС в хмарах Ns-As і опадах поблизу грозових хмар?
7. Які синоптичні умови найбільш сприятливі для ураження ПС електричними розрядами в хмарності шаруватих форм та опадах?
8. Які умови несприятливі для ураження літаків електричними розрядами?
9. Як враховується вплив типу стратифікації атмосфери на можливість ураження ПС електричними розрядами в шарувато-дошовій хмарності та опадах?

#### *Вихідні матеріали*

1. Дані температурно-вітрового зондування атмосфери.
2. Бланк аерологічної діаграми.
3. Карти Навчального авіаційного метеорологічного атласу.

#### *Рекомендована література*

1. Богаткин О.Г., Еникеева В.Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 232 с.
2. Имянитов И.М. Электризация самолетов в облаках и осадках. Л.: Гидрометеиздат. 1970. 212 с.
3. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации //Под ред. Абрамович К.Г., Васильева А.А. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 301 с.

#### *Завдання*

1. За даними Навчального авіаційного метеорологічного атласу визначити синоптичні і метеорологічні умови, що сприяють ураженню літаків електричними розрядами (за вказівкою викладача).
2. За даними температурно-вітрового зондування атмосфери скласти прогноз ураження літаків електричними розрядами (за вказівкою викладача).

#### *Звітні матеріали*

1. Аналіз синоптичних і метеорологічних умов (в зошиті).
2. Прогностичні значення температури і точки роси біля поверхні землі та на рівнях 850, 700, і 500 гПа (в таблиці).
3. Аерологічна діаграма, побудована з урахуванням наведених в таблиці даних, з обґрунтуванням можливості ураження ПС статичною електрикою.

## 8 СИСТЕМИ НАУКАСТІНГА ДЛЯ АВІАЦІЇ

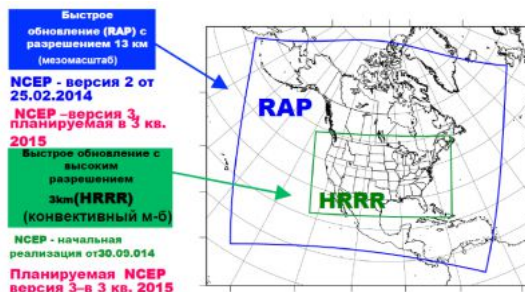
Сучасні вимоги, що пред'являються до метеорологічного обслуговування авіації вимагають нових підходів до вирішення завдань їх метеорологічного прогнозування.

**Надкороткостроковий прогноз** - опис метеорологічних параметрів на термін до **12 год.** за допомогою комбінування методів лінійної екстраполяції і динамічних або інших методів, які враховують розвиток і дисипації атмосферних збурень. Тому завдання полягає в ідентифікації та прогнозуванні мезомасштабних синоптичних процесів і збурень (вибуховий циклогенез, мезомасштабні конвективні системи, шквали, смерчі та ін.), мінімальні горизонтальні розміри яких можуть становити не більше сотень метрів, а час життя - від десятка хвилин. Відповідно, це визначає вимоги, що пред'являються до системи спостережень, збору, обробки і передачі інформації споживачеві.

Поняття **наукастінга (nowcasting)** або **поточне прогнозування (прогноз поточної погоди)** в даний час визначено **ВМО** як детальний опис поточних і прогнозованих на термін від 0 до 6 годин (частіше 2 години) метеорологічних параметрів, отриманих методом екстраполяції в залежності від характеру атмосферних збурень.

Реалізація засвоєння всіх видів вихідної інформації для наукастінга дуже непросте наукомістке завдання, яке ускладнюється тим, що при процедурі наукастінга дані вимірювань повинні засвоюватися практично безперервно.

В даний час для цієї мети застосовують техніки «квазінепереривного» засвоєння типу «наджінга» або ансамблевого фільтра Калмана. Одна з подібних оперативних систем - система швидкого оновлення (Rapid Refresh, RAP), тобто це оперативна система щогодинної асиміляції/моделювання, яка прийнята в Національних центрах прогнозу навколишнього середовища (NCEP), США. Вона складається головним чином з моделі чисельних прогнозів погоди з кроком 13 км (над територією Північної Америки) і системи аналізу/асиміляції для ініціалізації цієї моделі. RAP доповнюється моделлю з більш високою роздільною здатністю (3 км) і швидким оновленням (High-Resolution Rapid Refresh, HRRR). У ній оновлення даних відбувається також щогодини, але покриває вона меншу область. Система RAP зроблена для забезпечення користувачів, яким необхідні надкороткострокові



прогнози погоди з можливістю швидкого коректування, наприклад для авіації.

До предиктантів авіаційного наукастінга відносяться характеристики погоди, які найсильніше впливають на безпеку зльоту, посадки і польоту повітряних суден - явища, пов'язані з потужною (грозовою) конвекцією (гроза, град, зливи, шквал, пориви вітру), і явища, що знижують видимість до значень нижче категорійних мінімумів (опади, туман та ін.). Крім того, для авіації актуальною є інформація про зміну висоти нижньої межі суцільної хмарності, часу переходу температури через 0 °С, періодах значних швидкостей і поривів вітру та ін.

Виходячи з особливостей предиктантів, часто системи наукастінга бувають локальними, тобто призначеними для прогнозування одного небезпечного явища (наприклад, зсуву вітру) або несприятливої погоди в конкретний сезон (умови «зимової погоди»), або універсальними, що дають інформацію щодо будь-яких несприятливих явищах в будь-який сезон року.

В світовій практиці застосовуються методи надкороткострокових прогнозів і наукастінг, які переважно базуються на статистичній обробці рядів даних про предиктори (в якості яких використовуються вимірювання з дискретністю 10-30 хв. на аеродромі та на досить великій кількості навколишніх станцій, а також модельні прогностичні величини і дані дистанційних вимірювань, перш за все метеорологічних радарів і супутників) і про предиктанти.

Розглянемо особливості побудови методів, систем і технологій надкороткострокового прогнозу і наукастінга на конкретних прикладах зі світової практики обслуговування авіації. Піонерами в авіаційному наукастінге є США і Канада. Прогнозування несприятливих умов зимової погоди, починалося з таких систем, як канадська AVISA (прогнозування опадів і обмерзання в районі аеродрому) і розроблена в США система WSDDM (*Weather Support to Deicing Decision Making*).



В даний час в 46 аеропортах Канади функціонує система універсального наукастінга *Canadian Airport Nowcasting System CAN-Now*. Вихідні дані для прогнозу на 1-6 год. - наземні спостереження автоматичних станцій, чисельні прогнози, дані радарів, радіометрів та супутників. У числі предиктантів - опади у вигляді снігу, дощу та ожеледиці, хуртовина, обледеніння в хмарах, великі швидкості вітру і його пориви, зсув вітру, турбулентність, низька хмарність, погана видимість і



туман, в теплу пору - наявність конвективної хмарності і грозова діяльність. У цій системі застосовується методика адаптивного змішування даних моделей і спостережень (ABOM - Adaptive Blending of Observations and Models). При її реалізації прогностичне значення для кожного параметра визначається як корекція поточного значення з використанням тренда. У свою чергу, тренд складається з двох складових: перша - тенденція зміни прогностичної величини, отримана за спостереженнями, друга - тенденція як результат чисельного прогнозу локальної або регіональної моделі, яка використовує інтегровану систему з вагами (INTW - integrated weightning system). Кожна з двох складових входить в рівняння зі своєю вагою, що визначаються інтегрованою системою INTW (integrated weightning system) за даними попереднього прогнозу (отриманого годиною раніше) і оновлюються кожні 15 хв.

Результатом наукастінга служать «карти ситуацій», що випускаються з періодичністю 15 хв. Кольорова шкала (рис. 8.1) позначає ступінь небезпеки ситуацій (від зеленого - «безпечно» до червоного - «дуже небезпечно»), зверху вниз дається інформація про вітер на трьох злітно-посадкових смугах, видимості, нижній межі хмарності, зсуві вітру / турбулентності, опадах, грозах / блискавках, обмерзання.

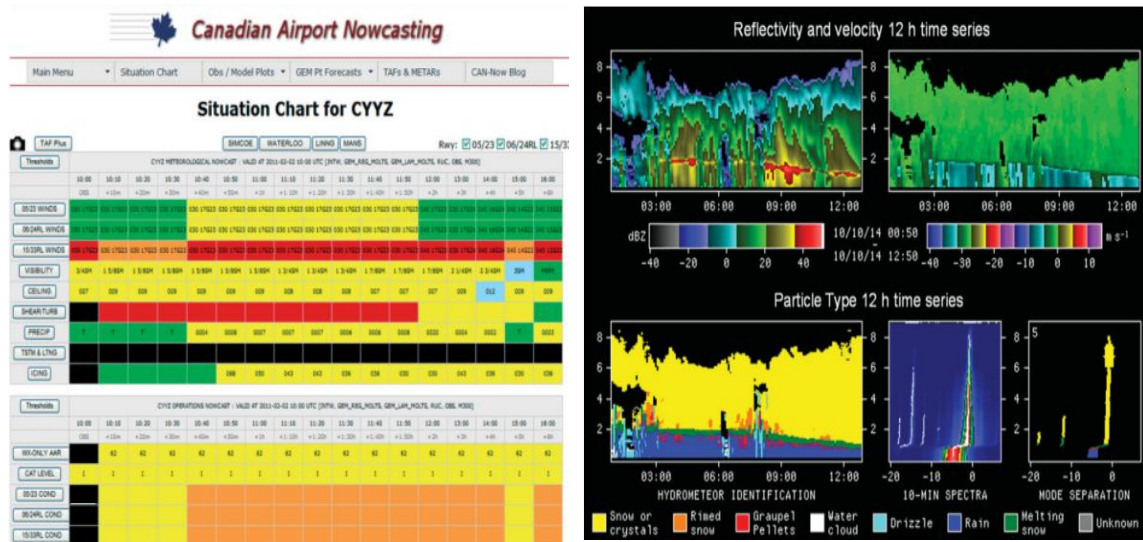


Рис. 8.1. Приклад продукції для аеропорту Торонто ім. Леслі Пірсона (CYYZ)

В аеропорту Мюнхен недавно почала працювати система автоматичного наукастінга WHITE (*Winter Hazards In Terminal 122 Environment* - зимові небезпечні явища погоди в районі аеропорту). Предиктори цієї системи - момент початку, тривалість і тип опадів, обмерзання ЗПС, обмерзання літаків на землі, морозний туман і видимість. Автоматична система асимілює дані з різних джерел (рис. 8.2) - це 280

автоматичних станцій навколо аеропорту, що виробляють вимірювання кожні 15 хв, композитні радарні дані, доступні кожні 5 хв, і вихідні дані мезомасштабної чисельної моделі COSMO-DE з дозволом 2,2 км. Продукція наукастингу має завчасність +60, +30 та +15 хвилин.

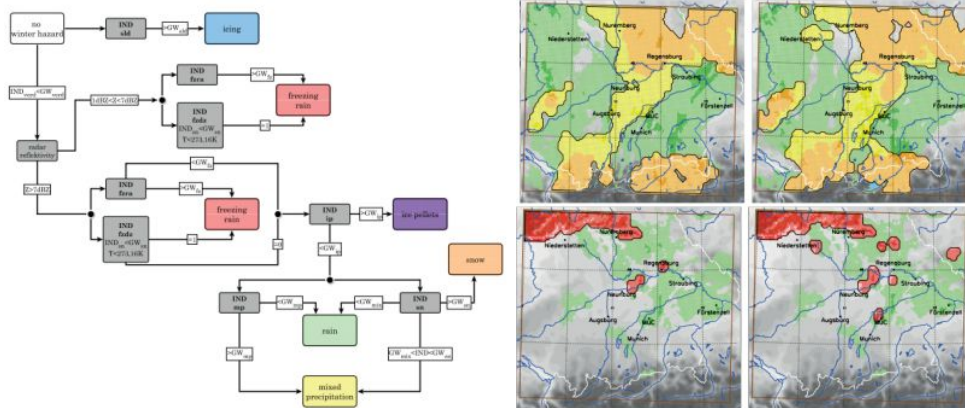
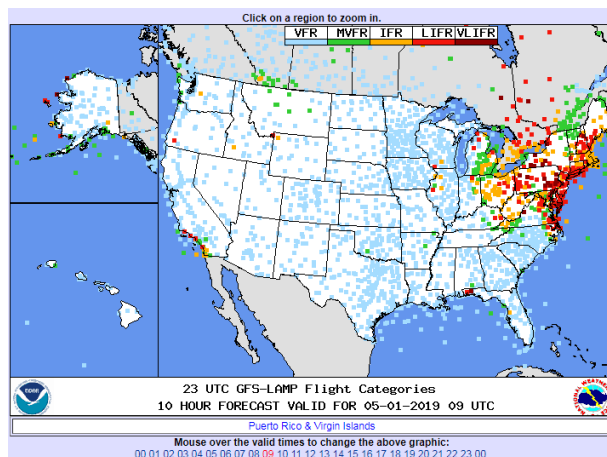


Рис. 8.2. Структура та приклад продукції WHITE для аеропорту Торонто ім. Леслі Пірсона (CYYZ)

Подальший розвиток системи наукастингу передбачає інтеграцію даних літакових спостережень AMDAR, використання локальної моделі COSMO-MUC, а також супутникових даних METEOSAT другого покоління. Розробники системи збираються залучати модельні ансамблеві прогнози для поліпшення поля першого наближення і реалізувати систему верифікації наукастов, діючи в реальному часі.

В США розроблена прогностична локальна авіаційна система LAMP (*Localized Aviation MOS System*, [https://www.weather.gov/mdl/lamp\\_home](https://www.weather.gov/mdl/lamp_home)) призначена для прогнозування комплексу метеорологічних величин і явищ, включаючи висоту нижньої межі хмар і горизонтальну дальність видимості, з завчасністю від 1 до 25 год через кожну годину. Предіктанти – наявність і тип опадів, кількість балів і висота нижньої межі хмарності, наявності гроз, температура, точка роси, напрямок і швидкість вітру. Прогнози надаються в альтернативній і ймовірнісній формі. В якості вихідних даних використовуються спостереження на 1591 станціях на території США (сюди входять метеорологічні і аеродромні спостереження, а також дані мережі грозопеленгаторів), композитна

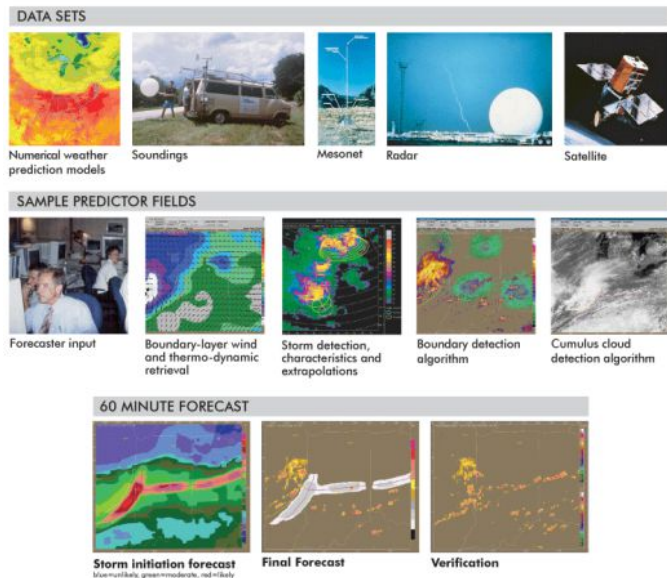




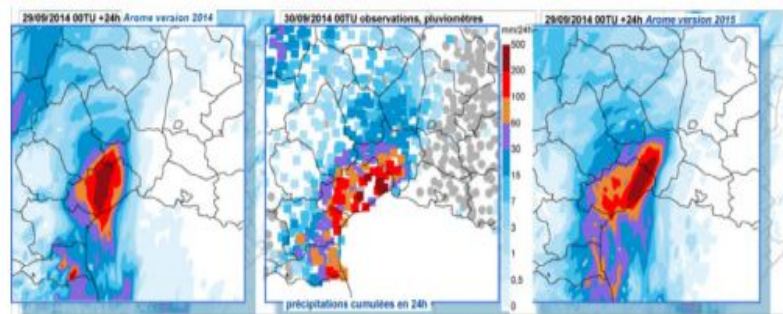
радарна інформація, кліматичні характеристики і вихідна продукція моделей ЧПП (NWF).

Прогноз авіаційної системи LAMP заснований на рівняннях множинної лінійної регресії, отриманих як для кожної станції (для прогнозу температури, точки роси, швидкості і напрямку вітру), так і для групи станцій з подібними фізико-географічним умовами (для прогнозу рідкісних явищ, таких як хмарність з нижньою межею нижче 120 м або видимість <0,5 милі). Передача прогностичної інформації здійснюється в альтернативній або ймовірнісній формі .

У помірних широтах з найбільшим повітряним трафіком основними несприятливими факторами, що впливають на безпеку і регулярність польотів, в холодний сезон є низька хмарність і обмежена видимість, в теплий сезон – конвективні явища. Для прогнозу конвекції в конкретних районах використовуються, крім перерахованих вище, локальні системи наукастінга. До них відноситься, наприклад, система ANC (*Auto-NowCast*, <https://ral.ucar.edu/solutions/products/autonowcaster>), яка використовується в NCAR для прогнозу зародження, зростання і розвитку небезпечних конвективних явищ із завчасністю 2 ч через 15 хв. Система використовує дані мережі доплеровських радарів, супутників і чисельні прогнози погоди.



Як інший приклад наукастінга конвекції можна привести технологію *AROME-NWC*, використовувану в *Meteo-France* і засновану на об'єктно-орієнтованому підході. Для кожного індивідуального конвективного осередку

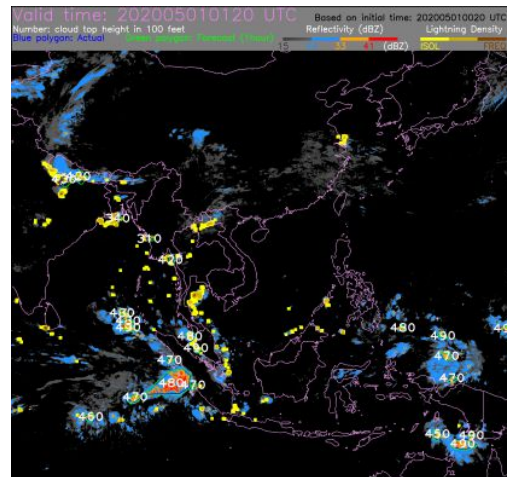


Precipitation observations for September 29th, 2014 (middle), Arôme forecast with previous version at 2,5km (left), Arôme forecast with operational version at 1,3km (right)

вказується час і координати виникнення, відбиваності (за радарними даними), швидкість і напрямок його переміщення, поточна інтенсивність

опадів. Оновлення даних відбувається 10 хв. Горизонтальна роздільна здатність моделі AROME в системах наукастінга може досягати 500 м.

Для обслуговування авіації в тропіках слід враховувати можливість розвитку несприятливих явищ, пов'язаних з конвекцією протягом всього року. Для цього використовується, наприклад, розроблена в Гонконзі система *SWIRLS (Short-range Warning of Intense Rainstorms in Localized Systems* - короткострокове попередження інтенсивних злив в локалізованих системах



<https://rsmc.hko.gov.hk/nowcast/aviation.html>),

заснована переважно на радарних даних, на техніці екстраполяції радіолуни.

Система *ATLAS (Aviation Thunderstorm And Lightning Alerting System*, [https://www.hko.gov.hk/en/aviat/outreach/AMIDS/16th/AMIDS\\_atlas.htm](https://www.hko.gov.hk/en/aviat/outreach/AMIDS/16th/AMIDS_atlas.htm)) призначена для попередження авіації про грозах і електричних розрядах, так само як і автоматична система оповіщення про грозах *ATSAS - Automated ThunderStorm Alerting Service* (рис. 8.3).

#### Airport Thunderstorm and Lightning Alerting System (ATLAS)

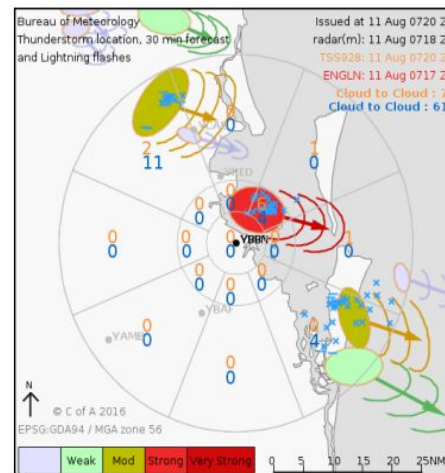
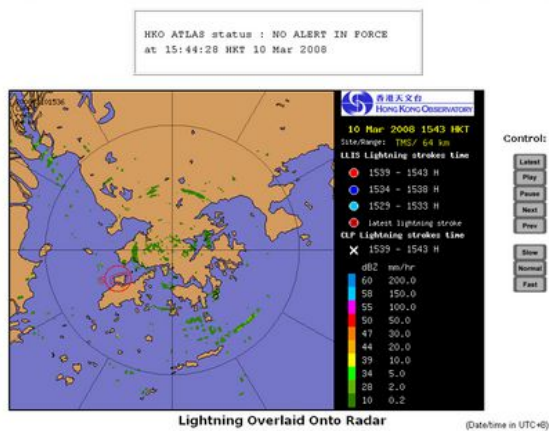
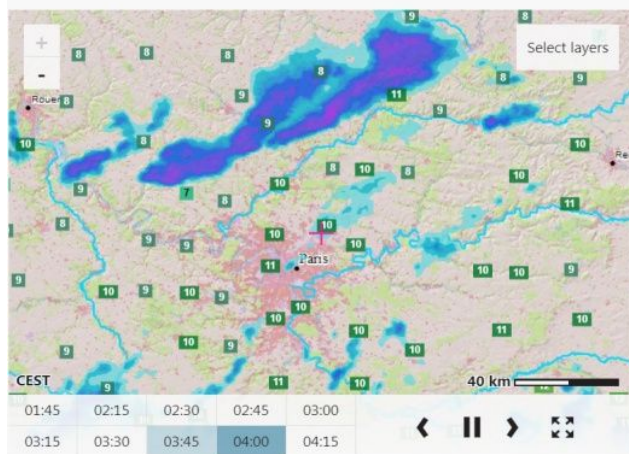


Рис. 8.3. Приклади продукції систем *ATLAS* та *ATSAS* для аеропорту Гонконг

В основі технологій наукастінга для прогнозу конвективних явищ найчастіше лежить використання супутникової та радарної інформації із застосуванням алгоритмів, таких як RDT (Rapidly Developing Thunderstorms), MASCOTTE (Maximum Spatial Correlation Tracking

Technique); ForTraCC (Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters) та ін. Звичайною практикою в системах наукастінга є формулювання імовірнісних прогнозів, де в якості предикторів залучаються ансамблеві чисельні прогнози. Це досягається за допомогою ансамблю моделей і / або варіантів однієї і тієї ж моделі, що відрізняються або злегка зміненими початковими умовами, або іншими характеристиками. Кожен член ансамблю (кількість їх зазвичай становить кілька десятків) виробляє прогностичні поля, в яких є відмінності. Повторюваність в межах ансамблю різних градацій будь-якого явища потім інтерпретується як оцінка ймовірності виникнення цих градацій в реальних умовах. При наявності достатніх обчислювальних ресурсів і необхідної вихідної інформації технологія наукастінга за допомогою ансамблевого прогнозування розробляється для конкретних аеродромів.

Radar and precipitation nowcast for Paris Charles de Gaulle Airport



Подібна система, наприклад, розроблена для аеропорту Шарль де Голль (Париж, Франція) з метою прогнозування епізодів зниження висоти нижньої межі хмарності нижче 60 м і видимості менше 600 м з завчасністю 0-12 год.

Серед інших систем наукастінга особіно стоять системи попередження *вихорів спутного сліду*. Це особливий вид техногенної турбулентності, що негативно впливає на авіаційну безпеку, особливо при зльоті та посадці повітряних суден. В даний час багато великих аеропортів прагнуть встановити системи вихровий безпеки, що дозволяють зменшити негативний вплив вихорів спутного сліду. Ці системи складаються, в принципі, з двох основних вузлів: засобів спостережень за виникненням спутних вихорів - ASOS (зазвичай це імпульсні або когерентні доплерівські лідари, які дозволяють визначати розміри і інтенсивність вихорів, їх зсув відносно ЗПС, положення щодо земної поверхні) і технології наукастінга вітру і температурної стратифікації, що дозволяє визначати траєкторії зміщення і тривалість існування таких вихорів.

Наведемо, як приклад, систему пом'якшення впливу вихровий турбулентності в зоні зльоту повітряних суден (WTMD), що діє в аеропорту Сан-Франциско. Алгоритм прогнозування вітру розраховує період, коли бічний вітер на ЗПС (рис. 8.4) і до висоти 500 м буде забезпечувати умови мінімального впливу спутного сліду від зльотів літака на судно, наступне за ним. Шкала вихровий небезпеки у верхній частині



малюнок, червоним кольором відзначений «небезпечний» інтервал часу. Прогноз приземного вітру в даній системі розраховується на основі статистичного аналізу спостережень за вітром протягом останніх 35 хв (дані автоматичних станцій наземного спостереження, оснащених акустичними анемометрами, з інтервалом 1 хв).

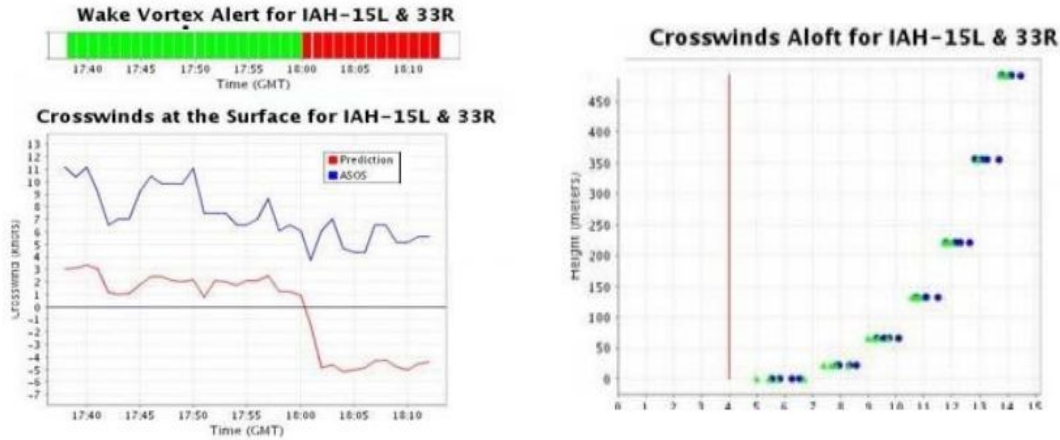


Рис. 8.4. Вихідна продукція системи наукастинга WMTD в аеропорту Сан-Франциско.

Прогноз вітру на рівнях до 500 м витягується з циклу швидкого поновлення прогностичної моделі NCEP. Ще один приклад системи вихрової безпеки - прогностична система P2P, модель прогнозу і перенесення вихорів спутного сліду, що працює в аеропорту Франкфурт в режимі реального часу (рис. 8.5). Вона використовує ієрархію моделей ЧПП всередині системи NOWVIV (NOWcasting Wake Vortex Impact Variables), яка працює з даними акустичних анемометрів і содар / радіоакустичного звукової системи (SODAR / RASS).

Comparison of NOWVIV results with local observations during WakeOP

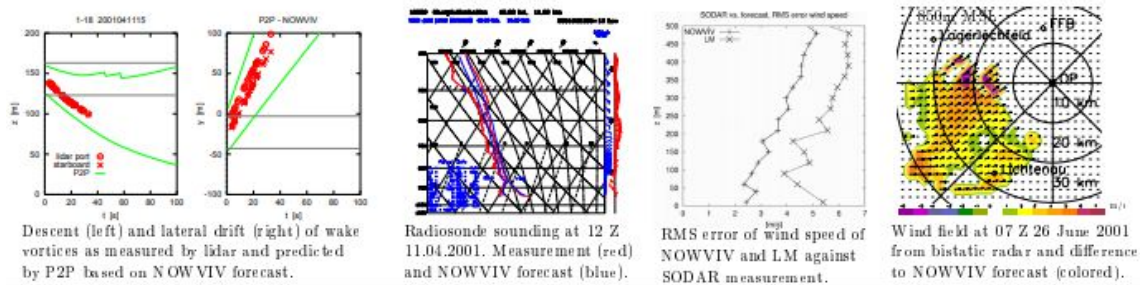


Рис. 8.5. Вихідна продукція системи наукастинга NOWVIV

Таким чином, в світі існує досить багато прогностичних систем наукастинга і надкороткострокового прогнозу для авіації. Для комплексції

різних видів інформації застосовується різний математичний апарат (екстраполяція, блендінг, побудова ансамблів, нечітка логіка). Найбільш важливими принципами побудови технологій авіаційного наукастінга залишаються використання даних густий мережі наземних станцій і комбінування різних видів спостережень з чисельним прогнозом погоди.

Перспективи розвитку наукастінга для авіації в рамках Глобального аеронавігаційного плану *Реалізація Глобального аеронавігаційного плану* (ГАНП) має на увазі поетапну модернізацію всієї аеронавігаційної системи до 2028 р. Одним з компонентів цієї системи є поліпшення і розширення метеорологічної інформації для аеронавігаційного забезпечення. Ключовий концепцією методології ASBU - авіаційної системи блокової модернізації - є так звані «операції, засновані на траєкторіях», які передбачають швидку інтеграцію прогнозів з високою роздільною здатністю і продукції технології наукастінга в систему організації повітряного руху (ОрПР). Якщо дотепер метеорологічні повноважні органи займаються тільки збором і передачею інформації, то в майбутньому кінцевим продуктом стане перетворення цієї інформації в компоненти впливу на ОрПР. До 2028 р система повинна прогнозувати особливі для авіації явища в межах 20-хвилинного інтервалу. Для підготовки і апробації можливих шляхів реалізації завдань ГАНП, в 2014 р спільно Комісією атмосферних наук і Комісією з авіаційної метеорології ВМО було оголошено про організацію дослідного демонстраційного проекту для авіації (AvRDP - Aviation Research Development Project). Ініціатива проекту була підтримана Всесвітньою програмою дослідження погоди, робочою групою з вивчення наукастінга і робочою групою по мезомасштабній прогнозуванню.

До ключових цілей цього проекту відносяться: - демонстрація поточних досягнень технік наукастінга і мезомасштабного моделювання для концепції «операцій, заснованих на траєкторіях»; - визначення відповідальності вимогам ASBU методів наукастінга (детерміністських і імовірнісних), мезомасштабного моделювання та їх верифікації; - переклад метеоінформації в «продукт впливу» в системі ОрПР. Для реалізації цих завдань передбачають розвиток технологій наукастінга в наступних напрямках:

- аналіз систем погоди, інтегрований для повітряних коридорів (CIWS - corridor integrated weather system), що дозволяє точно прогнозувати час прибуття численних повітряних суден в аеропорти з високим трафіком;

- формулювання погодинних попереджень про різні особливих явищах з використанням кольорової шкали небезпеки для кожного аеропорту;

- погодинний прогноз особливих явищ і їх комплексування для територій одного або декількох держав;

- об'єктно-орієнтований наукастінг (в основному пов'язаний з конвективними об'єктами) із зазначенням часу їх зародження, напрямки руху, кількості опадів, радіолокаційних характеристик (середніх і максимальних);

- застосування технології блендінга (змішування спостережень і прогнозів) для прогнозування надкороткострокових змін деяких характеристик (видимості, низької хмарності). Проект AvRDP організовується в аеропортах різних кліматичних зон, щоб охопити весь спектр несприятливих явищ.

Вимоги до аеропортів такі: вони повинні мати високу пропускну здатність і забезпечувати високу щільність метеоспостережень, що включають дані сучасних систем дистанційного зондування і літакові дані. Крім того, необхідна можливість реалізації чисельного моделювання з високою роздільною здатністю.

У першому етапі (2013-2014 рр.) приймали участь п'ять міжнародних аеропортів (табл. 8.1) - аеропорти Шарль де Голль (CDG, Париж, Франція), ім. О.Р. Тамбо (JNB, Йоханесбург, Південно-Африканська республіка), ім. Лестера Б. Пірсона (YYZ, Торонто, Канада), а також китайські аеропорти Хунцяо (SHA, Шанхай) і Чеплакок (HKG, Гонконг). За даними за 2013 і 2014 рр. кількість злітно-посадкових операцій (ВПО) в аеропортах Парижа, Гонконгу і Торонто перевищувало 1000 на добу, в аеропорту Йоханесбурга це число перевищило 550, в аеропорту Шанхаю - 300.

Ці аеропорти вже мають досвід прогнозування поточної погоди та використовують системи наукастінга, такі як NWC-SAF (Париж), CAN-NOW (Торонто), INCA-CE (Париж), WINDS (Шанхай), ATSAS (Йоханесбург), SWIRLS і ATLAS (Гонконг). Більшість з цих систем призначені для наукастінга небезпечних конвективних явищ. Це згадані вище системи SWIRL, ATLAS, ATSAS, а також ASPOC (Application de Signalisation et de Prévision des Orages pour la Circulation aérienne) - додаток про оприлюднення та прогнозі гроз для повітряного руху.

Дещо пізніше до проекту AvRDP був доданий ще один канадський аеропорт - Ікалуїт (YFB), який експлуатує систему наукастінга CAN-Now. Ікалуїт не є міжнародним аеропортом з високою завантаженістю, однак представляє інтерес з точки зору вкрай складних погодних умов арктичного типу, що характеризується сильним вітром, хуртовинами, снігопадами, поганою видимістю і низькою хмарністю.

Система наукастінга NWC-SAF <http://www.nwcsaf.org/> використовує переважно супутників (Satellite Application Facility). Даний сервіс був заснований за рішенням 29 Народи EUMETSAT в грудні 1996 р. для впровадження Супутникових прикладних засобів (Satellite Application Facility, SAF) на підтримку наукастінгу та надкороткострокового прогнозування (НКП). Проект почав діяти з лютого 1997 р. з розробки

програмного забезпечення, яке б використовувало дані супутників MSG (SEVIRI) та NOAA (EPS AVHRR).

Таблиця 8.1 – Особливості кліматичних режимів та пре диктанти наукастинга в аеропортах-учасниках проекту AvRDP

Аеропорт	Особливості кліматичного режиму	Елементи наукастингу
CDG, Париж	Помірний клімат Північної півкулі, розташований всередині континенту	Зимова погода: снігопад, обледеніння, низькі температури. Туман
HKG, Гонконг	Субтропічний клімат, аеропорт оточений водою та розташований близько до гір	Конвекція та грози. Низька видимість. Низька хмарність.
JNB, Йоханесбург	Субтропічний клімат Південної півкулі, розташований всередині континенту	Конвекція Туман
SHA, Шанхай	На межі субтропіків та помірних широт. Розташований всередині континенту, але недалеко від дельти річки Янцзи та узбережжя Східнокитайського моря	Конвекція
YYZ, Торонто	Помірні широти, розташований всередині континенту, але недалеко від озера Онтаріо	Зимова погода: снігопад, обледеніння, низькі температури. Тип та кількість опадів. Швидкість та напрямок вітру, зеув вітру та пориви. Турбулентність. Низька хмарність.

Загальне завдання NWC SAF (Nowcasting SAF) полягає у наданні оперативних послуг для гарантування оптимального використання метеорологічних супутникових даних в наукастингу та НКП зацікавленими користувачами. За для цього NWC SAF є головним відповідальним в EUMETSAT за розвиток та розповсюдження такої інформації для підтримки користувачів.

Nowcasting SAF належить до мережі SAF, яка є частиною EUMETSAT Ground Segment. Під керівництвом Іспанського Метеорологічного Агентства (AEMet) NWC SAF розвиває Проектна команда, що включає Météo-France, Шведський та Австрійський Метеорологічні інститути. Продукція NWC SAF представлена на сайті проекту - <http://www.nwcsaf.org>.

Продукти NWC SAF представлені в двох розділах, що базуються на даних європейських супутників MSG (геостационарні) та PPS (полярно-орбітальні).

Для супутника MSG інформація представлена по чотирьох групах:

- 1) Cloud Products – Продукти по хмарності;
- 2) Precipitation & Convection Products – продукти по опадах та конвекції;
- 3) Clear Air Products Physical Retrieval – продукти, отримані при ясному небі з фізичним відновленням;
- 4) Conceptual Model and Winds Products – продукти концептуальних моделей та вітру (рис. 8.6).

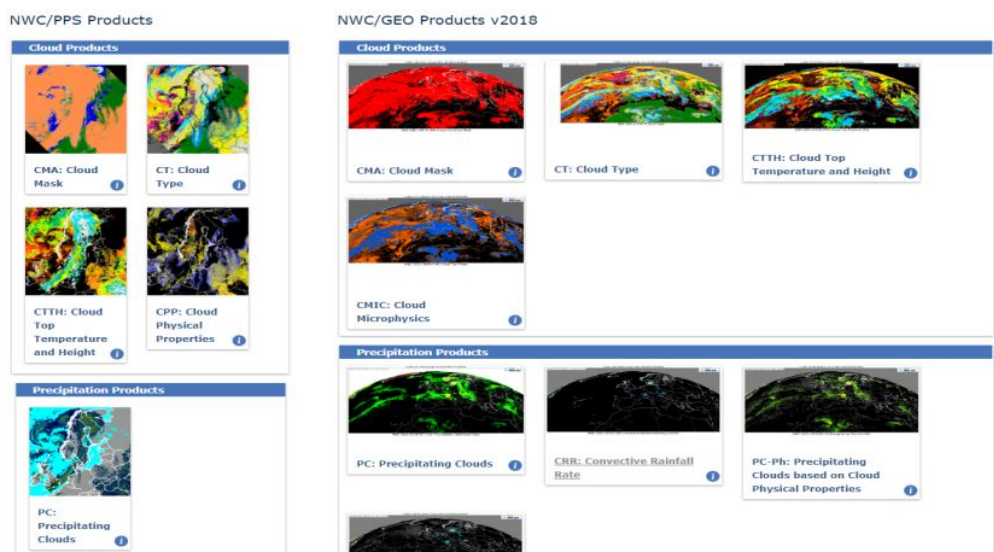
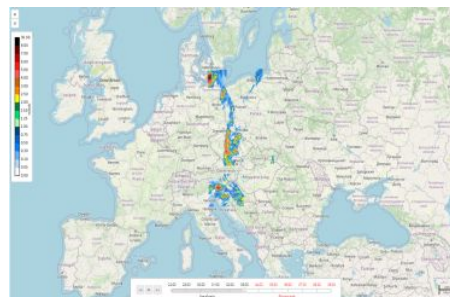


Рис. 8.6. Продукція системи наукастінга NWC SAF

На відміну від них, INCA - *Integrated Nowcasting for Comprehensive Analysis* <http://www.inca-ce.eu/CE-Portal/> (Австрія) - система наукастінга, що прогнозує, крім загальних метеорологічних параметрів (температура, швидкість вітру, вологість, тиск), важливі для авіації характеристики: потенціал обмерзання, видимість, пориви вітру.





## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Івус Г.П., Боровська Г.О. Практикум з авіаційної метеорології: навч. посібник. Одеса: Екологія, 2006. 224 с.
2. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія. Конспект лекцій Одеса: ОДЕКУ, 2019. – 136 с.
3. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія. Конспект лекцій Дніпропетровськ: Економіка, 2006. 140 с.
4. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія та кліматологія. Конспект лекцій Одеса: Екологія. 2008. 208 с.
5. Авіаційні правила України "Метеорологічне обслуговування цивільної авіації", 2019, [Електронний варіант] <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z1092-17/page5>
6. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации/Под ред. Абрамович К.Г., Васильева А.А. Л.:Гидрометеоиздат. 1985. 301 с.
7. Авіаційна метеорологія. Терміни та визначення основних понять. Київ. Держстандарт України. 2002. 16 с.
8. Офіційний сайт міжнародної організації цивільної авіації – URL: <http://www.icao.int/>
9. Офіційні документи ІКАО - URL: <http://aviadocs.net/icaodocs/Docs>
10. Український гідрометеорологічний центр – URL: <http://meteo.gov.ua>.
11. Державна авіаційна служба України - URL: <https://avia.gov.ua/>
12. Державне підприємство обслуговування повітряного руху Українию. <http://uksatse.ua/>
13. Державне підприємство «Український авіаційний метеорологічний центр». <http://www.namc.com.ua/>
14. Aviation Weather Center/ NOAA National Weather Center, <http://aviationweather.gov>.
15. Державна авіаційна служба України - <https://avia.gov.ua/>
16. Professional information about meteorological conditions in the world. <https://www.ogimet.com/home.phtml.en>

## ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А		П	
Авіаційні карти погоди	16	Прогноз по аеродрому	8
		Прогноз TREND	12
		Прогноз туману	84, 88
		Прогноз турбулентності	44, 50
Видимість	9, 82	Прогноз обледеніння	70
		Прогноз конвективних явищ	105
		О	
Гроза	102	Обледеніння	63, 70
		Т	
Електризація	102	Туман радіаційний	82, 88
		Туман радіаційний	82, 84
		Турбулентність	37
Зональний прогноз	13	Турбулентність ясного неба	40
		Н	
Наукастинг	121		

Навчальне електронне видання

**ІВУС Галина Петрівна,**  
**СЕМЕРГЕЙ-ЧУМАЧЕНКО Аліна Борисівна,**  
**АГАЙАР Елліна Вікторівна**

## **АВІАЦІЙНІ ПРОГНОЗИ ПОГОДИ**

Навчальний посібник

**Видавець і виготовлювач**

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

Е-mail: [info@odeku.edu.ua](mailto:info@odeku.edu.ua)

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016