

КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА МЕТЕОРОЛОГІЇ ТА КЛІМАТОЛОГІЇ

На правах рукопису

УДК 504.3.054

Кваліфікаційна робота магістра

Спеціальність 103 – Науки про Землю

Освітня програма «МЕТЕОРОЛОГІЯ»

**«ОЦІНКА РЕЖИМУ ТУМАНООУТВОРЕННЯ НАД РАЙОНОМ АМСЦ
«КИЇВ» В СУЧАСНИЙ ПЕРІОД»**

Виконала

студентка II курсу ОР «Магістр»
кафедри метеорології та кліматології
Бездушна Ганна Дмитрівна

Науковий керівник

Асистент кафедри метеорології та
кліматології
Яценко Юлія Володимирівна

Робота рекомендується до захисту

Протокол № ____ засідання кафедри метеорології та кліматології

від «__» _____ 2023 р.

Завідувач кафедри метеорології та
кліматології

доктор географічних наук, професор
Сніжко Сергій Іванович

Київ–2023

ЗМІСТ

ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ФОРМУВАННЯ ТУМАНІВ	6
1.1 Загальні відомості про умови утворення туману	6
1.2 Розподіл туманів над територією України та їх тривалість	12
РОЗДІЛ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ТУМАНОУТВОРЕННЯ НА АМСЦ КИЇВ	19
2.1 Короткий фізико-географічний опис району аеродрому	19
2.2 Кліматична характеристика району аеродрому	20
2.3 Характеристика баричного поля, що сприяє виникненню туманів	22
РОЗДІЛ 3. МЕТОДИ ПРОГНОЗУВАННЯ ТУМАНІВ	24
3.1 Прогноз радіаційних туманів	24
3.2 Прогноз адвективних туманів	31
3.3 Прогноз фронтальних туманів	35
3.4 Прогноз туманів при від'ємній температурі повітря	39
3.5 Прогноз орографічних туманів	42
3.6 Прогноз горизонтальної видимості в тумані	42
3.7 Прогноз часу розсіяння туману	45
РОЗДІЛ 4. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ТУМАНІВ НА АМСЦ КИЇВ ЗА 2010-2021 РОКИ	51
4.1 Повторюваність туманів на АМСЦ Київ за 2010 – 2021 рр	51
4.2 Аналіз метеорологічних та синоптичних умов утворення туману на АМСЦ Київ	55
4.3. Розподіл вітру та температури при туманах на АМСЦ Київ за 2010 – 2021 рр	56

4.4 Оцінка ефективності прогнозування туману	62
ВИСНОВКИ	74
ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ	75
ДОДАТКИ	79

ВСТУП

Актуальність цієї теми зумовлена тим, що туман (погіршення горизонтальної видимості) є одним з основних і найнебезпечніших погодних чинників, що ускладнюють роботу авіації. Туман може зробити польоти неможливими. Злети і посадки літаків, особливо на гранично малих висотах і на малих висотах, ускладнені за поганої видимості. Туман займає особливе місце в описі погодних умов для повітряних польотів, оскільки його поява дуже поширена, а 80% інформації, необхідної пілотам, можна отримати візуально.

Для польотів літаків і вертольотів найбільші труднощі виникають у районі атмосферних фронтів, де формуються найнебезпечніші погодні явища. Туман може виникнути де завгодно, але ймовірність прольоту через нього залежить від широти місцевості, топографічних особливостей, пори року та характеру атмосферних процесів.

При виникненні туману аеропорти часто закриваються через погодні умови. Адвективний туман становить найбільшу небезпеку для авіації, оскільки він триває найдовше, має найбільшу вертикальну потужність і може виникнути в будь-який час доби.

Метою даного дипломного проекту є виявлення комплексу метеорологічних умов, що сприяють формуванню різного типу туманів над аеродромом Київ/Жуляни і спостерігається найбільша їх повторюваність; аналіз різних методів прогнозу туманів.

Об'єктом дослідження є туман як гідрометеорологічне явище.

Предмет дослідження – територіально-часові особливості розподілу повторюваності й інтенсивності метеорологічних величин, що сприяють утворенню туманів над аеродромом Київ/Жуляни.

Завданням дипломного проекту є

- оцінити режим формування туманів в сучасний період над територією України;

- визначити закономірності розподілу туману залежно від періоду року, напрямку вітру, температури та точки роси;
- проаналізувати різні методипрогнозу та визначити найбільш точний метод для прогнозування туманів на АМСЦ Київ;
- оцінитичасову мінливості формування туманів на АМСЦ Київ за 2010-2021 роки.

Методи і матеріали дослідження. Вирішення поставлених у роботі завдань здійснено з використанням методів аналізу, синтезу, математичної статистики на основі даних температури та вологості повітря, напрямку та швидкості вітру, наданих групою метеорологічних спостережень авіаційної метеорологічної станції цивільної «Київ», за період 2010-2021 рр. Використано пакети прикладних програм MS Office, MS Excel, Statistica.

У даній дипломній роботі визначено погодні умови, які спричиняють різні типи туману над аеродромом Київ/Жуляни, та проаналізовано різні методи прогнозування туману.

РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ФОРМУВАННЯ ТУМАНІВ

1.1 Загальні відомості про умови утворення туману

Основними фізичними факторами, що спричиняють туманоутворення, є зміни температури та абсолютної вологості, при яких повітря насичується, а потім конденсується водяна пара. Згідно з літературними джерелами [3], для утворення туману потрібне не тільки насичення повітря водою, але й злегка перенасичене повітря, щоб частина водяної пари конденсувалася, утворюючи водяний туман.

Однак, згідно з іншою літературою, природний туман зазвичай присутній навіть тоді, коли відносна вологість повітря (f) менша за 100%, тобто коли водяна пара є ненасиченою відносно плоскої водної поверхні.

У практичних умовах насичення повітря водяною парою відбувається в основному через охолодження повітря. Найбільш надійним і доступним показником будь-якого процесу туманоутворення є підвищення відносної вологості, а її зниження - розсіюванням туману.

У тумані вода знаходиться в двофазному стані, при низьких від'ємних температурах - у трифазному.

Це природне явище виникає, коли умови біля поверхні землі сприяють конденсації водяної пари. Часто це зниження температури. Завжди існує достатня кількість ядер конденсації водяної пари. Туман виникає ще до того, як температура опуститься нижче точки роси, яка становить близько 95% відносної вологості, через те що ядра конденсації є гігроскопічними. [3]

Туман можна розділити на два типи залежно від умов, за яких він утворюється: охолоджуючий туман і випарний туман. У природних умовах переважає охолоджуючий туман. Повітря біля земної поверхні охолоджується двома основними процесами: випромінювальним охолодженням земної поверхні та навколишніх шарів повітря. Земна поверхня охолоджується, випромінюючи тепло,

яке, в свою чергу, охолоджує навколишнє повітря. Туман, що утворюється в результаті, називається радіаційним туманом. [3] Повітря також охолоджується, коли рухається від поверхні Землі, де температура вища, до поверхні Землі, де температура нижча. Цей тип туману називається адвекційним туманом. Якщо повітря охолоджується з обох причин, туман називається адвективним.

Коли повітря охолоджується випромінюванням, на поверхні з'являється променистий туман, який впливає як на верхній шар повітря, так і, що особливо важливо, на радіаційно охолоджений нижній шар. З появою туману його верхня поверхня також починає випромінювати теплову енергію, висота туману поступово збільшується і охолоджуючий ефект на нижню поверхню зменшується. З точки зору самого процесу утворення зрозуміло, що для формування і розвитку радіаційного туману існують сприятливі умови:

Висока абсолютна вологість приземного шару повітря; інтенсивне радіаційне охолодження приземного шару повітря і підстилаючої поверхні.

а) висока прозорість атмосфери в денні години, коли холодне повітря домінує над теплим, і, природно, мала хмарність або її відсутність вночі;

б) довгі ночі. "Слабкі" вітри, будучи сильнішими за "сильні", уповільнюють охолодження приземного шару повітря завдяки інтенсивному турбулентному перемішуванню. У тиху погоду охолоджується лише найнижчий тонкий шар повітря, але він утворює міцний, тонкий, але щільний шар туману. Цей променистий туман називається приземним.

З огляду на процес утворення, зрозуміло, що променистий туман має такі характеристики

Оскільки його формування значною мірою залежить від підземних умов, він утворюється в "точці" (найменшій ділянці) на земній поверхні. За сприятливих умов (наприклад, над великими болотами і водно-болотними угіддями) такий туман може покривати великі площі.

Щільність туману зменшується знизу вгору. Тому горизонтальна видимість у такому тумані дуже погана, але горизонт неба, наприклад, його блакитний колір, сонце або зорі і місяць, зазвичай добре видно. [6]

Радіаційний туман, як і всі явища, пов'язані з земною радіацією, показує проходження добових і річних процесів:

а) у теплу пору року радіаційний туман з'являється після заходу сонця і зникає незабаром після сходу. У холодну пору року, навпаки, радіаційний туман триває весь день, посилюється вночі й слабшає вдень. Променистий туман виникає на морі, а не на суходолі, і рухається до берегової лінії (завширшки близько 25 км), чому сприяє нічний потік холодного повітря з суходолу на море (нічні вітри). Коли поверхня моря стає гарячішою, конвекційні потоки змушують променистий туман розсіюватися. У результаті, за інших рівних умов, променистий туман тоне швидше на суші, ніж на морі. Під час розрідження радіаційний туман спочатку піднімається до поверхні й утворює низькі хмари, з яких у деяких випадках може випадати вода. У міру потепління в нижній тропосфері ці хмари розсіюватимуться і зрештою зникнуть зовсім. Однак за недостатнього потепління такі страусові хмари можуть розвиватися протягом дня або кількох днів поспіль, поступово збільшуючись у товщині з кожним днем. [3, 23]

б) радіаційний туман може виникнути над сушею в будь-який час року і на будь-якій широті. Над морем - тільки у високих широтах. За інших рівних умов ймовірність виникнення радіаційного туману більш імовірна в холодну пору року, ніж у теплу. Але оскільки чим вища абсолютна вологість, тим вища щільність, за інших рівних умов щільний радіаційний туман можна спостерігати і в теплу пору року. Особливо густий радіаційний туман спостерігається в ясні ночі після сильних дощів, коли земля дуже волога (а значить, нижнє повітря теж вологе), і ці ясні ночі можна побачити, наприклад, восени дуже довго. [5]

Утворення радіаційних туманів відбувається в антициклонах, хребтах, сідловинах і іноді, переважно влітку, в малоградієнтних полях низького тиску. У більшості випадків туман з'являється, коли хмарність розріджена, а швидкість приземного вітру досягає 2-3 м·с⁻¹. При повному штилі переміщення вологи визначається виключно молекулярними процесами, і якщо на поверхню ґрунту може випадати роса, через відсутність перемішування туман не виникає. Чим ближче повітря до насичення, тобто чим менша різниця точки роси вночі, а відносна

вологість більше 60%, тим більше сприятливих умов для утворення туману. Чим більше точка роси і її падіння вночі, тим густішим повинен бути радіаційний туман. Чим нижча температура повітря і нижча швидкість вітру, тим більшим має бути падіння точки роси в умовах радіаційного охолодження. Невеликий інверсійний розподіл температури точки роси в шарі 50-300 м від поверхні сприяє виникненню радіаційного туману. Радіаційний туман, найчастіше, утворюється ввечері або вночі і розріджується через деякий час після сходу, приблизно за 2 години над ґрунтовим покривом і через 2-4 години над сніговим. Рівень вологості поверхні ґрунту відіграє значну роль у формуванні туману. [6, 14]

У холодну пору року стабільна система високого тиску створює високі радіаційні тумани. Їх висота може сягати кількох сотень метрів. Це результат тривалого, поступового охолодження повітря в нижніх шарах системи високого тиску протягом декількох днів. Такий туман покриває величезні території і може триматися кілька днів поспіль, іноді зникаючи на кілька годин вдень.

Туман також може виникати в понижених місцевостях (долинах, западинах), де повітря з височини вночі стікає вниз, застоюється і додатково охолоджується.

Адвективний туман утворюється, коли тепле повітря рухається над холодною поверхнею землі. Це відбувається тому, що відбувається постійна адвекція тепла і вологи до більш холодної підстилаючої поверхні, утворюючи таким чином стійкий бар'єр. Якщо очікується підвищення температури на 9-12°C, туман повинен з'явитися в прогнозі на 1 або 2 день. Коли дефіцит точки роси перевищує 6°C, умови для розвитку туману майже зникають. Численні адвективні тумани виникають або посилюються пізно ввечері, а вранці зникають або слабшають. Вкрай рідко туман утворюється виключно за рахунок адвективних факторів біля поверхні землі; як правило, адвективний фактор часто поєднується з радіаційним фактором. Адвекційний туман може поширюватися на значній території і підніматися в повітря на кілька десятків метрів. Він також може виникати при високих швидкостях вітру. Тепле повітря охолоджується при контакті з холодною поверхнею, і охолодження поширюється на значні висоти завдяки значному турбулентному руху.

У таких літаках часто спостерігається інвертований розподіл температури, але інверсія вже є адвективною. Значна турбулентність збільшує кількість крапель туману, причому найбільші краплі падають на підстилаючу поверхню у вигляді мряки. Адвективний радіаційний туман утворюється переважно вночі в холодну пору року на охолодженій підстилаючій поверхні внаслідок слабкої адвекції теплого повітря і подальшого радіаційного охолодження підстилаючої поверхні в ясні ночі. У приземному шарі повітря швидкість вітру становить 1-2 м/с-1, рідко 3-4 м/с-1. Радіаційне охолодження теплого повітря в приземному шарі посилює конденсацію водяної пари, чому часто сприяють хмари, які або повністю прозорі на короткі проміжки часу, або мають нерівномірну щільність і товщину.

Випарний туман утворюється, коли стійке стратифіковане холодне повітря рухається над водною поверхнею при температурі на 10°C вище, ніж у приземному шарі повітря, і відносній вологості 70%. Чим більша різниця температур, тим щільніший туман. Коли інверсія починається від землі в повітрі, яке було сильно охолоджене над сушею системою високого тиску або гребенем, нижні шари повітря стають теплішими в міру того, як вони рухаються до більш теплої водної поверхні. Під впливом цих факторів поверхнева інверсія руйнується до висоти 50-100 м і перетворюється на високорівневу інверсію. У субінверсійному шарі повітря стає нестійким і насичується водяною парою. Коли водяна пара змішується з холодним повітрям нижче інверсійного шару, відбувається конденсація і утворюється туман. Це також може статися ввечері, коли на прогріту поверхню землі випадає невеликий дощ, або після його закінчення, коли вода інтенсивно випаровується з вологої і теплої поверхні землі і температура падає. Туман, що випаровується, також можна спостерігати у внутрішніх морях, таких як Чорне море взимку і поблизу узбережжя восени, в озерах і річках, які не замерзають.

Швидкість випаровування води з поверхні води залежить від різниці температур води і повітря та швидкості вітру. Крім того, холодне повітря під поверхнею води стає насиченим і перенасиченим, коли температура над поверхнею води падає протягом ночі.

Всі ці типи туману виникають в середині повітряної маси за межами атмосферного фронту. Однак існує ще один тип випарного туману, який виникає перед теплими фронтами. [3]

З'являється фронтальний туман:

1. Перед повільним теплим фронтом або оклюзійним фронтом теплого типу в холодному повітрі відбувається підвищення температури поверхні або інверсії внаслідок випаровування теплих крапель дощу або туману.
2. У фронтальних зонах, особливо на малорухомих фронтах, при опусканні низьких хмар слабша дощова вода змочує поверхню ґрунту внаслідок випаровування дощових крапель або бурхливого підхмарного обміну.
3. Зима позаду холодного фронту, якщо йде дощ у холодному повітрі або якщо вологий теплий ґрунт випаровується. За холодним фронтом взимку, якщо в клині холодного повітря випадає дощ або відбувається випаровування з більш вологого теплого 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 тощо.

Всі види туману, як правило, спостерігаються, коли в прикордонному шарі атмосфери є стійка стратифікація, над ним існує підвищена інверсійна температура і підтримується тепло- і вологообмін з верхнім шаром. Радіаційний та адвективний туман характеризується квазістатичним полем [3].

При прогнозуванні всіх видів туману необхідно визначати наявність або відсутність наступних туманоутворюючих факторів

- a. приземні синоптичні умови, напрямок і швидкість потоку;
- b. кількість хмарності (ясна або хмарна), що очікується наступної ночі;
- c. характеристики стратифікації, наявність або відсутність приземної або верхньої інверсії за даними радіозондування та прогнозованими кривими стратифікації;
- d. наявність або відсутність температурної адвекції та її ознаки;

- e. топографічні особливості місця прогнозу;
- f. наявність або відсутність джерел вологи,
- g. стан підстилаючого ґрунту як джерела вологи.

Здебільшого туман з'являється, коли поверхня Землі найхолодніша, тобто вранці. У горах у будь-який час доби можуть утворюватися тумани, але частіше вони виникають у другій половині дня. Справа в тому, що в цей момент повітря рухається вгору, адіабатично охолоджується і утворює на схилах туман. Щоправда, для спостерігачів у долині це звичайні хмари.

До туманів відноситься також так званий сухий туман (мряка, мряка), частинками в яких є не вода, а дим, кіптява, пил тощо.

Найпоширенішими причинами сухого туману є дим від лісових, торф'яних або лугових пожеж, або пил степних лісів або піску, який переноситься вітром на великі відстані, а також викиди промислових підприємств.

Перехідна фаза між сухим і вологим туманом не є рідкістю - цей туман складається з частинок води та значної кількості пилу, диму та кіптяви. Це – так звані брудні, міські тумани, що є наслідком присутності в повітрі великих міст маси твердих часток, що викидають при топленні димовими, а ще більшою мірою – фабричними трубами [3].

1.2 Розподіл туманів над територією України та їх тривалість

Низькі рельєфи (улоговини, річкові долини) сприяють виникненню радіаційного туману, тоді як гори та височини сприяють адвективному туману. Частота адвективного туману зменшилася з 60% на заході до 30-40% на сході, тоді як для радіаційного туману було навпаки, збільшившись з 20-30% на заході до 50% на сході.

Адвективний туман може охоплювати всю територію України понад 20% випадків, а половину — понад 30% випадків; радіаційний туман — значно меншу площу. [4]

Туман часто всюди. Просторовий розподіл кількості туманних днів в Україні демонструє значну мінливість залежно від погодних процесів і характеру підстильної поверхні. (рис.1.1).

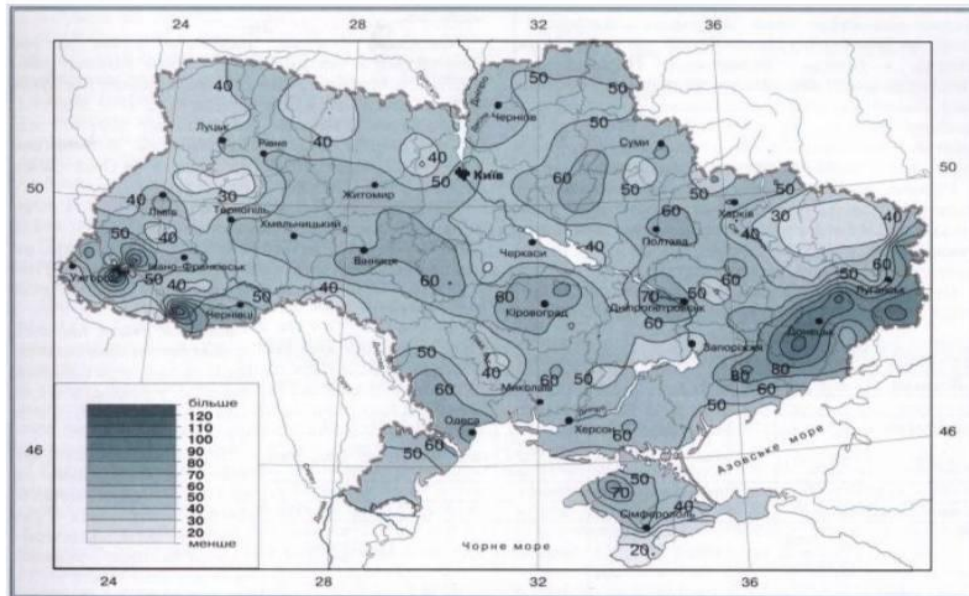


Рис. 1.1. Середнє число днів з туманом (за рік) [3]

Найбільше туманних днів спостерігалося в Українських Карпатах і Криму (Плаї – 247, Ай-Петрі – 182). У цих областях топографічні фактори відіграють важливу роль в утворенні туманів. Під впливом рельєфу на Донецькому плато також зростає повторюваність туманів, які становлять понад 100 днів, а на Волинському, Подільському та Придніпровському плато – 60-70 днів на рік. З підвітряного боку гір і плато повторюваність туманів значно знижується.

У середньому в низинах на північ від Донецької височини на 40-50 днів буває туман 40-50 днів. Найменше погоди на Південному березі Криму (15 днів).

Існує кореляція між кількістю туманних днів і висотою над рівнем моря, з вертикальним градієнтом 30 днів на 100 м висоти нижче 500 м, 10-15 днів на 100 м висоти нижче 1500 м і значним зменшенням вище цієї висоти.

В окремі роки кількість днів з туманами може значно відхилитися від середнього значення. Переважна більшість (50-70%) мала 9 днів, тоді як 2-3% - 30 днів і більше, але це відхилення від середнього значення є значним. [4]

В Українських Карпатах (Плай) за 30-річний період спостережень (1961-1990 рр.) середня кількість днів з туманом становила 237, з найбільшою кількістю днів у 1980 р. (270) і найменшою кількістю днів у 1969 р. (189).

У Кримських горах (Ай-Петрі) найбільша кількість днів з туманом спостерігалася в 1970 і 1980 роках (214 днів), а найменша - в 1985 році (142 дні). На рівнині найбільша кількість днів з туманом спостерігалася в 1966 році (73-91 день), а найменша - в різні роки (18-32 дні). Середньоквадратичне відхилення кількості туманних днів є найвищим у гірських регіонах (21-22 дні) та на високогір'ї (14-17 днів), 9-13 днів на рівнині та 4-5 днів в інших регіонах [4].

На території України у середньому буває 240 днів за рік, коли спостерігається туман принаймні на одній станції. Повторюваність туманів має чітко виражений річний хід. На більшій частині території найбільша кількість туманів (80-85%) припадає на зимові місяці (грудень-січень), а на окремих ділянках – у квітні-травні. В Українських Карпатах тумани найбільш поширені з грудня по січень, на Донеччині та Приазов'ї - з листопада по березень, на Волині, Подолі та Дніпрі - з листопада по січень. Туманний рік має плавний перебіг у північних і західних районах, його повторюваність зростає з жовтня по листопад і досягає максимуму з грудня по січень. Влітку тумани спостерігаються рідше. [4]

Подібний річний хід спостерігається в лісах, на узбережжях великих водойм, на підвітряних схилах і на височинах. На Південному березі Криму тумани найчастіше трапляються у квітні-травні та листопаді-грудні, а найрідше - у серпні, січні та лютому. [3, 6, 21]

Просторово-часовий розподіл максимальної кількості днів з туманом подібний до розподілу середньої кількості днів. Максимальна кількість днів з туманами спостерігається в лютому в горах (26 днів у 1961, 1964 і 1965 рр.), на високогір'ї (17 днів у 1968, 1974 і 1987 рр.), у січні (18 днів у 1966 і 1971 рр.) і в грудні (19 днів у 1964 і 1965 рр.). Максимальна кількість туманних днів у Кримських горах становить 22-31 з вересня по березень, 12-22 з жовтня по квітень у високогір'ї і трохи менше на рівнині.

На рівнинах добовий хід туману різко виражений у теплі місяці і згладжується взимку. Це особливо помітно при променистому тумані. Туман виникає вночі, досягає максимальної інтенсивності вранці, коли температура падає до мінімуму, а відносна вологість повітря підвищується до максимуму, і зникає після сходу сонця. Адвективний туман характерний для холодних місяців року і може виникати в будь-який час доби, згладжуючи перебіг дня. Через наявність снігового покриву процес добової зміни туманів не виражений чітко; загальна тривалість туману за рік найбільша в тих регіонах, де тумани бувають частіше.

У Криму та Українських Карпатах середня тривалість туману становить 2000-3000 годин, у високогір'ї - 500-600 годин, на рівнині - 300-400 годин. На північному сході та Закарпатській низовині тривалість туману становить менше 200 годин, а на Південному березі Криму - менше 70 годин на рік. Найсильніші тумани спостерігаються в Українських Карпатах у листопаді-грудні (375-438 годин), у Криму в грудні-січні (281-300 годин), на Придніпровській височині в листопаді-грудні (107-133 години) і на Придніпровській низовині в грудні-січні (97-93 години). Кожен регіон має свої особливості (циркуляція, орографія, територія тощо), як з точки зору розподілу морозних днів, так і їх тривалості. Середня тривалість туману в туманні дні по всій території становить близько семи годин, з широким розкидом від п'яти до 15 годин, як і кількість туманних днів. [4, 7, 15]

Найдовше тумани тримаються в гірських районах, в середньому від 9 до 15 годин на добу. Тривалість короткочасного туману становить 5 годин у теплі місяці і 5-9 годин у холодні місяці, за винятком альпійських районів. У туманні дні тривалість радіаційного туману становить 1-6 годин, а адвективного - 4-12 годин, іноді він триває більше доби. Тривалість туману залежить головним чином від його інтенсивності (дальності видимості). Туман, який триває більше 12 годин з видимістю більше 100 м, вважається природним явищем, тоді як туман, який триває більше 3 годин з видимістю менше 500 м, вважається небезпечним. Туман на великих територіях найчастіше виникає, коли видимість становить менше 200 метрів. Туман з видимістю нижче 50 м - рідкісне явище, що трапляється лише один-два рази на рік, хоча туман з видимістю 18% іноді трапляється в прибережних

районах, таких як Одеса, завдяки Чорному морю. У Донецькій та Дніпропетровській областях частота таких туманів становить 7-8% через надходження теплого вологого повітря з півдня, яке знижує нижню межу низької хмарності. Видимість у тумані змінюється протягом усього часу його існування.

Зі збільшенням інтенсивності туману збільшується його тривалість (рис. 1.2), причому середня тривалість туману з видимістю менше 100 м становить 10 годин, а максимальні повторюваності припадають на ті самі проміжки часу, причому загальна тривалість такого туману іноді становить 24 години і більше.

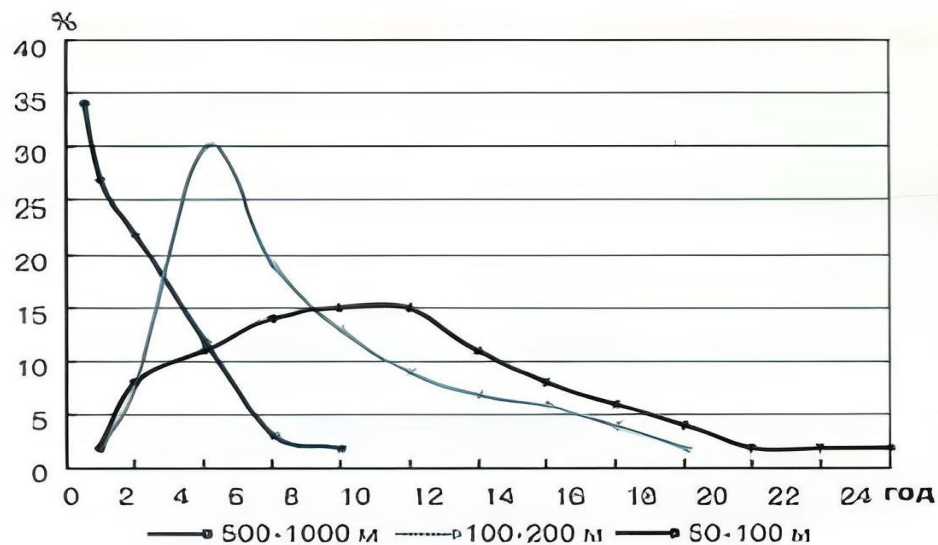


Рис. 1.2. Повторюваність (%) тривалості (год) туману за різної видимості [3]

Туман тримається до 4 годин при видимості 100-200 метрів, максимальна тривалість не більше 20 годин, але при видимості 500 метрів і більше туман тримається в середньому 1-2 години.

Виникнення туману значною мірою залежить від напрямку та швидкості вітру. На рівнинах туман найчастіше спостерігається при південно-східному вітрі (26%) і рідше - при північно-західному (3%). У Сімферополі через особливості рельєфу найчастіше бувають північно-східні (близько 50%) і південно-західні (20%) вітри, а у Львові - західні (30%).

У Карпатах і Кримських горах України напрямок вітру визначається положенням точки спостереження відносно долин і хребтів. Однак низький рівень турбулентного перемішування сприяє розвитку туману, тоді як високий рівень турбулентного обміну призводить до розсіювання туману незалежно від напрямку вітру.

Швидкість вітру нижче 3-4 м/с є найбільш сприятливою для утворення туману. Радіаційний туман виникає при відсутності вітру або при швидкості вітру 1-2 м/с. Адвективний туман може виникати зі швидкістю 3-4 м/с, але іноді більше 10 м/с.

Вертикальна густина поширеного постійного туману чітко демонструє яскраво виражений річний хід (рис. 1.3). Максимум – взимку (грудень-лютий), мінімум – восени (вересень-жовтень).

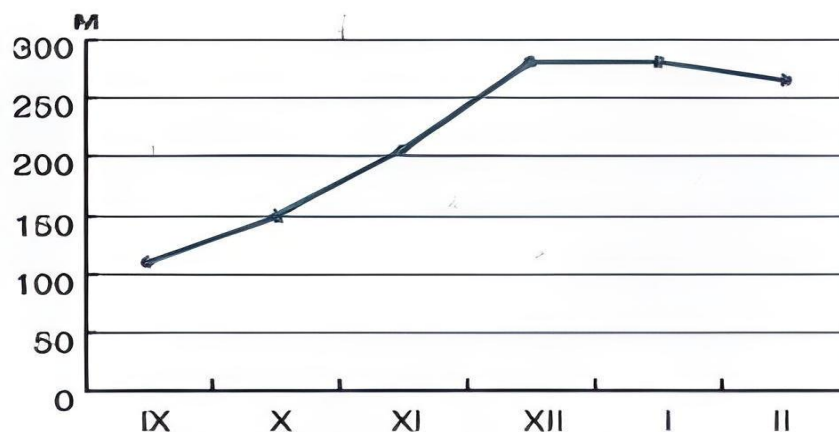


Рис. 1.3. Середня товщина (м) туману (вересень – лютий) [3]

Це пов'язано з тим, що восени переважає радіальний туман, а взимку - адвективний. Товщина радіаційного туману в середньому становить 155 м незалежно від інтенсивності, адвективного - 320 м, адвекційно-радіаційного - 260 м і фронтального - 400 м. Загальна товщина туману становить 280 м. Вміст вологи збільшується з висотою. Туман утворюється тільки тоді, коли повітря насичене або злегка перенасичене водяною парю, тобто коли відносна вологість водяної пари становить 100%, тоді як відносна вологість крижаного туману менше 100%.

Вологість туману визначається розміром і кількістю крапель води або кристалів льоду в тумані в одиниці об'єму.

Туман - це безперервний процес конденсації, випаровування і падіння крапель води. Кількість може досягати 600-800 крапель на кубічний сантиметр на ранніх стадіях розвитку для сильного радіаційного туману і 50-100 крапель на кубічний сантиметр для слабкого радіаційного туману. Розподіл крапель за розміром дещо відрізняється між випадковим туманом і радіаційним туманом. Радіус моди становить 5 мкм для радіаційного туману і 8 мкм для адвекційного туману. Великі краплі (20-30 мкм) поширені в адвективних туманностях, але дуже рідкісні в радіаційних туманностях. [4]

У більшості регіонів України, де панують холодні краплі та рідкі тумани, максимальна повторюваність спостерігається при температурах, близьких до 0 °С. У більшості випадків температурний діапазон становить від -5 до 5 °С. Лише в південних прибережних районах максимальна частота туманів спостерігається при температурах від 4 до 12 °С. Туман зберігається до тих пір, поки коефіцієнт утворення туману не буде перевищений або врівноважений одночасно діючим коефіцієнтом розсіювання туману. Найчастіше туман розсіюється через зміни синоптичних процесів і радіаційне нагрівання. Вхідний туман утворюється приблизно в 65% випадків внаслідок зміни атмосферної циркуляції і в 20% під впливом радіаційного нагріву.

У 60% випадків променистий туман розсіюється за рахунок радіаційного нагрівання, у 30% випадків - через зміну погодних процесів. Весь густий туман зазвичай перетворюється на мряку. Так, за частотою та тривалістю туманів в Україні можна виділити наступні регіони: - Українські Карпати та Крим, для яких характерна найбільша повторюваність туманів: середня кількість туманних днів на рік становить 121-230 (укр. Карпати (Альпати) та 185 (Кримські гори), середня тривалість туманів становить 9-15 годин на добу, а загальна тривалість туманів за рік 1000-3000 годин; Рязівська, Волінська, Подільська, Придніпровська та Відроги, де середня кількість туманних днів на рік коливається від 60-70 до 100 днів

з туманом на добу Середня тривалість туману 7-8 годин, а загальна тривалість 500-600 годин;

- в низинах середньорічна кількість туманів днів 40-50 діб, середня тривалість туманів 5-7 годин на добу, загальна тривалість туманів близько 200 годин;
- узбережжя Чорного та Азовського морів, підвітряні схили гір та височин, де середнє число днів з туманом – 10-20, середня тривалість у день з туманом – 4-5 год, а сумарна тривалість туману за рік – 70 год.

РОЗДІЛ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ТУМАНОУТВОРЕННЯ НА АМСЦ КИЇВ

2.1 Короткий фізико-географічний опис району аеродрому

Міжнародний аеропорт «Київ» імені Ігоря Сікорського, Аеропорт «Київ-Жуляни» (IATA: IEV, ICAO: UKKK) — другий найбільший пасажирський міжнародний аеропорт України та Києва, розташований у межах столичного мікрорайону Жуляни за 8 км на південний захід від центру міста. Географічні координати контрольної точки аеродрому (КТА) Київ/Жуляни: широта N 50°24' 06", довгота E 30°27' 07". Займає територію площею 265 га. Єдина злітно-посадкова смуга завдовжки 2310 м і завширшки 45 м. За двома злітними курсами ЗПС діє ILS I категорії, що створює обмеження для посадки ПС за умов недостатньої видимості.

Аеропорт Київ розташований в 6км на південний захід від центру м.Києва і в 1км на північ від села Жуляни на Придніпровській височині. Абсолютні висоти навколишньої місцевості не перевищують 200-400м. Аеропорт з усіх боків оточений будівлями та деревами заввишки від 10 до 40м, на відстані 8.4км на схід від метеостанції знаходиться Києво-Печерська лавра заввишки 114м і на відстані 7.7км на півночі знаходиться телевізійна вишка заввишки 399м. [10, 11]

З півночі та північного сходу аеропорт безпосередньо межує з міським масивом, а з півдня – селом Жуляни.

За 7 км на схід від аеропорту протікає річка Дніпро. На південно-західній околиці аеропорту знаходиться залізнична станція. Основними лінійними орієнтирами є: річка Дніпро, що протікає з півночі на південь; південно-західна

залізниця, що проходить по західній околиці аеропорту; шосейна дорога Київ-Житомир та залізниця Київ-Брест, розташовані за 8 км від аеропорту та орієнтовані відповідно одна на захід, інша на північний захід.

Ґрунт в районі аеропорту Київ за механічним складом належить до суглинок і схильний до розмокання. Водопроникність слабка. Глибина залягання ґрунтових вод від 1.75 до 2м.

Рослинний покрив льотного поля природний та представлений багаторічними травами. Літнє поле аеропорту з літака виглядає однотонно, зеленого кольору та не відрізняється від навколишньої місцевості, бетонована смуга добре виділяється на загальному тлі. Географічні координати контрольної точки аеродрому такі: N5024.1, E3027.1. Абсолютна відмітка аеродрому 174.8м, магнітне відмінювання +5°.

Підходи до аеропорту обмежені такими перешкодами:

- з північного заходу - аеровокзалом заввишки 32м;
- з півночі - металевою трубою заввишки 46м, що знаходиться від аеропорту на відстані 1.5км;
- на південному сході - шпилем НЦВ, висотою 75м і що знаходиться на відстані 3.8км;
- на півдні - будівлею школи села Жуляни заввишки 20м, що розташована на відстані 1 км;
- на південному заході - трубою цементного заводу заввишки 30м та віддаленої на відстані 20.5км.
- Злітно-посадкова смуга орієнтована із заходу Схід (261° - 81°). Підходи до ЗПС вільні, природних перешкод немає.

2.2 Кліматична характеристика району аеродрому

Аеропорт Київ розташований у зоні помірно-континентального клімату, на сході лісостепової зони зі ступенем континентальності рівним 32% (К=32%).

Середня багаторічна річна температура повітря становить 8.4°C. Найхолодніший місяць – грудень. Середньомісячна температура повітря у грудні –

2.2°C. Найтепліший місяць – липень. Середньомісячна температура повітря у липні становить +19.9°C. Абсолютний мінімум за досліджуваний період відзначався у січні і становив -21.2°C, абсолютний максимум +34.2°C – у серпні.

Стійкий перехід середньодобової температури повітря через 0°C навесні спостерігається наприкінці другої – на початку третьої декади березня, а восени – у другій декаді листопада. Тривалість безморозного періоду у середньому становить 169 днів, окремі роки коливається від 118 до 206 днів.

Особливістю зимового періоду є наявність частих відлиг. Вдень з відлигою прийнято вважати день холодного періоду року, коли максимальна температура повітря піднімається вище 0 °C.

Відлиги зазвичай спостерігаються при виході на територію України південних та південно-західних циклонів. Такий атмосферний процес завжди супроводжується виносом теплого вологого повітря із Середземного та Чорного морів.

Відлиги після дуже низьких температур негативно впливають на роботу авіації. Середня кількість днів із відлигами становить 35-40. Найбільше днів із відлигою становить 67 днів, найменше - 14 днів. Найчастіше вони спостерігаються у грудні. У січні їхня кількість зменшується, у лютому знову збільшується. Відлиги відзначаються щорічно кілька разів на сезон. У середньому буває 8-10 періодів відлиги. Під час тривалої відлиги температура повітря підвищується від 1 до 17°C тепла. Такі температури відзначалися у січні 1988р. (10.3 ° C), у лютому 1990р. (16.4 ° C). Вони викликали сильне танення та навіть зникнення снігового покриву.

У Києві протягом року атмосферні опади пов'язані із циклонічною діяльністю. Середня річна кількість опадів становить 500.6мм. За теплий період із травня по вересень випадає 278.9мм (55.7% річної норми). Найдощливішим місяцем є червень (75.9мм), на нього припадає 15% річної кількості опадів. Найбільш посушливим місяцем є січень – 11.2мм.

У середньому протягом року налічується до 193 днів із опадами. Найбільше днів із опадами відзначається у холодний період року: листопад і грудень - кількість днів із опадами 21. У серпні кількість днів із опадами зменшується до 12.

Середня тривалість наявності снігового покриву становить 100 днів. Зазвичай перший сніг з'являється у середині листопада. Через місяць після першого випадання снігу утворюється стійкий сніговий покрив. Середня дата стійкого снігового покриву посідає третю декаду грудня. Наприкінці першої декади березня розпочинається руйнація стійкого снігового покриву.

Вологість повітря у районі аеропорту Київ досить висока. Середньорічна відносна вологість складає 77.8%. Найбільша – у холодну пору року, особливо у листопаді, грудні (87% та 86%). Мінімальна відносна вологість зазвичай буває у травні – 65%. Максимальна абсолютна вологість відзначається у липні, середньомісячна величина її дорівнює 17.2г/м³.

Середньорічна швидкість вітру становить 4.3 м/сек. Переважним напрямом вітру є північно-західний. [8]

Найбільш похмурими місяцями є листопад, грудень, січень та лютий. Число днів із похмурою погодою (без сонця) коливається від 14 до 21. На літні місяці в середньому припадає по одному дню без сонця.

2.3 Характеристика баричного поля, що сприяє виникненню туманів

Радіаційні тумани в Західній Європі найчастіше утворюються в антициклонах і затемнених полях тиску. Радіаційний туман утворюється над сушею в безхмарних умовах слабкого вітру в результаті нічного зниження температури перед сходом сонця, коли мінімальна температура нижче вечірньої точки роси через радіаційне охолодження підстильної поверхні. [15, 20, 33]

Радіаційний туман виникає в областях високого тиску, хребтах, сідловинах та іноді в полях декомпресії з низьким градієнтом, переважно влітку. Часто туман виникає в похмуру погоду і за швидкості вітру біля поверхні 2-3 м/с. Невеликі розподіли інверсій температури точки роси в шарі 50-300 м від поверхні сприяють утворенню радіаційного туману. Радіаційний туман зазвичай утворюється у вечірній і нічний час і розсіюється через деякий час після сходу сонця.

Стан поверхні ґрунту (вміст вологи) має значний вплив на утворення туману. Туман також частіше утворюється в пониженій місцевості (долини та западини), де повітря з великих висот застоюється протягом ночі та додатково охолоджується.

Адвективний туман часто спостерігається на західній периферії систем низького тиску, улоговин тиску та систем високого тиску. Адвективний туман виникає внаслідок адвекції теплого повітря над холодною підстилаючою поверхнею. У Західній Європі туман часто виникає пізньої осені та взимку. Адвективний туман покриває великі території і поширюється на сотні метрів у небо. Він також може виникати за високої швидкості вітру. Тепле повітря охолоджується під час контакту з холодною підкладкою, і охолодження поширюється на значну висоту за рахунок великих турбулентних рухів. У цих умовах також існує інвертований розподіл температури. Сильна турбулентність викликає агрегацію крапель туману, при цьому більші краплі падають на поверхню у вигляді мряки. Туман, спричинений суто адвективними чинниками, на суші спостерігається рідко, і адвективні чинники зазвичай поєднуються з радіаційними.

Адвективно-радіаційний туман утворюється на більш холодній землі, здебільшого вночі в холодну пору року, пов'язаний зі слабкою адвекцією теплого повітря. Швидкість поверхневого вітру становить 1-2 м/с, рідко 3-4 м/с. Радіаційне охолодження теплого повітря в приземному шарі спричиняє подальшу конденсацію водяної пари, чому сприяють хмари, що або повністю прозорі, або мають неоднакову густоту і товщину, навіть протягом коротких періодів часу. Обидва ці типи туману виникають у центрі повітряної маси за атмосферним фронтом.

Однак існує ще один тип випарного туману, який виникає перед теплим фронтом. Атмосферні опади у вигляді дощу зволожують поверхню землі. Інтенсивне випаровування відбувається безпосередньо з поверхні землі та крапель дощу, насичуючи повітря водяною парою й утворюючи туман. У результаті перед фронтом утворюється суцільна смуга туману. Туман часто виникає, коли поверхня землі найбільш прохолодна, тобто вранці. У гірських районах туман може виникнути в будь-який час доби, але найчастіше він з'являється в другій половині дня. Це пов'язано з тим, що в цей час доби відбувається висхідний рух повітря, який

адіабатично охолоджує повітря і створює туман на схилах. Звісно, для спостерігача, який перебуває в долині, це звичайна хмара. [9, 15]

РОЗДІЛ 3. МЕТОДИ ПРОГНОЗУВАННЯ ТУМАНІВ

3.1 Прогноз радіаційних туманів

Променистий туман утворюється внаслідок охолодження над сушею, де немає хмар і дме легкий (або тихий) вітер, а температура повітря нижча за температуру, за якої утворюється туман. Утворенню туману сприяє невелике збільшення швидкості з висотою. Ці умови сприяють турбулентному руху продуктів конденсації з поверхні вгору та їхньому збереженню в підвищеному стані в приземному повітрі, збільшуючи вертикальну силу туману в процесі перемішування.

Умови, сприятливі для утворення радіаційного туману, часто формуються в антициклонах, їхніх відрогах, баричних утвореннях і сідловинах і рідше - в полях низького тиску з невеликими баричними градієнтами (переважно влітку). [6]

Тому під час прогнозування радіаційного туману враховують період нічного похолодання, властивості хмар (прогноз), швидкість і напрямок вітру (прогноз), початкову температуру і вологість, характер стратифікації повітря.

Різноманітність методів прогнозування туманів полягає не тільки в важливості їх прогнозів, а й у значній залежності утворення туманів від місцевих умов. Нижче наведено головну увагу на прогнозі температури утворення туману (T_t), а також часу утворення та часу розсіювання туману.

Прогноз туману за методом Б.В. Кирюхіна має досить високу точність визначення температури утворення туману. Запропонована ним номограма показана на малюнку 3.1.Цю номограму можна умовно розбити на дві частини по вертикальній осі від нульового значення ΔT .

У нижній частині номограми визначається ΔT_1 - перепад температури, необхідний для насичення повітря, за допомогою вимірних значень температури і відносної вологості. У верхній частині номограми визначається ΔT_2 - додаткове зниження температури, необхідне для створення туману заданої густини.

Таким чином, загальне зниження температури, необхідне для створення туману заданої густини, становить

$$\Delta T_T = \Delta T_1 + \Delta T_2, \quad (3.1)$$

а звідси температура туманоутворення

$$T_T = T + \Delta T_T, \quad (3.2)$$

Порядок користування номограми показаний на рис. 3.1 та додаткових пояснень не вимагає.

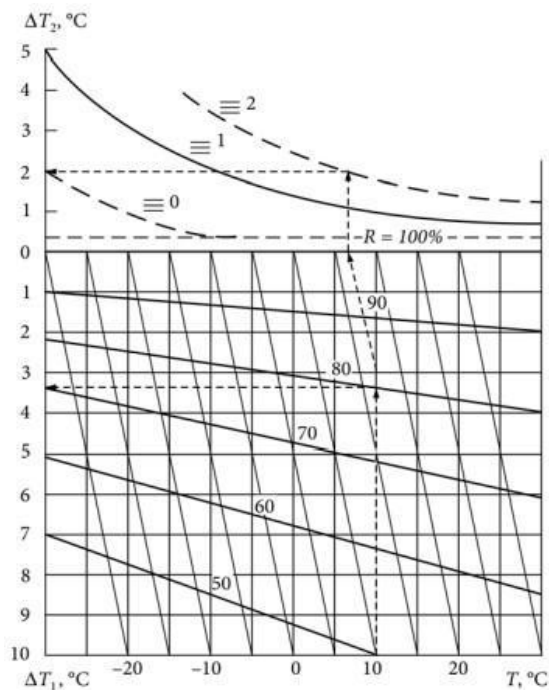


Рис. 3.1. Номограма Б.В. Кирюхіна для визначення величини ΔT_T [6]

Хочу звернути вашу увагу на верхню частину цієї номограми. По суті, криві, зображені на рис.3.1 відповідає межах утворення легкого, середнього або сильного туману, тобто видимості 1000, 500 або 200 м. Таким чином, кожен аеропорт може замінити стандартну лінію на інші відповідні лінії, які відповідають встановленим мінімальним вимогам. В аеропорту (наприклад, видимість 8.00 або 400 м). Тому замість того, щоб просто прогнозувати туман, ми прогнозуємо туман достатньої інтенсивності, щоб певною мірою вплинути на роботу аеропорту. Прогнозування туману за методом А. С. Зверєва Для визначення нічного перепаду температури, необхідного для утворення туману (ΔT_t) або імлі (ΔT_s), А. С. Зверєв запропонував номограму, зображену на рис.3.2.

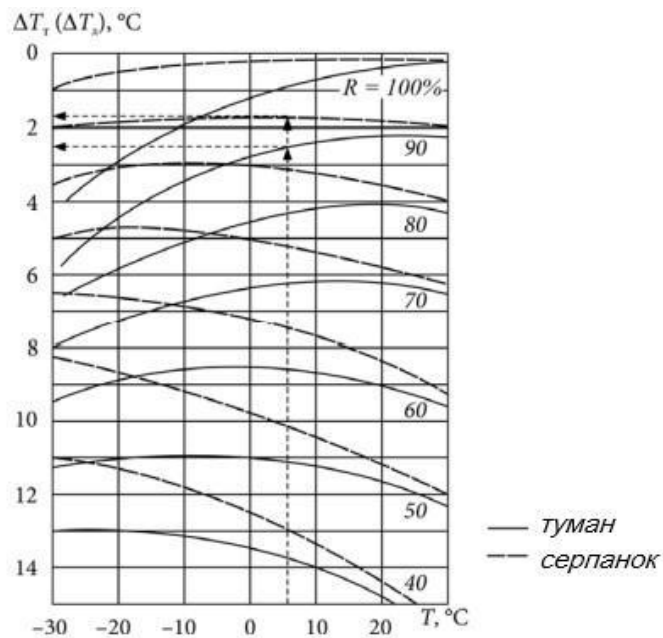


Рис. 3.2. Номограма А.С. Зверєва для прогнозу туману [6]

Тут по горизонтальній осі відкладено температуру повітря безпосередньо перед заходом сонця, крива відповідає відносній вологості в той самий момент, а по вертикальній осі кількість необхідного падіння визначає температуру, при якій з'являється туман або імля. Крім того, пунктирна крива та суцільна лінія показують

перепад температури, необхідний для утворення туману. На нашу думку, подальша інтерпретація цієї номограми не потрібна.

Прогнозування туману за методом Лаврищева добре зарекомендувало себе в галузі авіаційної метеорології: для визначення T_t використовується діаграма (рисунок 3.3), що складається з кривих, які відповідають максимальному модулю насиченої водяної пари (залежно від температури). Фактичний максимально можливий вміст водяної пари в повітрі (точки А і С) зумовлений точкою роси T_d і температурою T на діаграмі.

Різниця між максимально можливим і фактичним модулем пружності водяної пари на рис. 3.3 зумовлена точкою роси T_d і температурою T на рис. 3.3, позначається Δe . Для визначення T_t від початкового значення необхідно переміститися вертикально вниз із точки А в точку В на величину Δe_1 , яка має бути розрахована за статистичними даними для конкретного аеродрому (часто приймають $\Delta e = \Delta e_1$, що не завжди вірно)

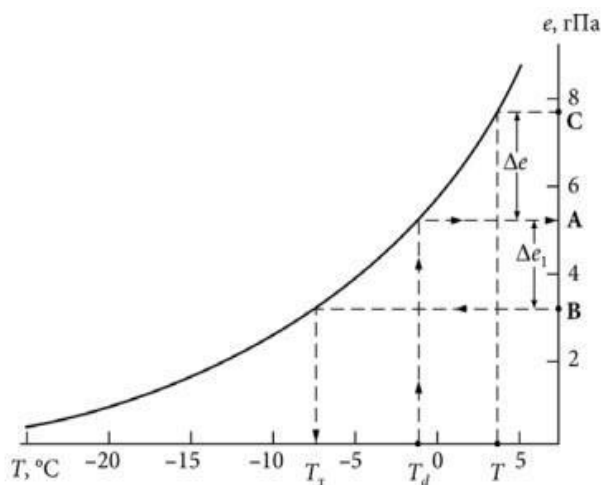


Рис. 3.3. Графік для визначення T_t за методом Д.Н. Лаврищева [6]

У тих випадках, коли $T_t > T_{\text{мін}}$, в прогнозах погоди потрібно вказувати туман.

Прогноз туманів за методом М.В. Петренко. Запропонував визначати температуру туманоутворення за формулою:

$$T_{\tau} = T_d - \Delta T_d, \quad (3.3)$$

Де T_d - температура точки роси на заході сонця, ΔT_d - можливе зниження температури точки роси протягом ночі від початкового часу до моменту туманоутворення.

Значення ΔT_d залежить головним чином від температури точки роси в початковий час і визначається за таблицею 3.1.

Таблиця 3.1 - Середні значення ΔT_d в залежності від температури точки роси в вихідний термін [6]

$T_d, ^\circ\text{C}$	20...11	10...0	-1...-10	-11...-20	-21...-30
$\Delta T_d, ^\circ\text{C}$	1,4	1,6	2,0	2,5	2,3

Як видно з рівняння (3.3) і таблиці, визначити температуру туману нескладно. Однак на практиці це часто робиться простішим способом - відніманням 1°C від значення T_d , якщо воно додатне, і -2°C , якщо від'ємне. Крім того, М.В. Петренко запропонував графік для визначення температури початку туману (рис. 3.4). На цьому графіку за горизонтальною віссю відкладається температура точки роси, а за вертикальною віссю - температура утворення туману або димки (T_c). Похила лінія, проведена на графіку, дає змогу визначити бажані значення.

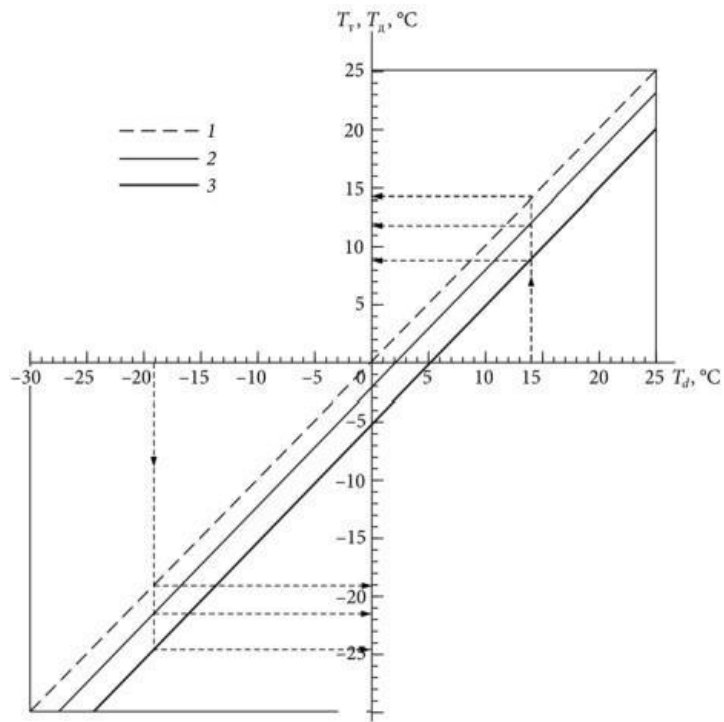


Рис. 3.4. Графік для прогнозу радіаційного туману пометоду М.В. Петренко [6]:

1 – лініясерпанку; 2 – лінія слабого туману; 3 – лінія сильного туману

Графічний метод М.В. Петренка дає позитивні результати, коли повітряна маса однорідна і на вміст вологи не впливає випаровування з підстильної поверхні або опади.

Оперативний метод оцінки радіаційного туману, який іноді називають графічним методом, дозволяє визначити час утворення і розсіювання димки. На рисунку 3.5 на горизонтальній осі відкладено час, а на вертикальній - температуру повітря (T), точку роси (T_d) і температуру утворення туману.

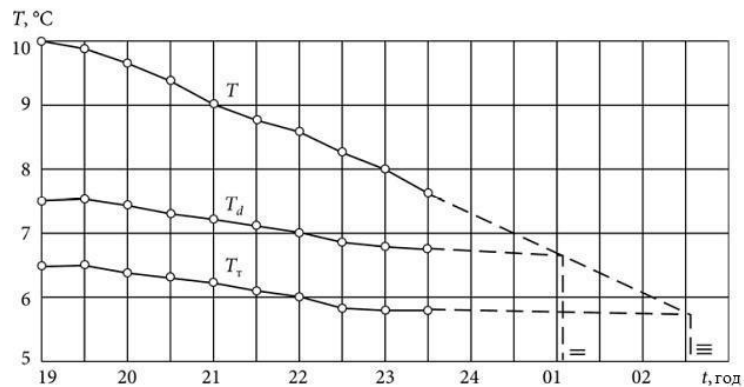


Рис. 3.5. Графічний спосіб, запропонований М.В. Петренко, для визначення часу утворення туману [6]

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

За методом Р.М. Меджитова час утворення ($t_{утв.Т}$) і розсіювання ($t_{роз.Т}$) туману можна визначити за формулами:

$$t_{утв.Т} = t_{з.с.} + \frac{T_{з.с.} - T_T}{\Delta T_{зах}}, \quad (3.4)$$

$$t_{роз.Т} = t_{с.с.} + \frac{T_d_{з.с.} - T_{мін}}{\Delta T_{сх}}, \quad (3.5)$$

де $t_{з.с.}$, $t_{с.с.}$ – час заходу і сходу Сонця; $T_{з.с.}$, $T_d_{з.с.}$ – температура і точка роси в момент заходу Сонця; $\Delta T_{зах}$ і $\Delta T_{сх}$ – щогодинні зміни температури повітря після заходу і сходу Сонця, відповідно.

Значення $\Delta T_{зах}$ і $\Delta T_{сх}$, отримані на основі статистичних даних у середніх широтах за безхмарної погоди, можна прочитати в таблиці 3.2. Значення ΔT , наведені в таблиці 3.2, показують, що температура підвищується після сходу сонця і знижується після його заходу.

Таблиця 3.2 - Значення щогодинних змін $T_{зах}$ і $T_{сх}$ (°C/год) в різні місяці [6]

Місяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Delta T_{зах}$	0,4	0,5	0,8	0,7	1,0	0,7	0,7	0,7	0,7	1,0	0,4	0,5
$\Delta T_{сх}$	1,3	1,4	1,1	1,2	1,2	0,9	0,8	0,7	1,2	1,0	0,6	1,3

Аналогічну таблицю доцільно побудувати за вихідними значеннями для свого пункту.

Успішність прогнозу радіаційного туману багато в чому залежить від якості прогнозу, що охоплює синоптичні умови, мінімальну температуру, хмарність, вітер і врахування фізико-географічних характеристик місцевості.

За методом Р.М. Меджитова виникнення туману визначається також за номограмою прогнозу температури (T_n) і мінімальної нічної температури (T_m), необхідних для виникнення туману в ясну й безвітряну погоду (рис. 3.6), та номограмою визначення помилки для хмарності й вітру (рис. 3.7). По номограмі за рис. 3.7 визначаємо похибку ΔT .

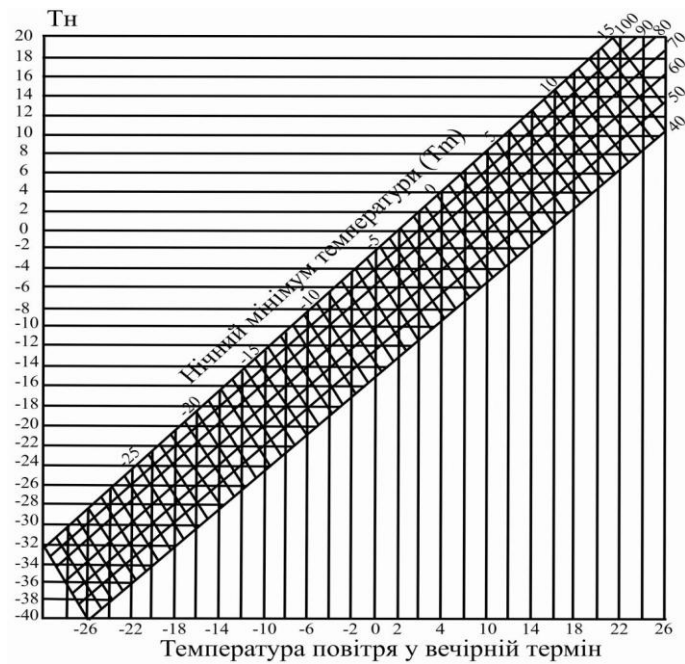


Рис. 3.6. Номограма для визначення температури, необхідної для утворення туману (T_n) та для прогнозу нічного мінімуму температури (T_m), при ясній та тихій погоді [6]

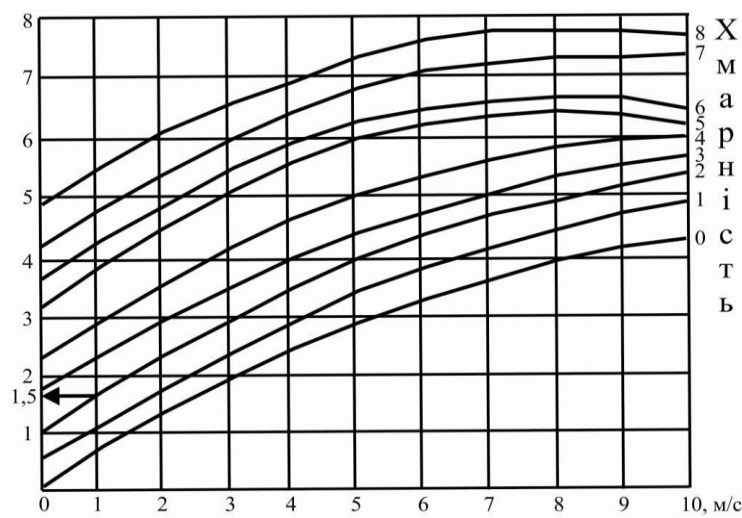


Рис. 3.7. Номограма визначення похибки на хмарність та вітер [6]

З номограми (рис. 3.6) використовуються для визначення температури, необхідної для розвитку туману (T_n), і температури, необхідної для прогнозування мінімальних нічних температур (T_m); ΔT додається до T_m і порівнюється з температурою, необхідною для розвитку туману (T_n).

3.2 Прогнозування конвективного туману

На підставі прогнозів погоди очікується, що адвективний туман виникне, коли з'являться умови для адвекції теплого вологого повітря на холодну нижню поверхню. Адвективний туман може виникнути в будь-який час доби і зазвичай виникає взимку або за значно тепліших сезонних змін.

Під час прогнозування адвективного туману слід враховувати переміщення наявних областей туману, адвективні зміни температури поверхні та точки роси, можливість осідання хмар на поверхню та охолодження повітря за рахунок радіаційного охолодження в нічний час.

Загальні умови для утворення адвективного туману:

Дефіцит точки роси біля поверхні землі має бути незначним (туман не утворюється за $D_0 > 3$ °C);

Швидкість вітру біля поверхні землі не повинна перевищувати 8 м-с-1 (крім Донецької області). Вищі швидкості вітру руйнують поверхневі інверсії та туман.

І.В. Кошеренко запропонував графік, показаний на рис. 3.8. по вертикальній осі графіка відкладено прогнозовану швидкість вітру на висоті флюгера і горизонтальний градієнт температури, визначений за картою погоди. Відстань від карти погоди, тобто температура, має визначатися напрямком руху повітря до точки прогнозу. Цей графік можна використовувати для прогнозування адвективного туману на час прогнозу до 9 годин.

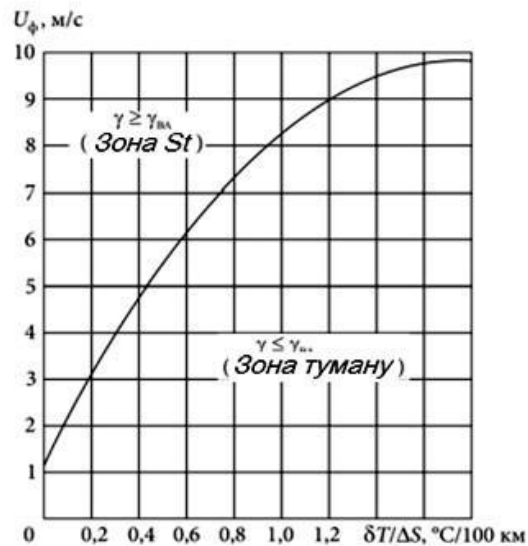


Рис. 3.8. Графік для прогнозу адвективного туману за І.В. Кошеленко [6].

Якщо точка, що відповідає вихідним даним, розташована нижче за криву на графіку, то прогноз погоди має вказувати на туман; якщо вище - туман не прогнозується.

Складний графік для прогнозу адвективного туману Н.В. Петренка показано на рис. 3.9, де враховується горизонтальний градієнт температури, дефіцит точки роси на початку шляху та прогнозована швидкість вітру на рівні землі, як показано на рис. 3.9. Якщо обидві точки на графіках а і б, побудованих за вихідними даними, потрапляють в область туману, то прогноз має вказувати на туман. Цей метод може бути успішно використаний на практиці, коли час прогнозу становить до 9 годин.

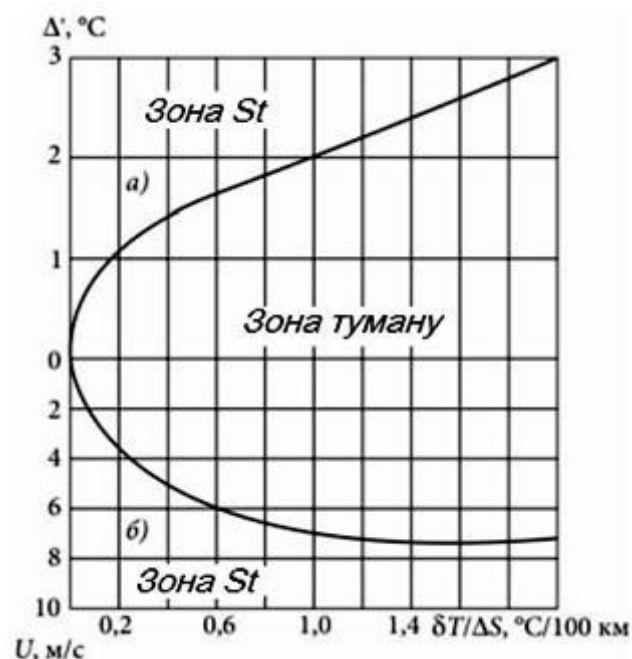


Рис. 3.9. Комплексний графік для прогнозу туману за М.В. Петренко [6]

Метод А.А. Шадріної дає змогу визначити ймовірність визначення туману на 12 годин за температурою повітря біля поверхні або 850 гПа (T) та адвективною зміною точки роси (T_d'). Якщо перетин приповерхневої температури T і T_d' перебуває нижче за суцільну лінію або нижче за пунктирну лінію для даних 850 гПа (рис. 3.10), прогноз має вказувати на туман.

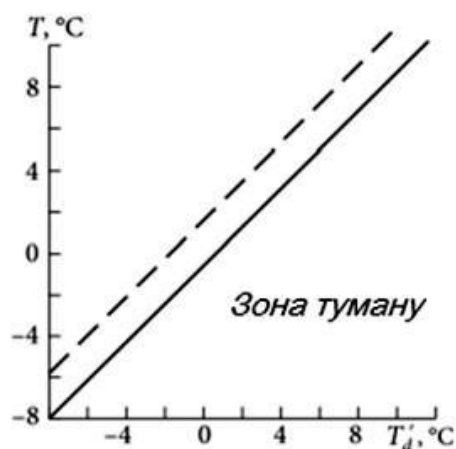


Рис. 3.10. Графік для прогнозу туману за методом А.А. Шадріної [6]

Можливість утворення адвективного туману можна отримати за графіком (рис. 3.11), по осі абсцис якого відкладена фактична різниця температур ($T' - T$) на початку і в кінці траєкторії, а по осі ординат — очікувана швидкість вітру в пункті прогнозу. Метод дає добрі результати при завчасності прогнозу до 9 год.



Рис. 3.11. Графік для прогнозу адвективного туману [6]

Метод Напетваридзе використовується в південних районах східного узбережжя Чорного моря (рис. 3.12). На графіку по вертикальній осі відкладається різниця температури повітря о 19 год (T_{19}) і температури води (T_B), а по горизонтальній – різниця точки роси і температури води за цей же строк ($T_{d19} - T_B$).

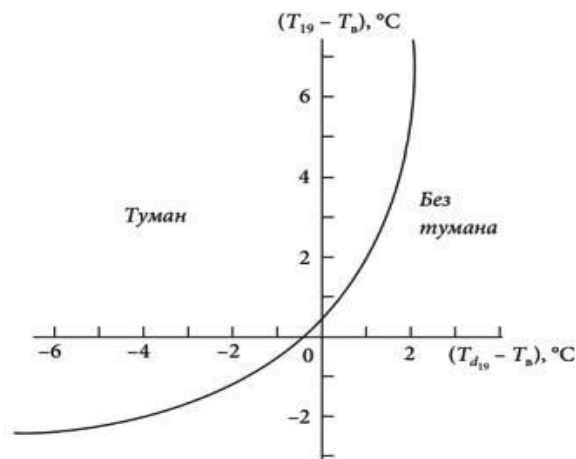


Рис. 3.12. Графік для прогнозу адвективних туманів за методом Напетваридзе [6]

При прогнозуванні прибережних туманів важливо враховувати наявність теплих і холодних течій, їх температуру і температуру повітря, що рухається над ними.

Для визначення часу розсіювання адвективного туману рекомендується знати деякі правила. Адвективні тумани розсіюються тільки:

- після припинення адвекції тепла (напрямок вітру);
- після сходу сонця, коли випромінювання нагріває шафу (нормальне підвищення температури); і коли туман охолоджується випромінюванням;
- коли приземний вітер перевищує 8 м/с-1 і туман розсіюється за 1-6 годин;
- коли водяна пара конденсується і сублімується на поверхні ґрунту і снігу, знижуючи точку роси (випадання роси);

- коли випадають опади.

Адвективне розсіювання туману може відбуватися в будь-який час доби, але найбільш поширене через 3-5 годин після сходу сонця, а також може відбуватися в другій половині дня восени і вночі взимку.

3.3 Прогноз фронтальних туманів

Фронтальний туман часто утворюється перед теплими або теплими огороджувальними фронтами або за застійними холодними фронтами, а його основна хмарна система складається з Ns-As хмар. У помірних широтах цей туман часто виникає пізньої осені та взимку, коли випадає дрібна мряка або невеликий дощ. Основною причиною цього туману є випаровування крапель води з дощу і мряки, яке тим сильніше, чим більша різниця температур ($T_{inv} - T$) між верхньою межею фронтального інверсійного шару і поверхнею землі.

Фактичне значення фронтального туману полягає в наступному. Краплі опадів (дощу або мряки) падають з теплого повітря на землю, де ще холодне повітря. Тут вони швидко випаровуються, повітря стає насиченим і утворюється фронтальний туман. Такий туман зазвичай утворюється, коли градієнт фронтальної поверхні не перевищує $1/300$, і найчастіше виникає вночі у випадку стійкого туману.

При прогнозуванні фронтального туману синоптичним методом необхідно пам'ятати, що для утворення туману повинні одночасно виконуватися наступні умови

- Температура на верхній межі зони фронтальної інверсії повинна бути вище 0°C ;
- різниця температур між верхньою межею інверсії та біля землі повинна бути більше 3°C ; і
- Дефіцит температури точки роси холодного повітря біля землі поза зоною опадів не повинен перевищувати 2°C .

Фронтальний туман зазвичай існує кілька днів. Тому прогнозування появи фронтального туману в даній точці або районі та його зникнення внаслідок міграції зводиться до прогнозування міграції фронтів, з якими цей туман пов'язаний. При цьому враховуються можливі зміни туману внаслідок зміни інтенсивності та фазового стану опадів і стратифікації приземного шару повітря.

При переході від краплинних опадів до снігопаду щільність туману зменшується через більший вплив сніжинок.

Густина туману зростає зі збільшенням стійкості термічної стратифікації під інверсійним фронтом. $\gamma = 0,4 \dots 0,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ і вище, слід враховувати, що в нижньому кілометровому шарі туман починає розсіюватися дощем, нижня межа хмар проходить швидше, а падіння температури з висотою більше. Для ізотерм у цьому ж шарі слабкий або помірний дощ може послабити туман, але не призвести до його повного розсіювання внаслідок часткової агломерації крапель туману з краплями дощу.

За наявності сприятливих умов для формування фронтального туману, таких як:

- температура теплого повітря на верхній межі фронтального шару вище 0°C , а різниця між нею і температурою в психрометричній будці становить $3\text{-}5^\circ\text{C}$;
- дефіцит точки роси поза зоною фронтальних опадів менше 2°C ,
- швидкість вітру в холодному підфронтальному повітрі не більше $6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

В якості предикторів можуть бути використані значення температури крапель дощу (на верхній межі фронтальної інверсії) T_K , температури T і вологості T_d холодного підфронтального повітря. Прогноз дається по демаркаційному графіку, наведеному на рис. 3.13.

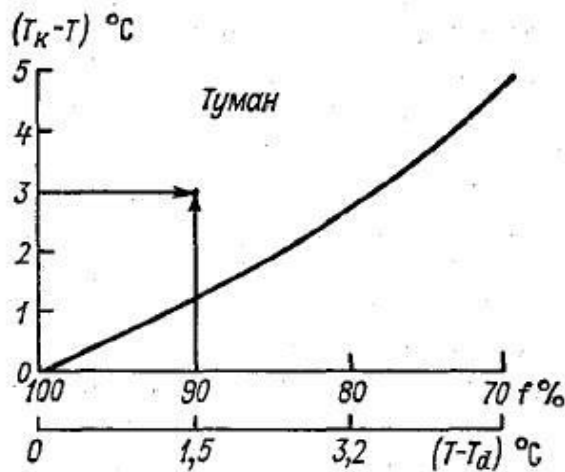


Рис. 3.13. Графік для прогнозу фронтального туману випаровування [7]

По вертикальній осі відкладається різниця температур між верхньою межею інверсії та висотою 2 м, а по горизонтальній осі - дефіцит точки роси (відносна вологість) біля поверхні землі в холодному повітрі.

Для прогнозування туману на фронті також можна використовувати графік, аналогічний рисунку 3.14, де на горизонтальній осі відкладається відносна вологість R або дефіцит температури точки роси $(T - T_d)$ у точці прогнозу, а на вертикальній осі - різниця температур $(T_{\text{inv}} - T)$. Якщо точка, що відповідає вихідним даним, потрапляє в зону туману, прогноз має вказувати на туман.

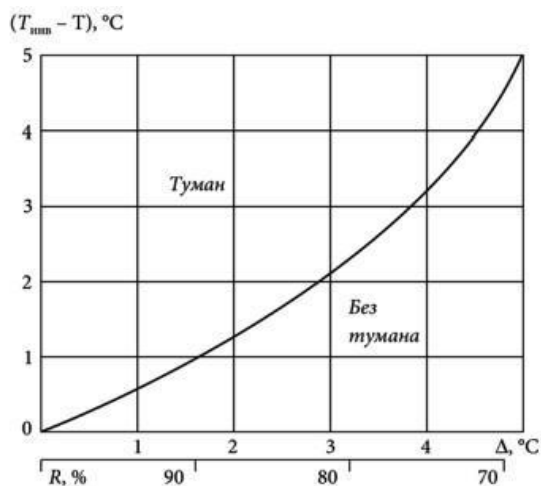


Рис. 3.14. Графік для прогнозу фронтального туману [6]

Час утворення та розсіяння туману можна визначити по швидкості зміщення фронтального туману. Якщо ж фронтальний туман утворюється знову, то це відбувається зазвичай через 30-60 хв після проходження фронту.

В науковій літературі пропонується для прогнозу фронтальних туманів використовувати дискримінантну функцію:

$$L = T_{\text{інв}} - T_0 - (7,78 \cdot 10^{-2} D_{0, \text{хол}}^2 + 0,67 D_{0, \text{хол}}), \quad (3.6)$$

де $D_{0, \text{хол}}$ – дефіцит точки роси в холодному повітрі. Якщо при розрахунках виходить, що $L \geq 0$, то в прогнозі вказується туман.

Час утворення та зникнення фронтального туману можна визначити за швидкістю переміщення атмосферного фронту. Коли фронтальний туман з'являється знову, це зазвичай відбувається між 0,5 і 1,0 год після проходження фронту.

Крім того, для оцінки часу розсіювання фронтального туману необхідно враховувати зміни синоптичних умов, адвекцію, турбулентний обмін і місцеві особливості.

3.4 Прогноз туманів при від'ємній температурі повітря

За низьких температур повітря (-30 °C і нижче) в аеропортах і густонаселених районах можливе утворення туману, який зазвичай називають морозним туманом або льодовим туманом, внаслідок переміщення холодного повітря з теплим вологим повітрям від вихлопних і паливних газів. У таких умовах рух повітря може досягти насичення, викликаючи конденсацію або сублімацію водяної пари. Такий тип туману можна спостерігати в населених пунктах під час розвитку антициклону або притоки, що створює умови для застою повітря та інтенсивного похолодання.

Завдяки наявності бризу та інверсії температури поверхні продукти згоряння палива не поширюватимуться на великій території. Якщо відносна вологість навколишнього повітря вище певного критичного значення для даної температури

(табл. 3.3), повітря перенасичене відносно льоду, і зародкові краплі води замерзають і швидко ростуть, у результаті чого утворюється крижаний туман.

Таблиця 3.3 – Зв'язок критичної температури повітря ($T_{кр}$) з відносною вологістю (R) при тиску біля поверхні землі 1000гПа [7]

$R, \%$	100	90	60	0
$T_{кр}, ^\circ\text{C}$	-29	-33	-36	-39

За температур нижче -39°C краплі зародкової води замерзають незалежно від вологості повітря і продовжують рости під впливом атмосферної вологи і продуктів згоряння палива. Тому за температур нижче -39°C спостерігається тільки крижаний туман.

Якщо температура навколишнього повітря вища за критичну температуру, краплі води не замерзають і випаровуються, утворюючи туман через низьке насичення водою.

Для прогнозування утворення туману та ожеледиці залежно від температури повітря (T) і точки роси (T_d) можна використовувати *графік А.В. Садовникова* (рис. 3.15). Усю площу графіка розділено на три зони:

- I. Стійкий крижаний туман;
- II. Нестійкий туман: виникає тільки в разі насичення повітря льодом під час згоряння палива;
- III. Відсутність туману.

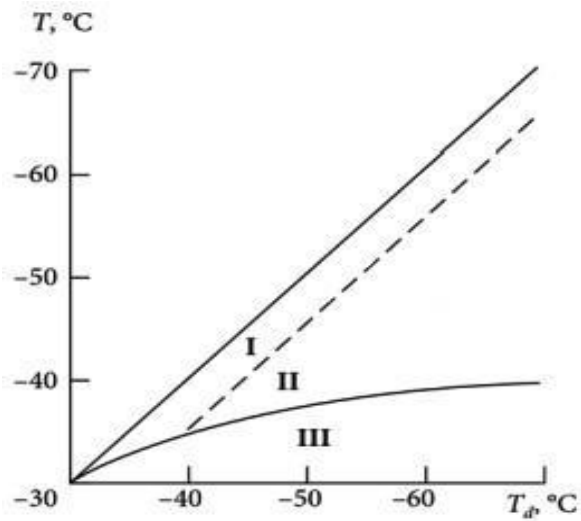


Рис. 3.15. Графік для прогнозу льодяного туману [8]

На кожному аеродромі існують місцеві умови, за яких туман виникає за від'ємної температури повітря та відносної вологості, нижчої за 100%, тобто що нижча температура повітря, то нижча вологість, за якої виникає туман. Тому доцільно побудувати графік залежності відносної вологості (R) від температури повітря (T) під час настання туману (як на рисунку 3.16) на основі багаторічних спостережень на аеродромі.

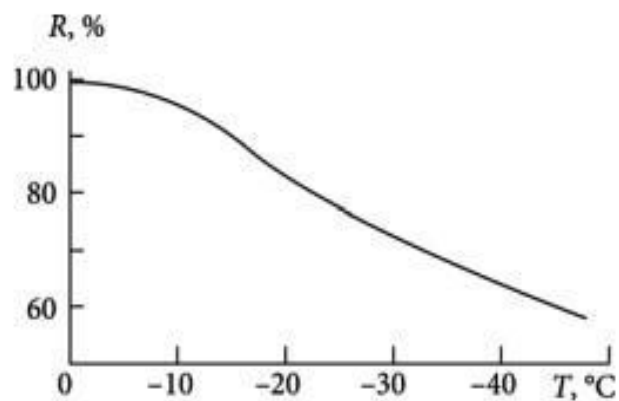


Рис. 3.16. Залежність відносної вологості від температури повітря при виникненні туману [8].

Цінність такого графіка в оперативній практиці збільшується, якщо побудувати залежність окремо для різних напрямків вітру.

3.5 Прогноз орографічних туманів

Туман місцевості, або туман на схилах, є результатом адіабатичного охолодження повітря, коли воно піднімається на навітряний схил. При цьому конденсований шар повинен знаходитися нижче вершини гори, а над ним має бути температурна інверсія, щоб запобігти переносу конденсованих продуктів зі схилу. Зволоження повітря, викликане дощем, призводить до появи цього туману.

Прогноз туману ґрунтується на прогнозі погоди та вищезазначених метеорологічних умовах, які сприяють конденсації водяної пари на поверхні, у поєднанні з характеристиками рельєфу місцевості. [7].

3.6 Прогноз горизонтальної видимості в тумані

Для прогнозування горизонтальної видимості в радіаційному тумані використовуються дані про величину нічного зниження температури (ΔT_n) та температури точки роси в момент заходу Сонця (T_d). За значенням $T_{\min} = T - \Delta T_n$ і T_d визначається величина, $\Delta T_d = T_d - T_{\min}$, яка характеризує кількість сконденсованої вологи та, таким чином, визначає водність туману, а значить, і горизонтальну видимість в ньому (рис. 3.17).

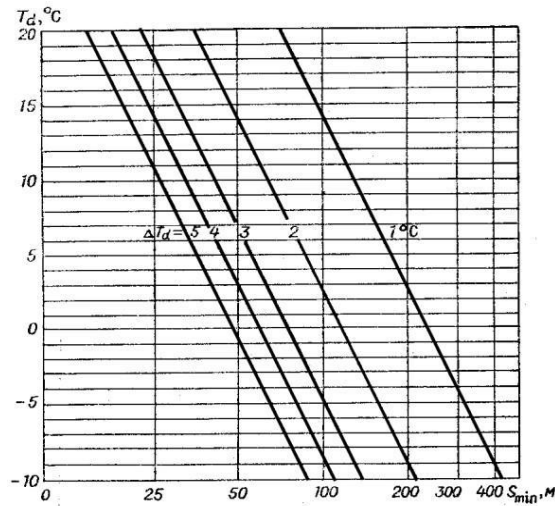


Рис. 3.17. Діаграма для визначення мінімальної горизонтальної видимості в тумані (S_{\min}) по значенням T_d та ΔT_d [6].

Прогнозування видимості в серпанку і тумані. Видимість у серпанку і тумані значно варіюється і залежить від кількості та розміру зважених часток на одиницю об'єму, тобто від вмісту вологи в тумані. Якщо припустити, що туман складається з крапель однакового розміру з радіусом r , то видимість у тумані можна визначити за таким рівнянням:

$$S_M = 2,3 \cdot 10^4 r/q, \quad (3.7)$$

де r – радіус крапель, см; q – водність тумана, г/см³.

Це рівняння показує, що за однакового вмісту вологи видимість знижується за наявності крапель меншого розміру. Підставляючи середній радіус крапель у тумані, $5 \cdot 10^{-4}$ см, у рівняння (3.7), це рівняння набуває вигляду:

$$S_M = 11,5/q. \quad (3.8)$$

Було помічено, що чим вища початкова температура точки роси ввечері і чим нижча температура точки роси в міру охолодження поверхневого шару протягом

ночі, тим нижча видимість у тумані. Цей висновок може бути використаний для прогнозування видимості в охолоджувальних туманах, особливо в променистих і адвективно-променистих туманах.

Інше напівемпіричне рівняння може бути використане для прогнозування видимості в приміщеннях:

$$S_M = 60/q^{-0,5}, \quad (3.9)$$

де q – водність туману, $г/м^3$. Ну а водність туману можна, в свою чергу, визначити за іншою формулою:

$$q = 3 \cdot 10^{-4}(T_T)^2 + 1,2 \cdot 10^{-2}(T_T) + 0,14, \quad (3.10)$$

де T_T – температура туманоутворення, $^{\circ}C$.

Інакше кажучи, після визначення температури, за якої прогноз туману неможливий, останні два рівняння використовуються для визначення видимості в тумані. Це не єдиний спосіб визначення видимості в серпанку і тумані.

У реальних умовах видимість в тумані може істотно відрізнятись від значень, які ми отримуємо за допомогою того чи іншого методу прогнозування. Ці відмінності, з одного боку, викликані неточним вимірюванням і прогнозом температури повітря і точки роси, а з іншого боку, вони не враховують місцеві особливості, і вони існують. Зрештою, відомо, що коли йде теплий дощ, повітряна маса стає додатково зволоженою, тому видимість нижча, ніж ми очікували. І навпаки, якщо випаде роса, волога в атмосфері буде видалена, тому фактична видимість буде вищою, ніж ми прогнозуємо. Тому кожен синоптик повинен враховувати місцеві особливості атмосферних процесів і виникнення будь-яких небезпечних погодних явищ. [6]

Справжній інтерес представляє зміна видимості з висотою в тумані. В адвективному і фронтальному тумані, а також у шаруватих хмарах вміст води

зростає з висотою і досягає максимуму біля верхньої межі. Як впливає з виразу (3.7), горизонтальна видимість в цих туманах повинна зменшуватися в міру збільшення висоти. Насправді ж відбувається незначне зменшення видимості, тому що зі збільшенням висоти дещо збільшується і розмір крапель.

У радіаційному тумані найбільш погана видимість спостерігається в самому нижньому шарі повітря.

У холодний туман найнижча видимість повинна спостерігатися (теоретично) на сході сонця, коли температура повітря є найнижчою. Однак з практики відомо, що мінімальна температура, пов'язана з моментом сходу сонця, «затримується» на 1-2 години, тому мінімальна видимість припадає на цей же час. У практичних ситуаціях мінімальна видимість може спостерігатися протягом $\pm 2-3$ годин після сходу сонця через різні причини.

Після сходу сонця радіаційний туман втрачає свою стійкість, оскільки повітря нагрівається та посилюються вітри біля поверхні. Для цього необхідні коливання видимості з тенденцією до її збільшення.

Слід пам'ятати, що в даний час для прогнозування видимості в тумані найчастіше використовується синоптичний метод або будь-яка місцева карта на основі серії спостережень на кожній станції, тобто фізико-статистичний метод прогнозування.

3.7 Прогноз часу розсіювання туману

Прогнозування часу зникнення радіаційного туману ґрунтується на вертикальній і горизонтальній протяжності радіаційного туману, широті місця і порі року.

Влітку променистий туман зазвичай зникає протягом однієї-двох годин після сходу сонця через швидке прогрівання поверхні землі. Взимку туман може виникати протягом усього дня через слабке денне прогрівання.

Основними причинами, що спричиняють розсіювання туману, є:

- Зміна синоптичних умов (наприклад, збільшення градієнтів тиску, збільшення швидкості вітру і зміна його напрямку).
- Радіаційне нагрівання підстильної поверхні та приземних шарів повітря сонячною радіацією за наявності промислового забруднення;
- Коагуляція крапель туману та їхнє осадження на предметах.
- Випаровування крапель туману при їх переміщенні через верхню межу туману в сухе повітря в процесі турбулентного обміну;
- Турбулентне розширення шару туману;
- випаровування крапель під час їхнього впорядкованого руху вниз унаслідок адіабатичного нагрівання повітря;
- розсіювання під впливом холодних крапель під час випадання опадів;
- Конвективне перенесення в зонах обмеженого туману.

Зміни синоптичних умов і радіаційний нагрів відіграють найважливішу роль у розсіюванні туману. [6]

Час розсіювання радіаційного туману визначається часом, необхідним для прогрівання повітря від поверхні так, щоб T дорівнювала T_d на заході сонця (рис.3.18). Точка А позначає момент розсіювання туману.

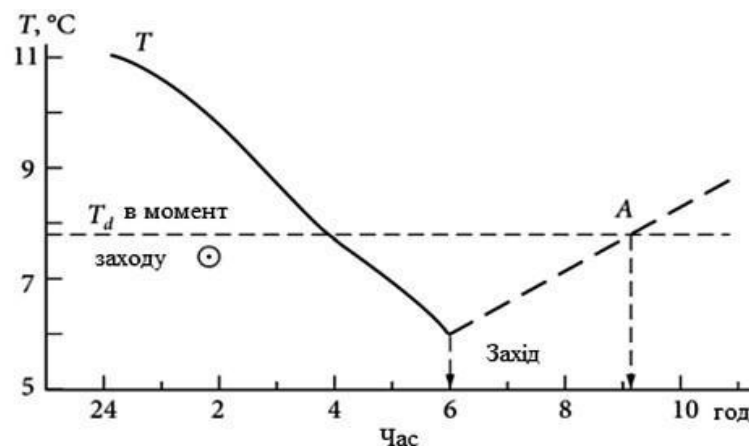


Рис. 3.18. Графічний метод прогнозу часу розсіювання туману [6]

Для прогнозування часу розсіювання туману рекомендується екстраполювати підвищення температури в ранкові години, беручи до уваги попереднє підвищення температури та типове добове підвищення температури в даній місцевості.

Розсіювання туману можна очікувати, коли температура приземного повітря підвищиться до значення на момент початку туману.

Час розсіювання туману може бути розрахований іншим способом. Використовуючи температуру розсіювання туману (T_r), визначену за температурою початку туману (рис. 3.19) як предиктор, намалюйте горизонтальну ізотерму на рис. 3 на висоті температури розсіювання туману, а не на висоті точки роси на заході сонця.

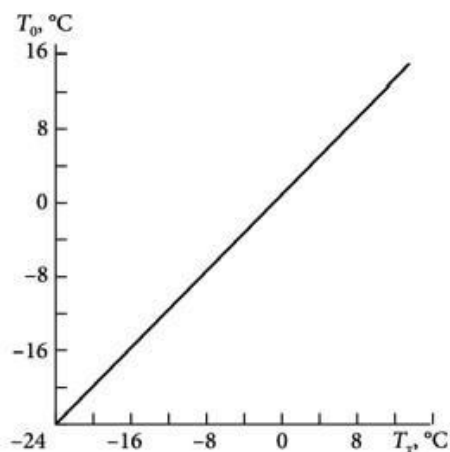


Рис. 3.19. Графік для визначення T_p за значенням T_T [6]

Під час прогнозування часу розсіювання туману, природно, враховуються синоптичні умови, пора року і місцеве розташування (аеродром, морський порт тощо). Влітку променистий туман зазвичай розсіюється через одну-дві години після сходу сонця, якщо небо ясне, і через дві-три години після заходу сонця, якщо є хмари. Восени туман тримається довше, ніж влітку, а взимку туман може зберігатися впродовж дня і більше, якщо присутній високий тиск і сильний інверсійний шар.

Адвективний туман розсіюється, коли вітер посилюється на 1-2 м-с-1 і адвекція теплого повітря змінюється адвекцією сухого холодного повітря. Адвективний туман також розсіюється в теплій половині року через більш високі денні температури.

Залежно від наявності або відсутності причин, що призводять до зникнення туману, час розсіювання визначається таким чином. Для тривалого туману за мінливих погодних умов емпірична формула має вигляд:

$$t_p = 5.2 \cdot 10^{-2} \frac{\Delta H^2}{L_T \Delta U_g} \quad (3.11)$$

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

$\Delta U_g = (U_g)_\Pi - (U_g)_\phi$, де $(U_g)_\Pi$ - градієнтний вітер на прогностичній приземній карті, $(U_g)_\phi$ - градієнтний вітер на фактичній приземній карті.[6]

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. 3.20).

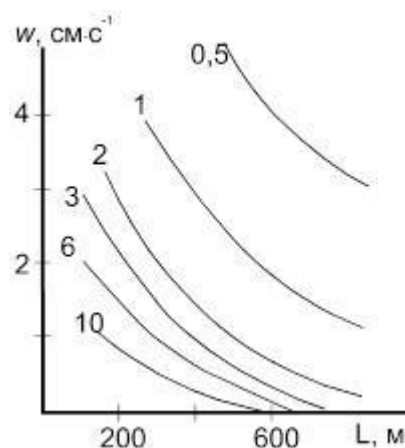


Рис. 3.20. Номограма для визначення часу розсіювання туману під впливом низхідних рухів [9]

Коли падають холодні краплі дощу, туман слабшає або розсіюється. Прогнозоване покращення видимості в цьому випадку показано на рисунку 3.21. Коефіцієнт L/L_0 на вертикальній осі показує, у скільки разів покращується видимість під час дощу за дві години, де

L_0 - видимість до дощу, L - видимість через 2 години, I - інтенсивність дощу або мряки: опади протягом однієї години.

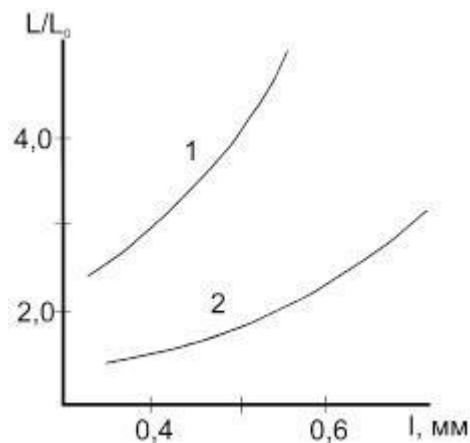


Рис. 3.21. Графік для прогнозу покращення видимості в тумані в залежності від інтенсивності дощу [9]

Часто буває важко врахувати фактори, що призводять до розсіювання туману, через неповноту інформації, доступної синоптикам. Тому для полегшення розрахунку часу розсіювання туману можна використовувати залежність між точкою роси (T_d) і температурою розсіювання туману (T_p) під час виникнення туману, показану на рисунку 3.22.

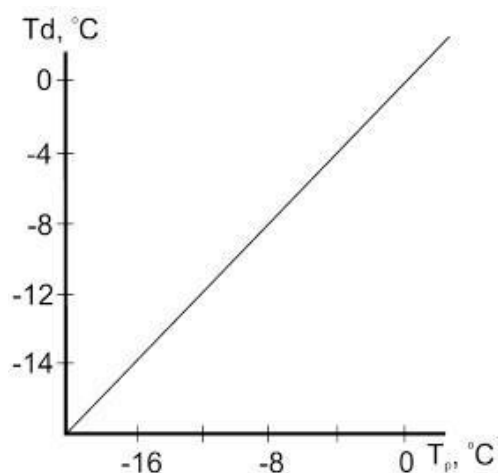


Рис. 3.22. Зв'язок між точкою роси при тумані і значенням температури його розсіювання [9]

Процедура розрахунку: За рисунком 3.22 визначте температуру розсіювання туману T_r від T_d в момент утворення туману. Потім визначте $\delta T = T_r - T_{min}$. За графіком (рисунок 3.23) обчислити час розсіювання туману від δT .

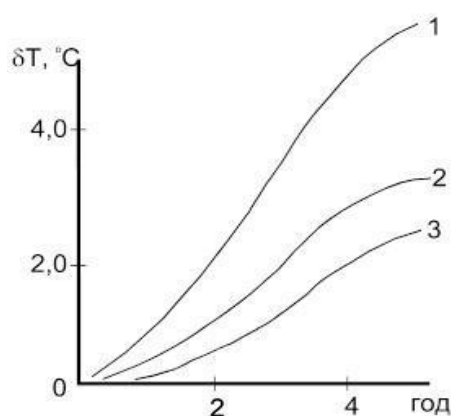


Рис. 3.23. Графік для визначення часу розсіювання туману [9]
1 – березень, вересень; 2 – січень, лютий, листопад, грудень; 3 – сніговий покрив.

РОЗДІЛ 4. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ТУМАНІВ НА АМСЦ КИЇВ ЗА 2010-2021 РОКИ

4.1 Повторюваність туманів на АМСЦ Київ за 2010 – 2021 рр

Для аналізу використані дані щоденників погоди групи метеорологічних спостережень, яка розташована на аеродромі «Київ/Жуляни» за період з 2010 по 2021 рр.

За обраний період зафіксовано 412 випадків утворення туману. В середньому за рік спостерігається 34 дні з туманами.

З таблиці 4.1 видно, що максимум утворення туманів припадає на грудень та складає 68 випадки (в середньому 5.7). Мінімум на липень та складає 11 випадків (0.9%). У холодний період (з листопада по квітень) зафіксовано 256 випадки. На теплий період (з травня по жовтень) припало 156 випадків. Але повторюваність числа днів може істотно коливатися з року в рік.

Таблиця 4.1 - Загальна повторюваність утворення туманів за період з 2010 по 2021 рр

	Місяць												Всього
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
2010	2	6	6	3	5	1	2	3	3	3	6	5	45
2011	4	0	0	1	0	3	2	2	4	7	2	2	27
2012	2	3	2	3	2	3	0	1	3	5	10	1	35
2013	1	5	6	3	5	1	2	0	2	2	6	5	38
2014	3	3	2	5	2	1	0	1	3	5	10	2	37
2015	3	0	1	1	0	3	1	3	4	8	3	2	29
2016	1	4	2	3	0	3	0	1	6	5	9	1	36
2017	2	4	6	3	5	0	2	0	3	3	6	5	39
2018	4	3	6	3	6	1	2	0	2	3	6	6	42
2019	2	1	0	1	3	0	0	4	4	8	1	1	25
2020	7	0	3	0	0	0	0	0	0	4	3	10	27
2021	5	2	1	2	2	2	0	3	0	3	6	7	33
Всього	36	31	35	28	30	18	11	18	34	56	68	47	412
Середнє	3,0	2,6	2,9	2,3	2,5	1,5	0,9	1,5	2,8	4,7	5,7	3,9	34,3

З таблиці. 4.1 видно, що максимум утворення туманів припадає на листопад та складає 16.5 %. Мінімум на липень й складає менше 2.7 %. У холодний період (з листопада по квітень) зафіксовано 59.4 % від усіх випадків. На теплий період (з травня по жовтень) припало 40.6 % від усіх випадків

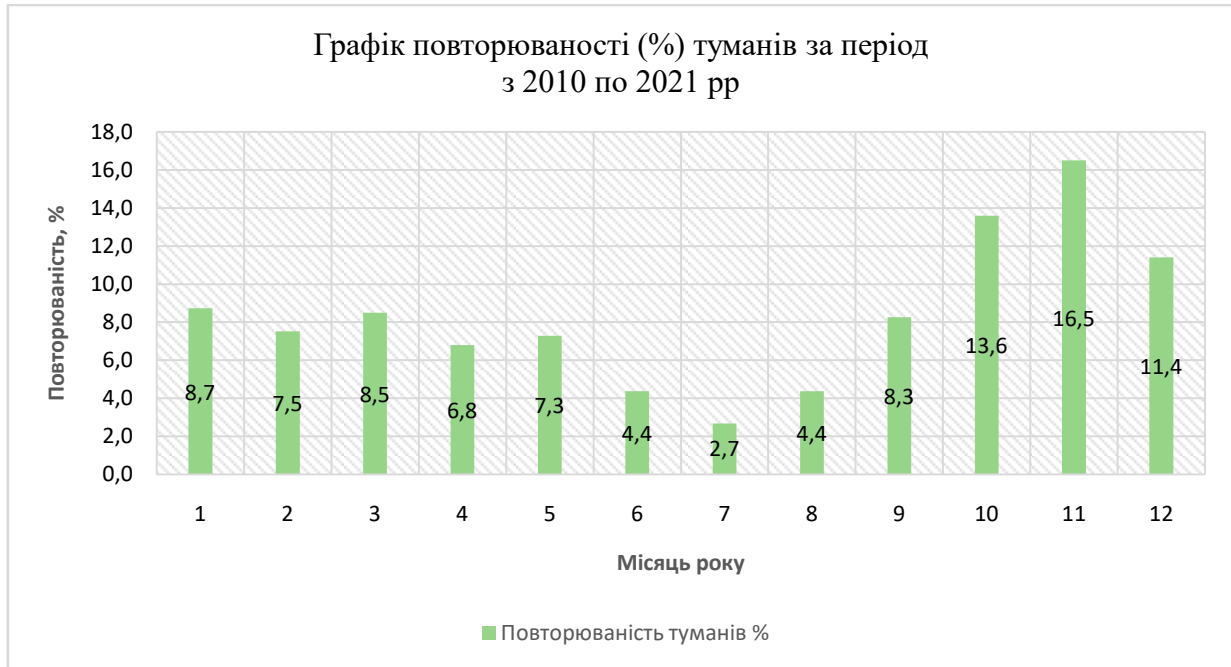


Рис. 4.1. Графік повторюваності (%) туманів за період з 2010 по 2021 рр.

Таблиця 4.2 Кількість випадків утворення туману на АМСЦ «Київ/Жуляни»

		Місцевий час																							
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Місяці	I	8	2	8	0	1	1	0	0	1	1	3	1	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	2	3
	II	10	0	2	4	4	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	3	0
	III	5	4	3	7	1	4	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	4	0
	IV	6	0	5	1	6	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	V	7	1	6	2	1	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
	VI	2	2	2	2	5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
	VII	5	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
	VIII	0	4	2	3	0	2	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	IX	6	3	6	1	6	5	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	X	8	5	0	9	6	6	4	6	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0
	XI	22	4	3	5	2	0	5	21	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	4	3	0
	XII	15	9	0	1	0	5	1	0	0	0	5	0	0	0	0	0	4	3	1	1	1	1	0	0
		66	19	21	18	14	18	7	27	7	1	8	1	0	0	0	0	4	4	1	5	8	9	12	3
	28	17	17	17	18	16	12	6	6	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	14	

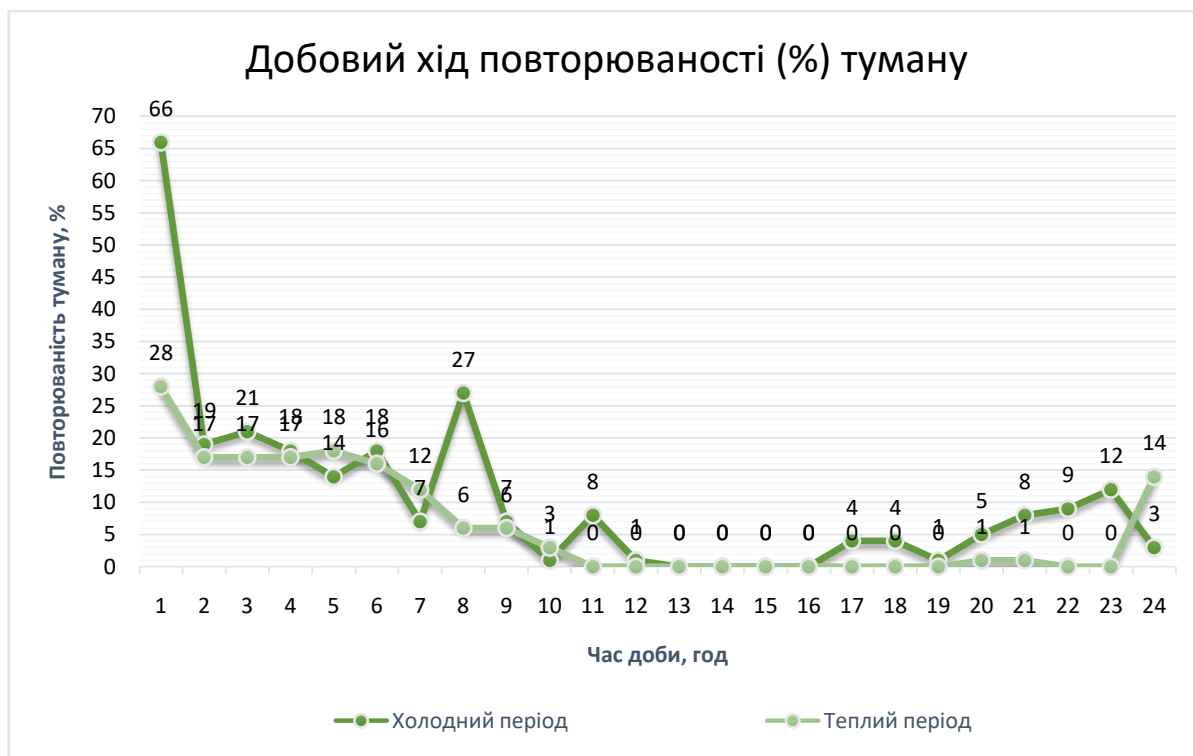


Рис. 4.2 Графік добового ходу повторюваності туману (%) відносно холодного та теплого періодів року.

З рисунку 4.2 видно, що у холодну частину року найбільш ймовірний час появи туману з 0 години ночі до 7 години ранку, що складає 46.2 %, в теплу частину – з 23 години ночі до 6 години ранку, що складає 37 %.

4.2 Аналіз метеорологічних та синоптичних умов утворення туману на АМСЦ Київ

17 січня 2014 року територія України перебуває під впливом двоцентрової системи високого тиску, що поширюється з боку Туреччини. У середній тропосфері чітко видно гребінь, а в середній тропосфері - смугу теплого повітря. Система полярного фронту в Арктиці простягається майже над усією територією України, за винятком південної частини. Через неясну структуру фронту в більшості районів України опадів не зафіксовано. Туман і серпанок спостерігаються на більшій частині території країни. Туман має адвективний характер, зумовлений рухом вологого теплого повітря в ділянці фронту над холоднішою підстилаючою поверхнею (Додаток А).

Туман спостерігався 17 січня 2014 року о 00:00 на аеродромі Київ/Жуляни. Він утворився за південно-західного вітру зі швидкістю 1-2 м с-1. Перед утворенням туману температура повітря становила -9°C , а відносна вологість повітря була зафіксована на рівні 100%.

17 січня 2014 року мряка розпочалася о 03:30, але не мала суттєвого впливу на туман. 17 січня 2014 року напрямок вітру змінився з південно-західного на західний і посилювався до 2-3 м с-1; о 09:00 туман зник через зміну напрямку вітру і зниження температури, а відносна вологість повітря знизилася до 92%. Територія України перебувала під впливом циклону, що поширювався з півдня Європи. У середній тропосфері було чітко видно гребінь і змішану смугу холодних і теплих повітряних мас. Через розмиту структуру фронту опадів у більшості районів України не спостерігалось. Туман і серпанок спостерігаються на більшій частині території країни. Туман має адвективний характер, зумовлений рухом вологого теплого повітря в ділянці фронту над холоднішою підстилаючою поверхнею (Додаток Б).

Туман спостерігався 17 травня 2010 року о 02:00 годині на аеродромі Київ/Жуляни. Туман утворився за північно-східного вітру 1 м-с-1. Перед утворенням туману температура повітря становила 14°C , а відносна вологість - 100%. 17 травня 2010 року року вітер змінив напрямок зі північно-східного на

північний та посилювався до 2 м·с⁻¹. О 08:30 туман розсіявся через зміну напрямку вітру.

4.3. Розподіл вітру та температури при туманах на АМСЦ Київ за 2010 – 2021 рр

У таблицях 4.3 та 4.4 показані середні значення температури за місяць та середньорічні показники, а також середньомісячні значення характеристик температури та вологості повітря, середньомісячні значення точки роси у Києві за 2010-2021 рр.

Таблиця. 4.3 Середні значення температури за місяці та середньорічні показники

місяць/рік	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
2010	-8,8	-3,3	1,4	10,3	17,3	22	24,4	24,6	14,9	6,3	8	-4,2	14,4
2011	-2,4	-6,1	1,5	10,2	16,7	21,1	21,9	19,3	15,8	7,7	2,5	2,2	11,9
2012	-4,0	-10,0	2,5	11,8	18,1	20	23,7	20,4	16,2	10,1	4,7	-5,0	14,2
2013	-4,3	-0,6	-1,7	10,3	18,9	21,6	20,8	19,9	12,4	9,7	6,4	-0,2	15,0
2014	-4,8	-0,5	6,8	10,3	16,9	18,2	22	21,3	15,3	7,7	1,7	-2,1	13,4
2015	-0,7	-0,7	5,1	9,7	16	20,4	21,9	22,6	17,8	7,3	4,7	1,9	12,7
2016	-5,7	2	3,9	12,4	15,5	20,6	22,4	21,1	16,1	6,5	1,2	-1,6	12,2
2017	-4,9	-2,8	6,2	10,4	15,2	20	20,9	22,4	16,4	8,4	3,3	1,6	12,5
2018	-2,4	-3,8	-1,8	13,1	18,8	20,6	21,4	22,5	17,3	10,7	0,3	-2,2	15,6
2019	-4,5	0,6	5,1	10,6	17	23,6	19,8	20,7	15,9	11,1	4,6	2,7	12,0
2020	0,8	2,5	6,5	9,9	12,4	21,7	21,9	21,4	18,4	12,5	3,8	-0,5	10,9
2021	-2,5	-4,5	2,7	8	14,4	21,3	24,6	21,1	13,5	8,4	4,8	-1,6	10,2
Середнє	-0,9	0,2	4,2	10,6	16,4	20,9	22,1	21,4	15,8	8,9	3,8	1,6	10,4

Таблиця. 4.4 Середньомісячні значення температури та вологості повітря, середньомісячні значення точки роси у Києві за 2010-2021 рр

місяць/ рік	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T c	-0,9	-0,3	4,6	10,4	15,8	21,6	22,0	21,4	16,2	10,3	3,5	1,3
Tд	-0,7	-1,1	1,9	6,9	10,6	10,3	14,9	15,5	12,7	7,3	1,5	-0,8
ф%	95	92	86	79	71	63	64	74	81	83	90	88

За даними таблиць 4.3 та 4.4 було побудовано рисунок 4.3, що показує співвідношення середньомісячних значень температури точки роси та кількості днів з туманами у місті Києві за 2010-2021рр.

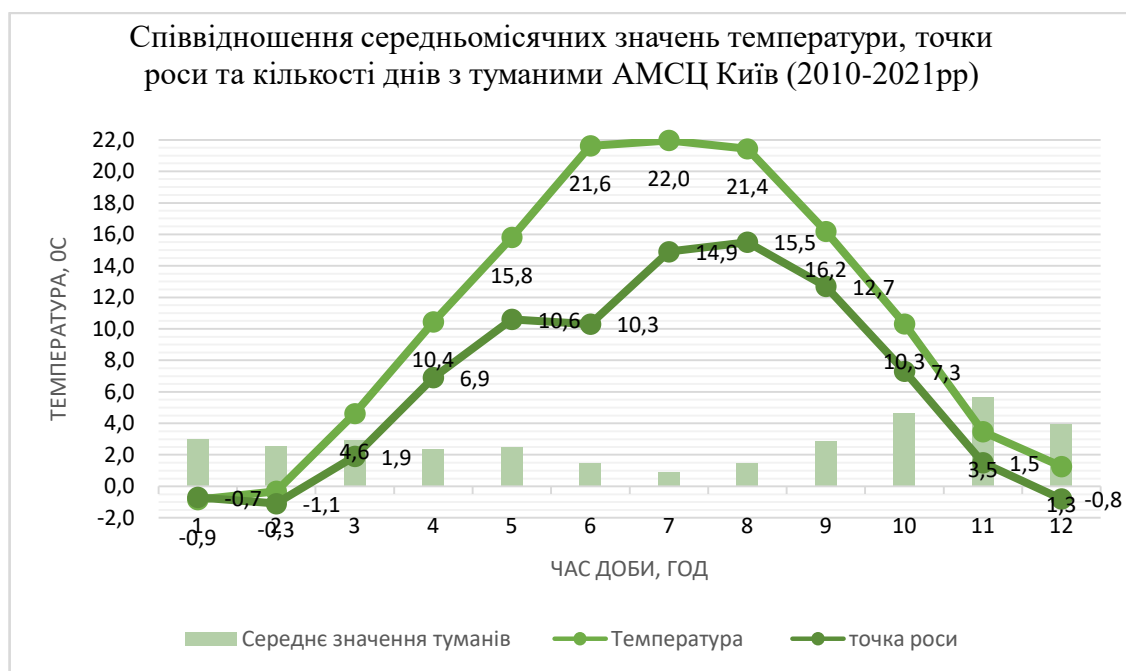


Рис 4.3 Співвідношення середньомісячних значень температури точки роси та кількості днів з туманами у місті Києві за 2010-2021рр

Повторюваність туману в місці його походження значно змінюється залежно від сезону. Так, якщо частка радіаційного туману в теплі періоди становить 47%, то в холодні періоди спостерігається близько 16%.

Туман може утворюватися в широкому діапазоні температур: від -20 °C до 19 °C. Більше половини всіх туманів у холодні періоди утворюється при температурах від -2°C до 4°C, 60% відповідно. Крім того, частота повторюваності туману при

плюсовій температурі в 2,5 рази перевищує частоту повторення туману при негативній температурі за рік, що вказує на те, що протягом року домінують краплі туману та рідкий туман. Розподіл приземного туману за напрямком, швидкістю вітру та температурою в холодний період показано в таблиці. 4.5.

Таблиця 4.5 Повторюваність (%) туманів в холодний період в залежності від напрямку, швидкості вітру та температури

Напрямок вітру	Швидкість вітру, м·с ⁻¹	Діапазон температур, °С			Всього	
		≤ -3	-2...4	5 >		
Пн	≤5	1,6	2,2	0,9	4,8	6,1
	>5	-	1,1	0,3	1,3	
ПнСх	≤5	1,2	5,1	0,5	7,2	10,1
	>5	-	2,7	0,3	3,1	
Сх	≤5	1,4	5,1	1,8	7,3	13,9
	>5	0,3	4,3	1,1	5,6	
ПдСх	≤5	1,8	7,3	1,6	10,7	22,5
	>5	-	8,6	3,1	10,8	
Пд	≤5	1,3	8,6	4,5	14,4	20,8
	>5	0,3	4,0	2,2	6,4	
ПдЗх	≤5	2,4	6,9	1,9	11,2	15,5
	>5	0,3	2,4	1,3	4,3	
Зх	≤5	0,2	1,6	0,8	2,6	2,6
	>5	-	-	-	-	
ПнЗх	≤5	1,1	4,8	1,9	7,8	8,3
	>5	-	0,5	-	0,4	
Всього		11,9	65,2	22,2	99,3	

Аналіз таблиці дає такі результати: Максимальна повторюваність туманів у холодні періоди припадає на вітри південно-східного (22,5%) та південного (20,8%) напрямків. Більша частина туману утворюється, коли швидкість вітру досягає 5 м·с⁻¹. Однак частота повторюваності туману висока, коли дме південно-східний вітер, а швидкість вітру перевищує 5 м·с⁻¹. Під час розгляду було помічено утворення

туману при швидкості вітру 15-20 м с-1. Найбільше туману (65,5%) утворилося в діапазоні температур від -2°C до 4°C.

З видно, що максимальна повторюваність туманів у теплий період відповідає слабким північно-західним і західним вітрам з температурою повітря 13 °C і вище.

Таблиця.4.6 – Повторюваність (%) туманів в теплий період в залежності від напрямку, швидкості вітру та температури

Напрямок вітру	Швидкість вітру, м·с ⁻¹	Діапазон температур, °C			Всього	
		1...6	7...12	13 >		
Пн	≤4	-	3,2	-	3,2	3,2
	>4	-	-	-	-	
ПнСх	≤4	-	-	9,3	9,3	9,3
	>4	-	-	-	-	
Сх	≤4	-	-	8,1	8,1	11,2
	>4	-	3,1	-	3,1	
ПдСх	≤4	-	3,0	10,1	13,1	13,1
	>4	-	-	-	-	
Пд	≤4	-	3,3	3,0	6,3	9,3
	>4	-	-	3,0	3,0	
ПдЗх	≤4	-	3,0	-	3,0	5,8
	>4	-	2,8	-	2,8	
Зх	≤4	6,1	2,5	9,1	17,7	20,7
	>4	-	3,0	-	3,0	
ПнЗх	≤4	3,0	8,6	12,1	23,7	23,7
	>4	-	-	-	-	
Всього		9,1	32,5	54,7	96,3	

З таблиці 4.6 видно, що найбільша тривалість туману становила менше 6 годин (49,6%).

Найбільша частота туманів у холодні періоди припадає на південно-східні та південні вітри. Більша частина туману утворюється, коли швидкість вітру досягає 5 м·с⁻¹. Також більшість туманів (65,5 %) утворилася в діапазоні температур від -2°C до 4°C.

Таблиця 4.7 Повторюваність (%) тривалості туманів в холодний період

Діапазон температур		≤ -3				$-2...4$				$5 >$				Вс ьг о	
		≤ 5	$12 <$	$24 <$	>24	≤ 5	$12 <$	$24 <$	>24	≤ 5	$12 <$	$24 <$	>24		
Характеристика вітру	Пн	≤ 5	1,1	0,3	-	-	1,6	0,8	0,3	-	0,3	0,3	0,3	-	5,0
		> 5	-	-	-	-	0,5	0,3	0,3	-	0,3	-	-	-	1,4
	ПнСх	≤ 5	0,8	0,3	-	-	2,1	1,9	0,8	0,8	0,5	-	0,3	-	7,5
		> 5	-	-	-	-	0,8	0,5	1,1	0,3	-	0,3	-	-	3,0
	Сх	≤ 5	0,8	0,3	0,3	-	1,6	0,8	2,1	0,3	0,5	0,5	0,8	-	8,0
		> 5	-	-	0,3	-	1,6	1,6	0,8	0,3	0,8	0,3	-	-	5,7
	ПдСх	≤ 5	1,3	0,3	0,3	-	2,4	2,1	2,4	-	1,1	0,5	0,3	-	10,7
		> 5	-	-	-	-	4,8	2,1	0,8	1,1	2,4	0,3	0,5	-	12,0
	Пд	≤ 5	1,1	0,3	-	-	2,9	3,7	1,3	0,8	2,4	1,1	1,6	0,3	15,5
		> 5	-	-	-	0,3	1,1	1,1	1,1	0,3	1,3	0,3	-	-	5,5
	ПдЗх	≤ 5	1,3	0,8	0,3	-	3,7	1,6	1,6	0,3	1,1	0,5	0,3	0,3	11,8
		> 5	0,3	-	-	-	1,3	0,8	0,3	-	1,1	0,3	-	-	4,1
	Зх	≤ 5	0,3	0,3	-	-	0,5	0,8	-	-	0,3	0,5	-	-	2,7
		> 5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ПнЗх	≤ 5	0,5	0,3	0,3	-	3,5	0,8	0,5	-	1,1	0,5	0,3	-	7,8
		> 5	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	0,5
	Всього		7,5	2,9	1,5	0,3	28,9	18,9	13,4	4,2	13,2	5,4	4,4	0,6	

Таблиця 4.8 показує, що максимальна тривалість туману в теплу пору року становить менше 2 годин (48 %). Максимальна частота туману зумовлена вітрами із

заходу (35,2 %). Більша частина туману утворилася за швидкості вітру до 4 м с-1, і тільки в чотирьох випадках швидкість вітру перевищувала 4 м с-1. Більша частина (54,4 %) туману утворилася за температури вище 13 °С, а найменша (9,6 %) - у діапазоні температур від 1 °С до 6 °С.

Таблиця 4.8 Повторюваність (%) тривалості туманів в теплий період

Діапазон температур		1...6				7...12				13 >				Вс ьг н	
		2 <	4 <	6 <	6 >	2 <	4 <	6 <	6 >	2 <	4 <	6 <	6 >		
Характеристика вітру	Пн	≤4	-	-	-	-	-	3,2	3,2	-	-	-	3,2	9,6	
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	
	ПнСх	≤4	-	-	-	-	-	-	-	3,2	-	3,2	-	6,4	
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	
	Сх	≤4	-	-	-	-	-	-	-	3,2	6,4	-	-	9,6	
		>4	-	-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	-	3,2	
	ПдСх	≤4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	-	3,2	
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	
	Пд	≤4	3,2	-	-	-	3,2	-	-	3,2	3,2	3,2	-	-	16,0
		>4	-	-	-	-	3,2	-	-	-	3,2	-	-	-	6,4
	ПдЗх	≤4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
	Зх	≤4	3,2	3,2	-	-	3,2	3,2	-	3,2	9,6	3,2	3,2	-	32
		>4	-	-	-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	-	3,2
	ПнЗх	≤4	-	-	-	-	3,2	-	-	-	3,2	3,2	-	-	9,6

		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Всього		7,5	2,9	6,4	3,2	0	0	16,0	6,4	3,2	9,6	25,6	16,0	9,6	

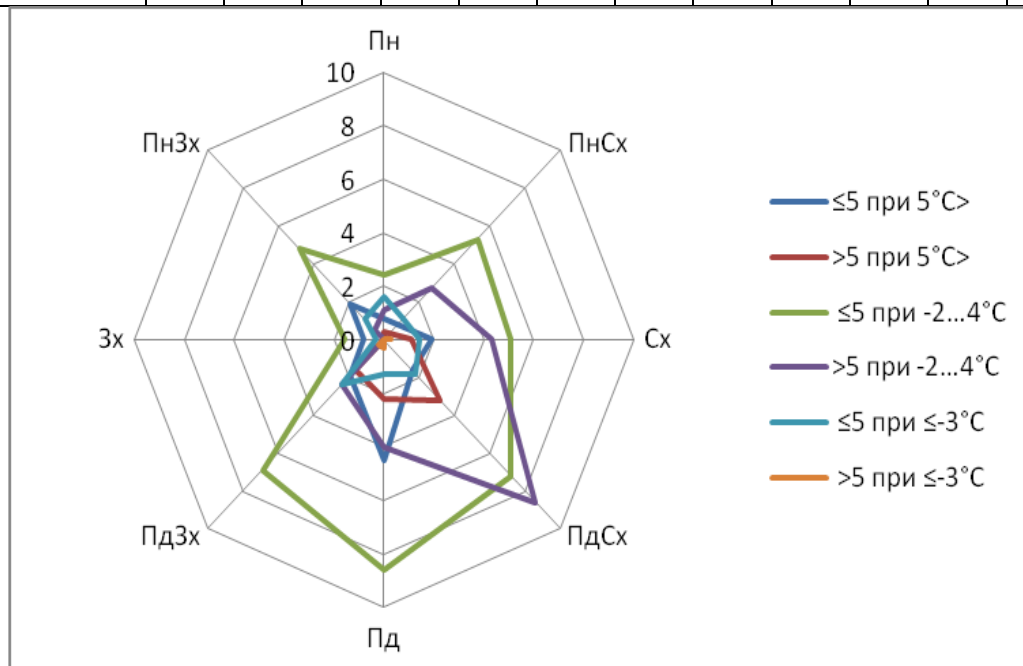


Рис 4.4 Діаграма повторюваності (%) туманів в холодний період з урахуванням напрямку та швидкості вітру, при різному діапазоні температур

4.4 Оцінка ефективності методу прогнозування адвективного і радіаційного туману

Туман є одним із найнебезпечніших погодних явищ, особливо для авіації, оскільки він погіршує видимість, в умовах щільного туману погіршує видимість до межі, утруднює зльоти й посадки повітряних суден, призводить до затримок і перенесення рейсів, закриває летовища і призводить до перенаправлення повітряних суден на альтернативні летовища. У зв'язку з вищевикладеним, туман є важливим метеорологічним явищем, тому необхідно розглянути прогнозні випадки радіального та адвективного туману і проаналізувати, що завадило правильності прогнозів.

Карти погоди показують, що синоптичні умови для розвитку туману дуже різноманітні, з конкретними характеристиками для кожного географічного району:

Використовуються два методи прогнозу туману: метод адвективного прогнозу туману І.В. Кошеленка і метод радіаційного прогнозу туману О.С. Зверєва.

Розрахунки ймовірності адвективного туману для аеродрому Жуляни за методом І.В. Кошеленка наведено в таблиці 4.9. Отримані дані показують, що місячна справджуваність цього методу для обраного періоду досить висока і становить 80-97%.

Розрахунки достовірності прогнозів радіаційного туману в АМСК Жуляни за методом Зверева О.С. наведені в таблиці 4.10 . Цей метод також показав досить високу справджуваність в обраний період, але дещо нижчу, ніж метод Кошеленка І.А.. Найнижчий відсоток точності прогнозу радіаційного туману було зафіксовано в грудні 2018 року - 68%, а найвищий - у лютому 2019 року - 93%.

Таблиця 4.9 – Справджуваність (%) прогнозу туманів за методом Кошеленко І.В. на АМСЦ Київ/Жуляни за зимові періоди (2017-2020 рр.)

Рік	Місяць	P,%
2017- 2018	Грудень	90
	Січень	88
	Лютий	85
2018- 2019	Грудень	92
	Січень	93
	Лютий	97
2019- 2020	Грудень	80
	Січень	96
	Лютий	92

Таблиця 4.10 – Справджуваність (%) прогнозу туманів за методом Зверева О.С. на АМСЦ Київ/Жуляни за зимові періоди (2017-2020 рр.)

Рік	Місяць	P,%
-----	--------	-----

2017- 2018	Грудень	77
	Січень	85
	Лютий	75
2018- 2019	Грудень	86
	Січень	71
	Лютий	93
2019- 2020	Грудень	72
	Січень	92
	Лютий	89

В роботі були розглянуті більш детально випадки прогнозу радіаційного та адвективного туману на аеродромі Київ/Жуляни, які не виправдалися.

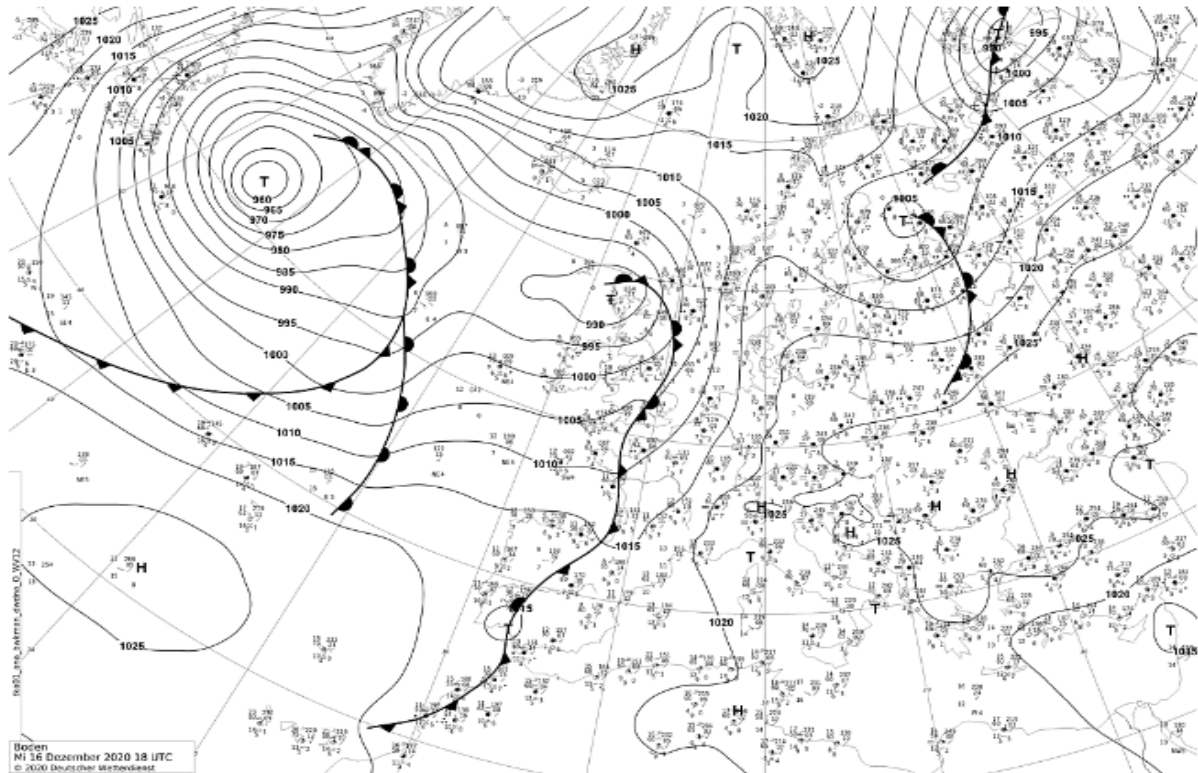
Аналіз прогнозу радіаційного туману за 04.11.2020 на АМСЦ Київ/Жуляни. За даними карти за 16 грудня 2020 року (18 UTC) південна частина України знаходилась в центрі гребню. На Закарпатті відмічався серпанок при температурі повітря $-2,0^{\circ}\text{C}$ та точці роси $-3,0^{\circ}\text{C}$.

Докладніше розглянуто випадки нереалізації радіаційних та адвективних прогнозів туману на аеродромі Київ/Жуляни. Аналіз прогнозу радіального туману на 2020.11.04 на летовищі Київ/Жуляни ІКАО; за даними карти на 16 грудня 2020 року (18 UTC) південь України перебував у центрі гребня. На Закарпатті спостерігався серпанок при температурі $-2,0^{\circ}\text{C}$ і точці роси $-3,0^{\circ}\text{C}$.

Карти погоди на 00:00 і 06:00 (UTC) 17 грудня не показали істотних змін у синоптичній ситуації, але гребінь розширився на захід, а оклюзійний фронт, що розвивався над європейською частиною Росії, перемістився трохи південніше на північні області України. Аналіз карт АТ-850 за той самий період показує, що температура на півдні України о 18:00 (UTC) 16 грудня (16 грудня) становила

близько 1°C, підвищуючись до 3-4°C 17 грудня (UTC), що вказує на адвекцію теплого повітря.

Виходячи з цього, можна зробити такі висновки незважаючи на передбачене явище методом Зверєва, не відбулося достатнє зниження температури для розвитку туману. У Києві серпанок спостерігався за температури -0,2°C і відносної вологості 94%.



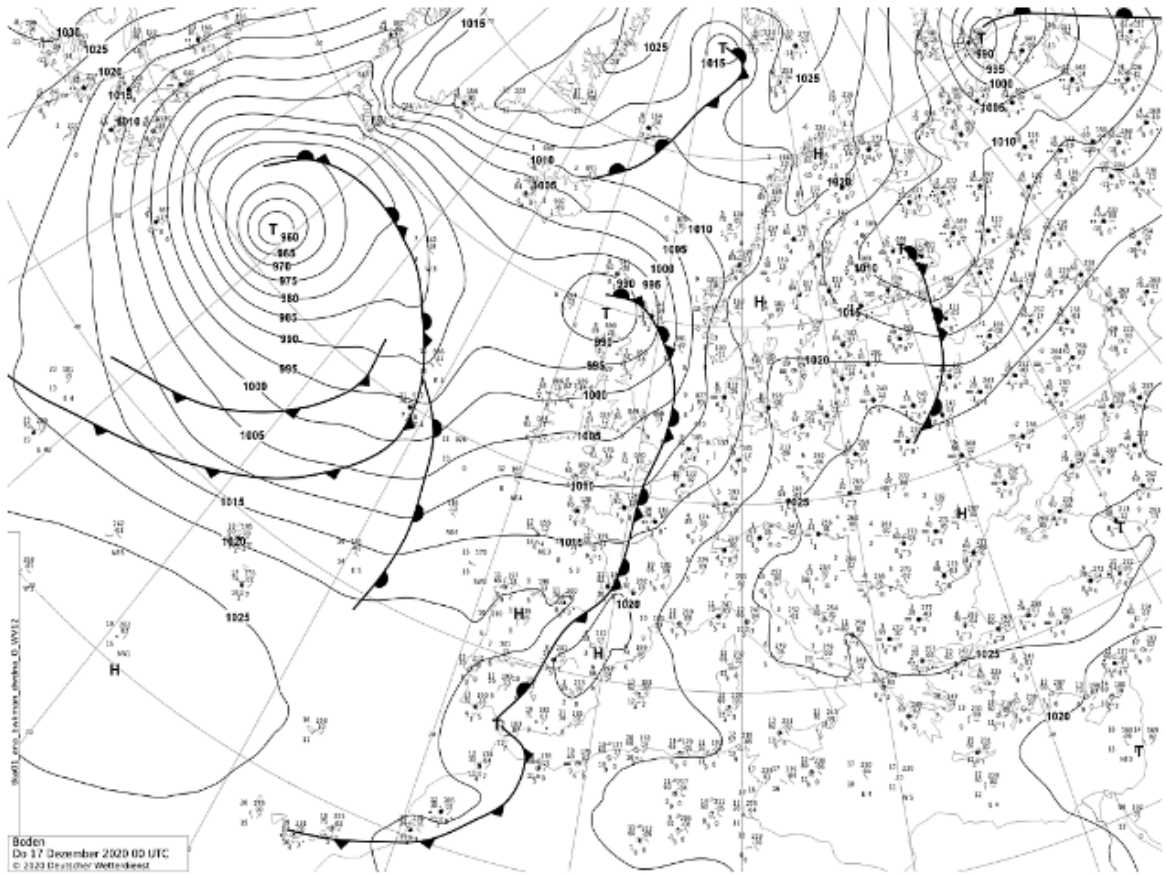


Рис. 4.6 Приземна карта погоди 17.12.2020 (00 UTC) [1]

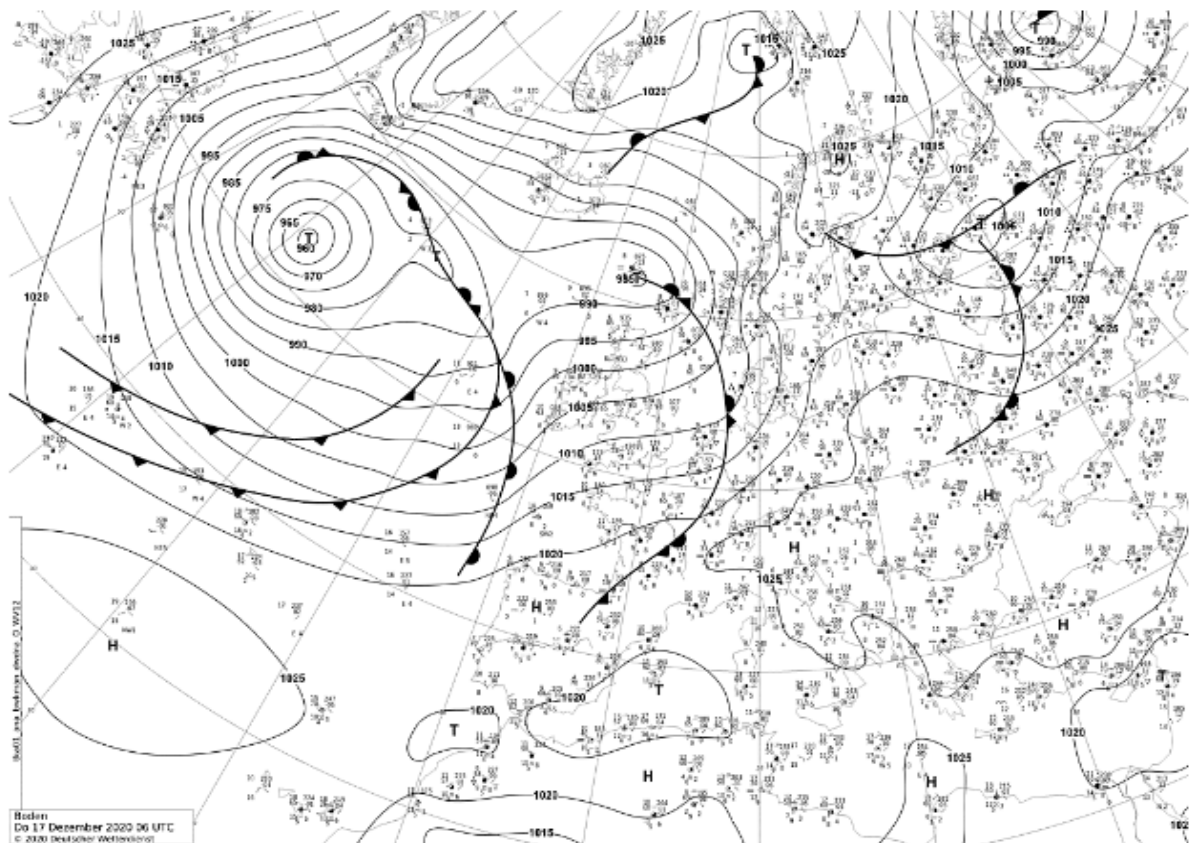


Рис. 4.7 Приземна карта погоди 17.12.2020 (06 UTC) [1]

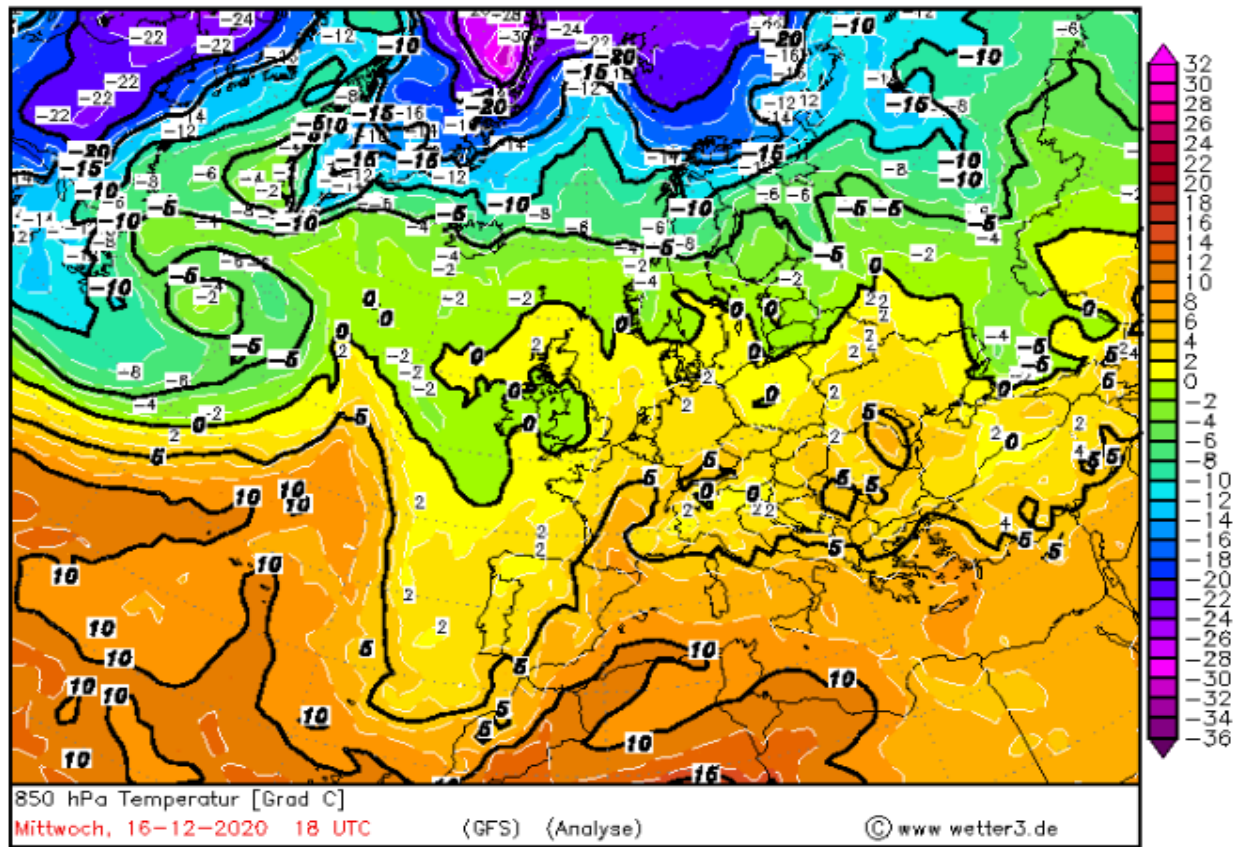


Рис. 4.8 Карта АТ-850 за 16.12.2020 (18 UTC) [2]

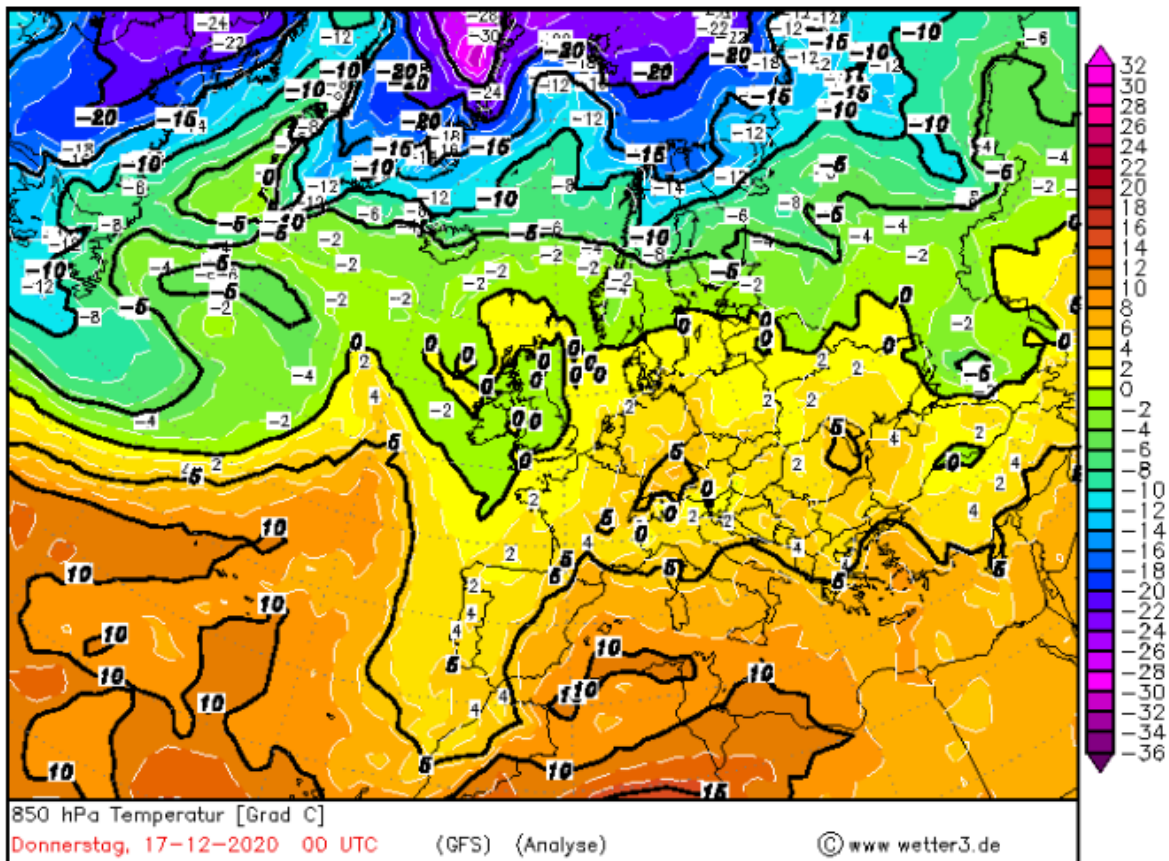


Рис. 4.9 Карта АТ-850 за 17.12.2020 (00 UTC) [2]

У табл. 4.11 фактичні дані погоди, що використовувались при прогнозі радіаційного туману 16 грудня 2020 року.

Дата	Стан ґрунту	T0°C	Tд	%
16.12.2020	Вологий	+0.4	-1	90

Для прогнозу радіаційного туману за методом Зверева О.С. визначають температуру туманоутворення за формулою:

$$T_T = T_d - \Delta T_d,$$

де: Td – температура точки роси в строк, близький до заходу сонця; ΔT_d

– можливе зниження температури точки роси протягом ночі від початкового терміну до моменту утворення туману, що визначається по таблиці 4.12.

$$T_T = -1 - 0,8 = -1,8^\circ\text{C}.$$

Таблиця 4.12 – Пониження точки роси в залежності від температури точки роси та швидкості вітру (ΔT_d) [10]

Температура		Швидкість вітру	Пониження температури
від	до		
20	10	0-3	0,7
		3-7	0,5
		7	0,2
10	0	0-3	1,0
		3-7	0,8
		7	0,5
0	-10	0-3	1,4
		3-7	1,0
		7	0,5
-10	-20	0-3	1,7
		3-7	1,2
		7	0,6

Мінімальну температуру повітря біля поверхні землі прогнозують по формулі:

$$T_{\min} = T_0 - \Delta T,$$

де T_0 – температура повітря в вечірній строк спостереження (18 год); ΔT – очікуване охолодження повітря при ясному небі. Величину ΔT знаходять за номограмою (рис.4.10)

$$T_{\min} = 0 - 3^\circ\text{C} = -3^\circ\text{C}.$$

Визначають можливість утворення туману: при $T_{\min} < T_T$ слід очікувати туман (сильний туман), при $T_{\min} \geq T_T$ туман не передбачається.

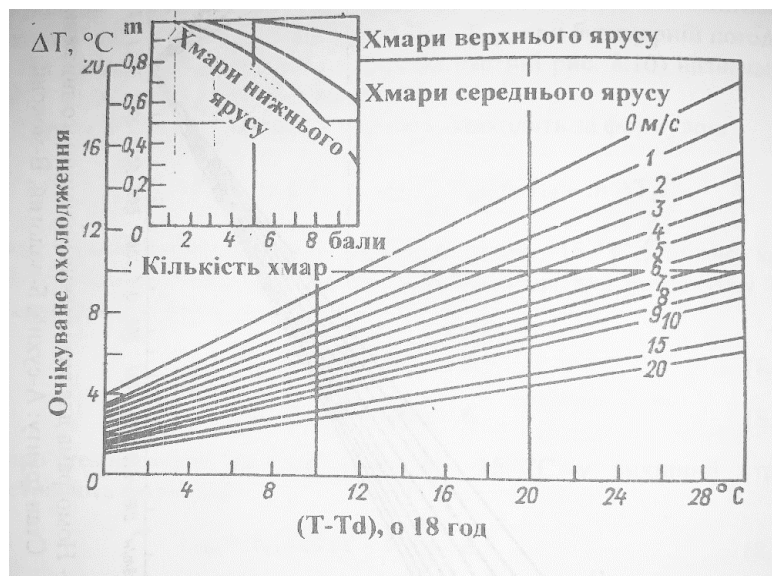


Рис 4.10 Номограма для нічного мінімуму температури за даними спостережень о 17...19 год місцевого часу [10]

З розрахунків отримуємо наступне: $T_{\min} = -3^{\circ}\text{C} < T_{\text{т}} = -1,8^{\circ}\text{C}$, отже, туман слід очікувати.

Таблиця 4.13 Дані фактичної погоди АМСЦ Київ/Жуляни за 17 грудня 2020 року

Час, год	м/с	ТС	ТдС	%	Явище
00	1	+0.2	-0.4	96	Серпанок
06	1	+0.5	-0.1	96	Серпанок

З даних, наведених у таблиці, можна зробити висновок, що зниження температури не було, а вологі було недостатньо для утворення туману. Тому за відносної вологості 96% утворився тільки серпанок. Також обговорюється стан прогнозу адвективного туману за методом Кошеленка на 27 грудня 2020 року.

Адвективний туман зазвичай виникає взимку та в перехідні періоди, коли потепління яскраво виражене. На відміну від радіального туману, адвективний туман виникає за високих швидкостей навколосезонного вітру, які здебільшого становлять від 4 до 8 м/с.

Загальні умови, за яких виникає адвективний туман, такі

- невеликий дефіцит температури точки роси біля землі (туман зазвичай не виникає за $D > 3^{\circ}\text{C}$);
- швидкість вітру на рівні землі менше 8 м/с (вищі швидкості вітру руйнують інверсію на рівні землі і, як правило, виникає туман).

Розрахунок прогнозу.

1. Місце відправлення - Житомир

2. У початковій точці траєкторії визначити температуру $T_{\text{п}} = 0,2^{\circ}\text{C}$ і точку роси $T_{\text{дп}} = -5^{\circ}\text{C}$. У кінцевій точці визначте $T_{\text{к}} = -0,8^{\circ}\text{C}$ і $T_{\text{дк}} = -4,7^{\circ}\text{C}$.

3. За значеннями температури і точки роси на початку траєкторії та в пункті прогнозу визначають градієнти температури $\Delta T/\Delta S = (T_{\text{п}} - T_{\text{к}})/\Delta S$ і точки роси $\Delta T_{\text{д}}/\Delta S = (T_{\text{дп}} - T_{\text{дк}})/\Delta S$ вздовж траєкторії довжиною ΔS , в сотнях км. Чим більші додатні значення градієнтів, тим більша імовірність туману. Відстань Житомир-Київ = 140 км, отже $\Delta S = 1.4$ км.

$$\Delta T/\Delta S = (-0.2 + 0.8)/1.4 = 0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ км};$$

$$\Delta T_{\text{д}}/\Delta S = (-5+4.7)/1.4 = -0.2^{\circ}\text{C}/100 \text{ км}.$$

Для прогнозу туману і низької хмарності з завчасністю 8-10 год використовується графік, що зображений на рис.4.11. Цей метод дозволяє визначити тільки необхідні умови утворення адвективного 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 $T_{\text{дп}}$ та фактичною температурою повітря $T_{\text{ф}}$.

Таким чином, якщо $T_{\text{дп}} - T_{\text{ф}} = 0$, прогнозуємо туман. Дана умова в нашому випадку виконується: $T_{\text{дп}} - T_{\text{ф}} = -5 + 0,8 = -4.2^{\circ}\text{C}$. Знаючи очікувану швидкість вітру в пункті прогнозу $V = 0$ м/с та градієнт температури $\Delta T/\Delta S = 0.4^{\circ}\text{C}/100$ км на графіку з рис. попадаємо в зону «туман».

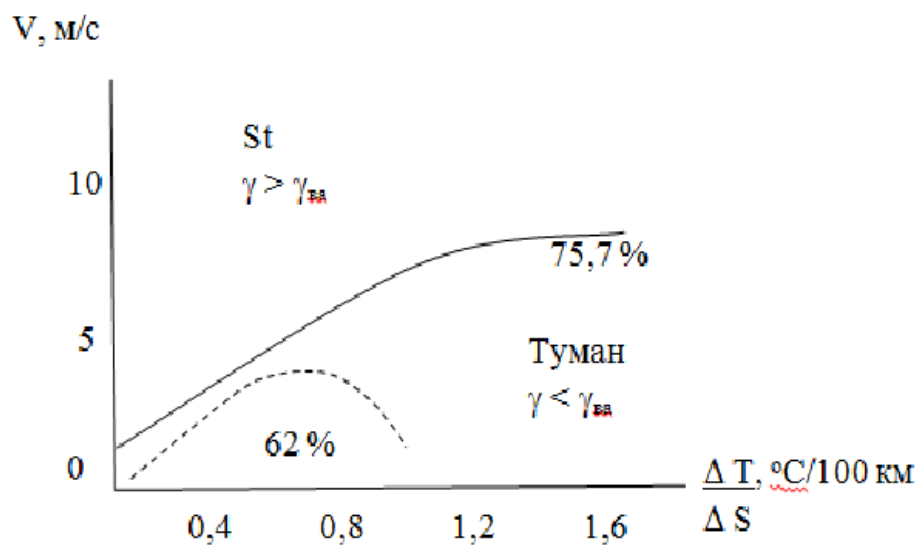


Рис 4.11 Графік для прогнозу адвективного туману

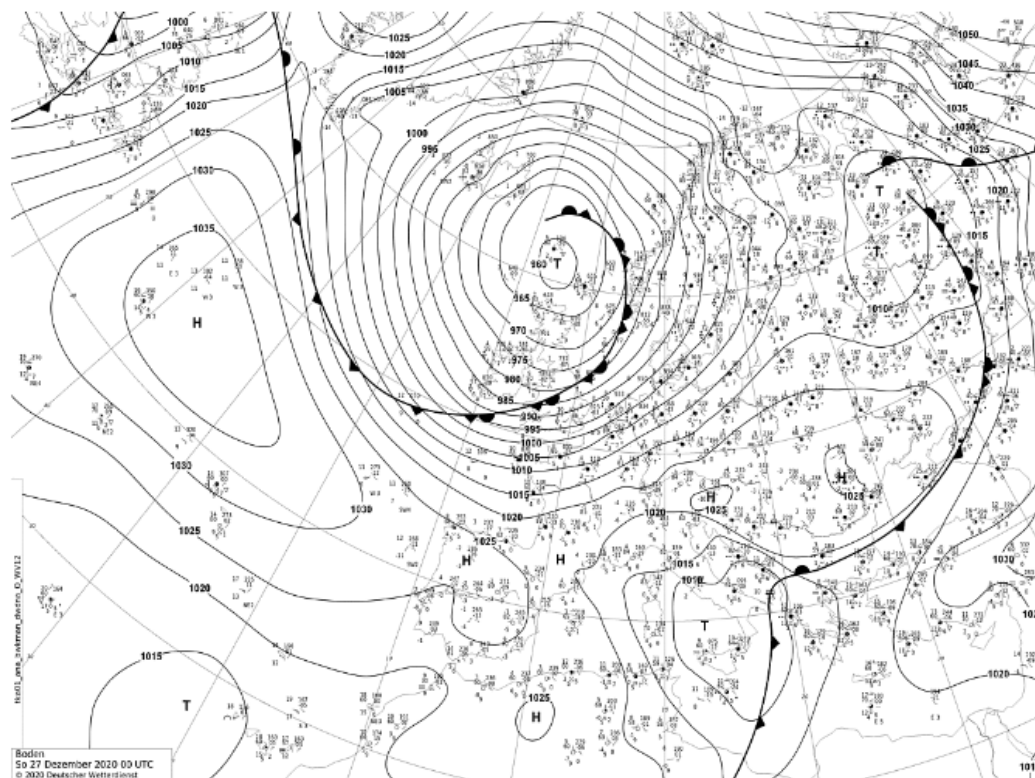


Рис. 4.12 Приземна карта погоди за 27.12.2020 (00 UTC) [1]

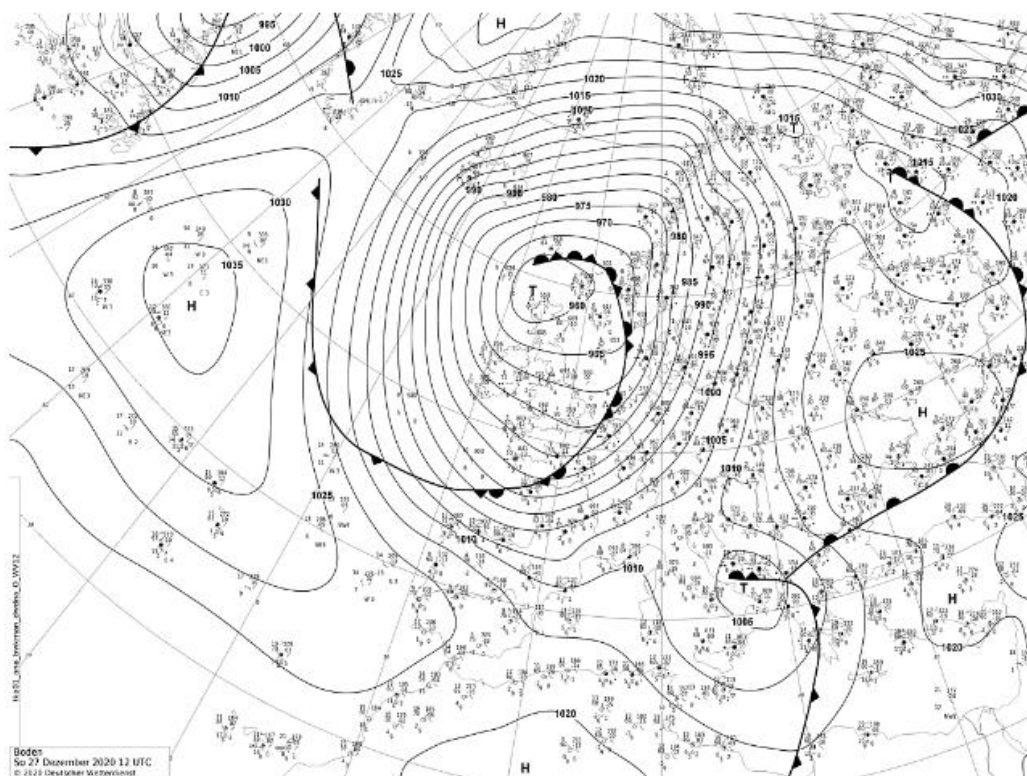


Рис. 4.13 Приземна карта погоди за 27.12.2020 (12 UTC) [1]

По даним приземної карти за 27 грудня 2020 року 00 та 06 UTC погоду аеродрому Київ/Жуляни обумовлював центр антициклону. Через центральні райони Чорного моря проходив холодний фронт, який став причиною опадів над південним заходом Росії. Над півднем Італії розташовувався циклон. Також на синоптичній карті спостерігається теплий фронт, який надходить від району Балканського півострова. Очікувалось, що циклон підійде ближче до північного Причорномор'я та утвориться адвективний туман. Але антициклон розвинувся ще більше, що в свою чергу завадило появі адвективного туману.

ВИСНОВКИ

У результаті проведеної роботи було визначено, що детальне вивчення частоти виникнення туману в різних фізико-географічних умовах могло б значно поліпшити прогнозування цього явища на території (особливо для цілей авіації), і зроблено такі висновки

1. У період з 2010 по 2021 рік було зареєстровано 412 випадків туману. Річна повторюваність становить максимум 42 випадків і мінімум 25 випадків за рік. У холодну пору року було зареєстровано 59,4% усіх випадків. Максимальна кількість випадків туману була зареєстрована в листопаді, що становило 16,5% усіх випадків. На теплу пору року припало 40,6% усіх випадків. Найменшу кількість випадків туману було зареєстровано в липні, на частку якого припало 2,7% усіх випадків.

2. Час доби, коли туман був найімовірнішим протягом аналізованого періоду, - з опівночі до 7-ї ранку в холодному періоді (46,2%) і з 23:00 до 6:00 ранку в теплому періоді (37%).

3. У холодну пору року туман може тривати понад 48 годин поспіль. У холодному кліматі максимальна тривалість туману становила менше 5 годин у 48,3% випадків, а в теплому кліматі - від 4 до 8 годин у 62% випадків.

4. Протягом аналізованого періоду туман утворювався в широкому температурному діапазоні від -13°C до 21°C . Більше половини туману в холодний період утворилося за температури від -4°C до -5°C (66% і половина туману, відповідно). Річна частота утворення туману за позитивних температур була у 2,7 рази вищою, ніж за від'ємних, що свідчить про переважання крапельного рідкого туману впродовж усього року.

5. Максимальна повторюваність туманів у холодні періоди припадає на вітри південного сходу та півдня (43,3%). У більшості випадків швидкість вітру при утворенні туману становила $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Однак, коли дме південно-східний вітер, частота повторення туману висока, а швидкість вітру перевищує $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Під час розгляду було помічено утворення туману при швидкості вітру $15-20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Найчастіше туман у теплий період буває західним вітром (35,2%). У більшості випадків швидкість вітру при утворенні туману становить $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ

1. Архів погодних карт [Електронний ресурс] // Дата звернення 27.03.2023. – Режим доступу до ресурсу: <http://www2.wetter3.de/fax/>.
2. Архів синоптичних карт [Електронний ресурс] // Дата звернення 27.03.2023. – Режим доступу до ресурсу: <http://www.wetterzentrale.de/>.
3. Бабіченко В.М., Дячук В.А. (ред). Клімат України. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
4. Івус Г.П. Авіаційна метеорологія. – Київ, 1996. – 87 с.
5. Івус Г.П., Боровська Г.О. Практикум з авіаційної метеорології: Навчальний посібник. – Одеса: Вид-во «Екологія», 2006. 217 с.
6. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія: Конспект лекцій – Дніпропетровськ: ПБП «Економіка», 2006. 140 с.
7. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: Підручник. – Одеса: , 2012. – 407 с.
8. Клімат Ужгорода / под ред. В.Н. Бабіченко. Л: Гидрометеоиздат, 1991. 191 с.
9. Кліматичний кадастр України. Київ, 2002. 446 с.
10. Косовець О.О. «Кліматичний кадастр України» Київ: Державна Гідрометеорологічна служба. УкрНДГМІ. ЦГО. 2006.
11. Кошеленко І.В. Тумани // Труды УкрНИГМИ. 1977. Вып.155. С.211-215.
12. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні і стихійні явища погоди. - Київ: Державна гідрометеорологічна служба. 2003. 31 с.
13. Правила метеорологічного забезпечення польотів державної авіації України, введені наказом Міністерства оборони України 29 вересня 2015 року №516, зареєстровано в Міністерстві юстиції України 16 жовтня 2015 року за №1264/27709
14. Практикум з синоптичної метеорології / Під ред. Г.П. Івус, С.М. Іванової. – Одеса Екологія. 2004. – 412 с.
15. Практикум з синоптичної метеорології // Під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. Одеса, ТЕС. 2004. 419с.
16. Cober S.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.

17. Стан техногенної та природної безпеки в Україні у 2001 році. Київ, 2002. – С. 23 – 43.
18. Стан техногенної та природної безпеки в Україні у 2002 році. – Київ, 2003. – С. 26 - 47.
19. Школьнік Є.П. Фізика атмосфери // К.: Міністерства України, 1997. 698 с.
20. Dejmek, K., Repal, V., Implementation of methods for the radiation fog prediction. International Journal of Energy and Environment, 2010, Vol. 4, No. 3, pp. 79- 87. ISSN 1109-9577.
21. Evans J., Robinson M., Crowe B., Klinge-Wilson D., Allan S. Reducing severe-weather delays in congested airspace with weather-decision support for tactical air traffic management. - Air Traffic Control Quart., 2003.- Vol. 11(4). - P. 311-330.
22. Fog in Sofia 2010–2019: Objective Circulation Classification and Fog Indices [Електронний ресурс] // Atmosphere 14(5):773. – 2023. – Режим доступу до ресурсу: https://www.researchgate.net/publication/370243111_Fog_in_Sofia_2010-2019_Objective_Circulation_Classification_and_Fog_Indices.
23. Fog type classification using a modified Richardson number for Christchurch, New Zealand [Електронний ресурс] // 2022 – Режим доступу до ресурсу: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.7761>
24. Forecasting of poor visibility episodes in the vicinity of Tenerife Norte Airport [Електронний ресурс] // Atmospheric Research. – 2019. – Режим доступу до ресурсу: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169809519301462>.
25. GACHECHILADZE, J., GACHECHILADZE, T. and KHUTSISHVILI, I., 2009: A New Approach to Analysing Fuzzy Data and Decision-Making Regarding the Possibility of Earthquake Occurrence. In Computing and Computational Intelligence. Tbilisi: WSEAS Press, p. 299-301. ISBN 978-960- 474-088-8, ISSN 1790-5117.
26. Impact of water vapor content on visibility: Fog-haze conversion and its implications to pollution control [Електронний ресурс] // Atmospheric Research. –

2021. – Режим доступа до ресурсу:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809521001174>.
27. Leyton S.M., Fritsch J.M. Short-term probabilistic forecasts of ceiling and visibility utilizing high-density surface weather observations. - *Wea. Forecast.*, 2003. - Vol. 18. - № 5. - P. 891-902. 320
28. Machine learning regression and classification methods for fog events prediction [Электронный ресурс] // *Atmospheric Research*. – 2022. – Режим доступа до ресурсу: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809522001430>.
29. MODIS sensors can monitor spatiotemporal trends in fog and low cloud cover at 1 km spatial resolution along the U.S. Pacific Coast [Электронный ресурс] // *Remote Sensing Applications: Society and Environment*. – 2022. – Режим доступа до ресурсу: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2352938522001409>.
30. Mueller C, Saxen T., Roberts R., Wilson J., Betancourt T., Dettling S., Oien N., Yee J. NCAR auto-nowcast system. - *Wea. Forecast.*, 2003. - Vol. 18.- № 4. - P. 545-561.
31. MUÑOZ-BRAVO, S., PÉREZ-MÉNDEZ, A., RIVAS-ECHEVERRÍA, F., 2009: Model for estimating Venezuelan population with working age using Artificial Neural Networks. In *RECENT ADVANCES in NEURAL NETWORKS*. Prague: WSEAS Press, p. 35-40. ISSN: 1790-5109, ISBN: 978-960-474-065-9
32. Stellman J.M. *Encyclopaedia of occupational health and safety*. T. 4. – Geneva. 1998.
33. Taffermer A., Hauf T., Leifeld C, Hafner N., Leykauf H., Voigt U. ADWICE: Advanced Diagnosis and warning system for aircraft icing environments. - *Wea. Forecast.*, 2003. - Vol. 18. - № 2. - P. 184-203.
34. 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.
35. Towards a better understanding of fog at Perth Airport [Электронный ресурс] // *Journal of Hydrology*. – 2021. – Режим доступа до ресурсу: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0022169421005631>.

36. VARACHA, P., 2009: Impact of Weather Inputs on Heating Plant – Agglomeration Modelling. In RECENT ADVANCES in NEURAL NETWORKS. Prague: WSEAS Press, p. 159-162. ISSN: 1790- 5109, ISBN: 978-960-474-065-9
37. Zhao Q., Cook J., Xu Q., Harasti P. Improving very-short-term storm predictions by assimilating radar and satellite data into a mesoscale NWP model. World Weather Research Program Symposium on Nowcasting and Very Short Range Forecasting. - Toulouse, France, 5-9 September 2005, Abstracts, No. 3.23.

ДОДАТКИ
ДОДАТОК А

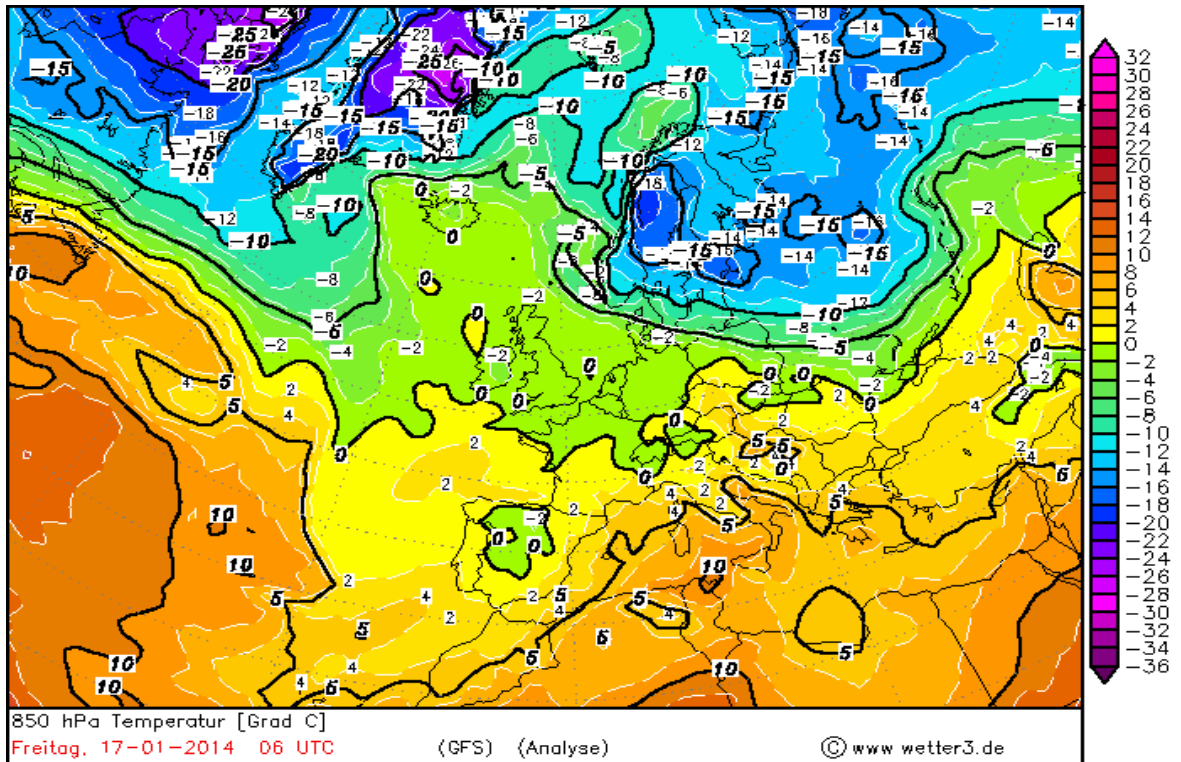


Рис. А1. Карта АТ-850 17.01.2014 р., 6 ВСЧ

ДОДАТОК Б

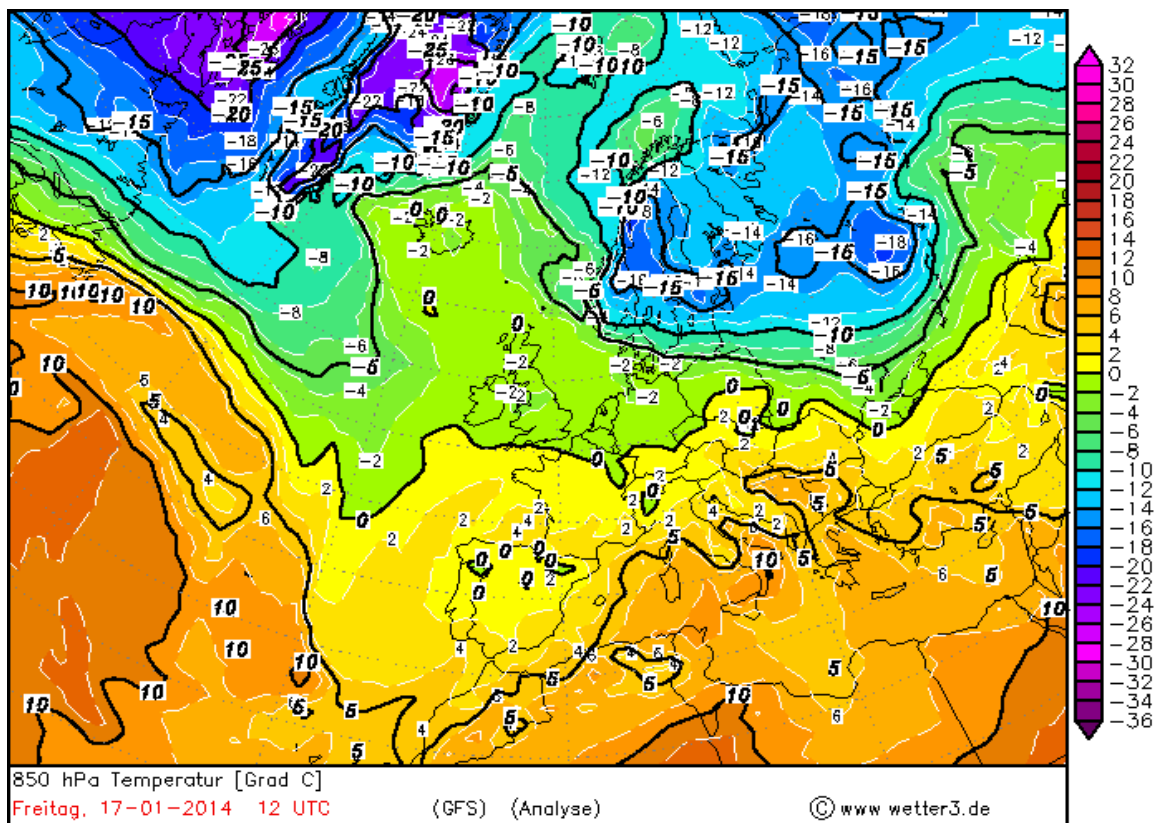


Рис. А2. Карта АТ-850 17.01.2014 р., 12 ВСЧ

ДОДАТОК В

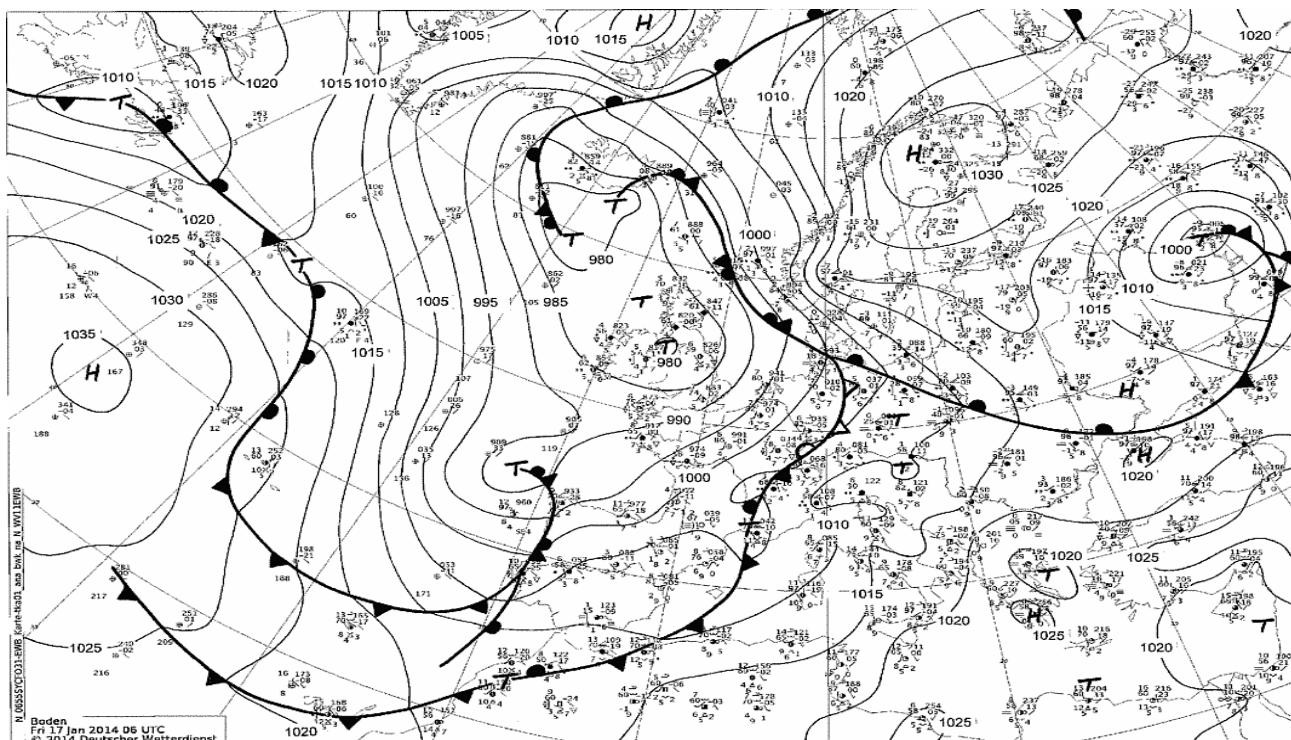


Рис. А.3. Приземна карта погоди 17.01.2014 р., 6 ВСЧ

ДОДАТОК Г

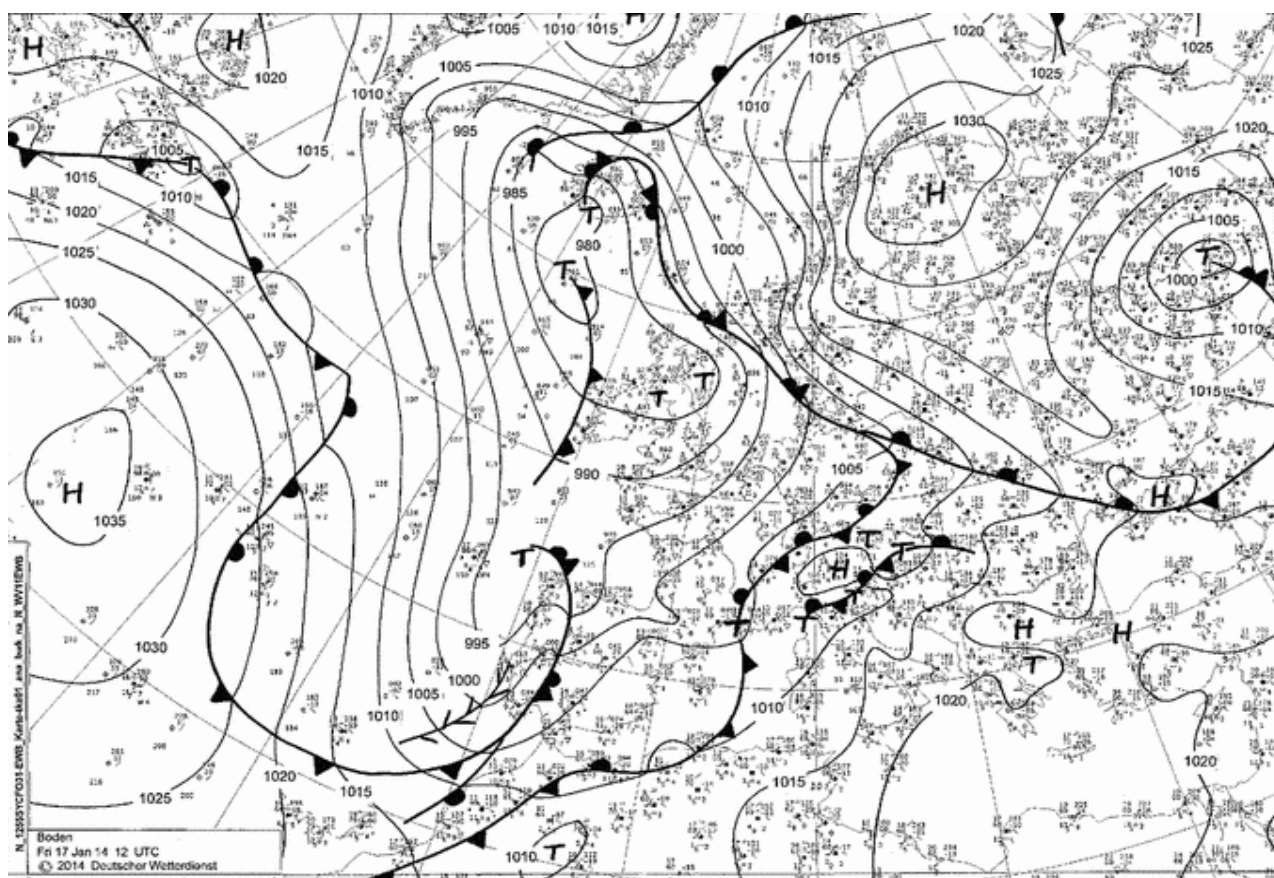


Рис. А.4. Приземна карта погоди 17.01.2014 р., 12 ВСЧ

ДОДАТОК Д

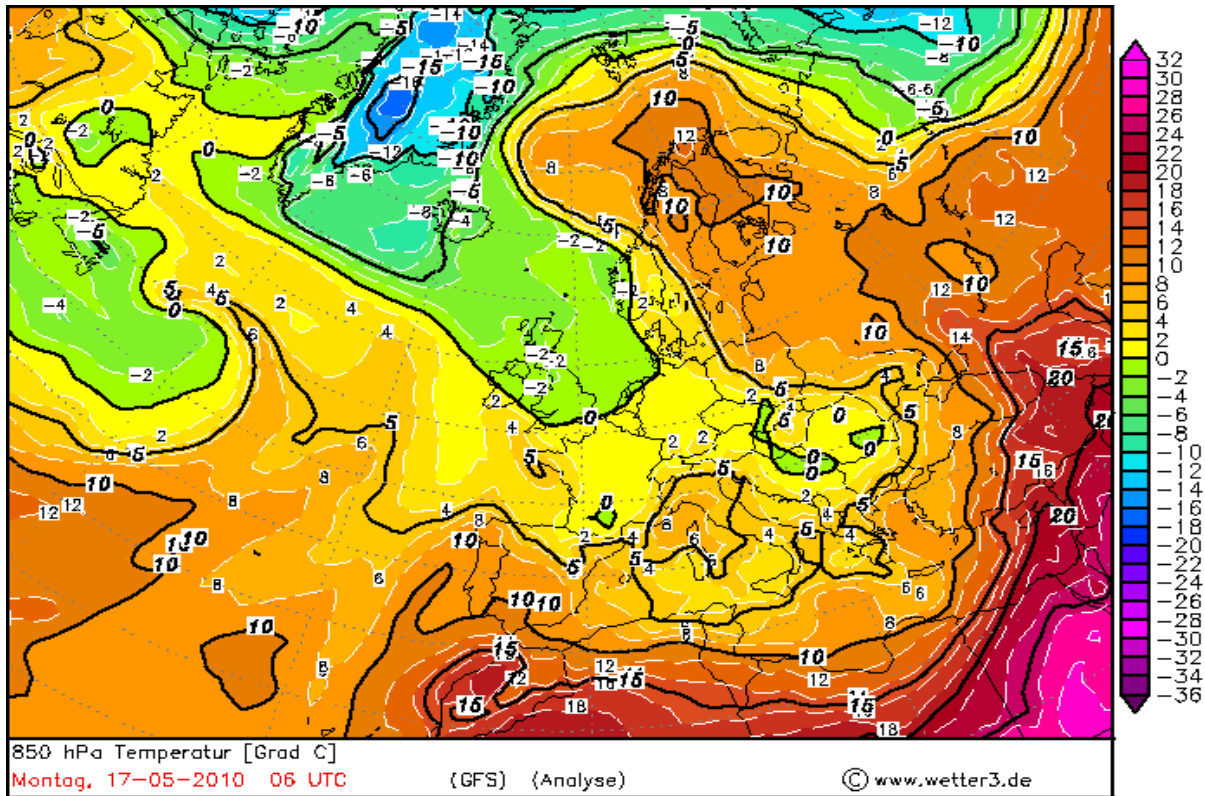


Рис. А 5. Карта АТ-850 17.05.2010 р., 6 ВСЧ

ДОДАТОК Е

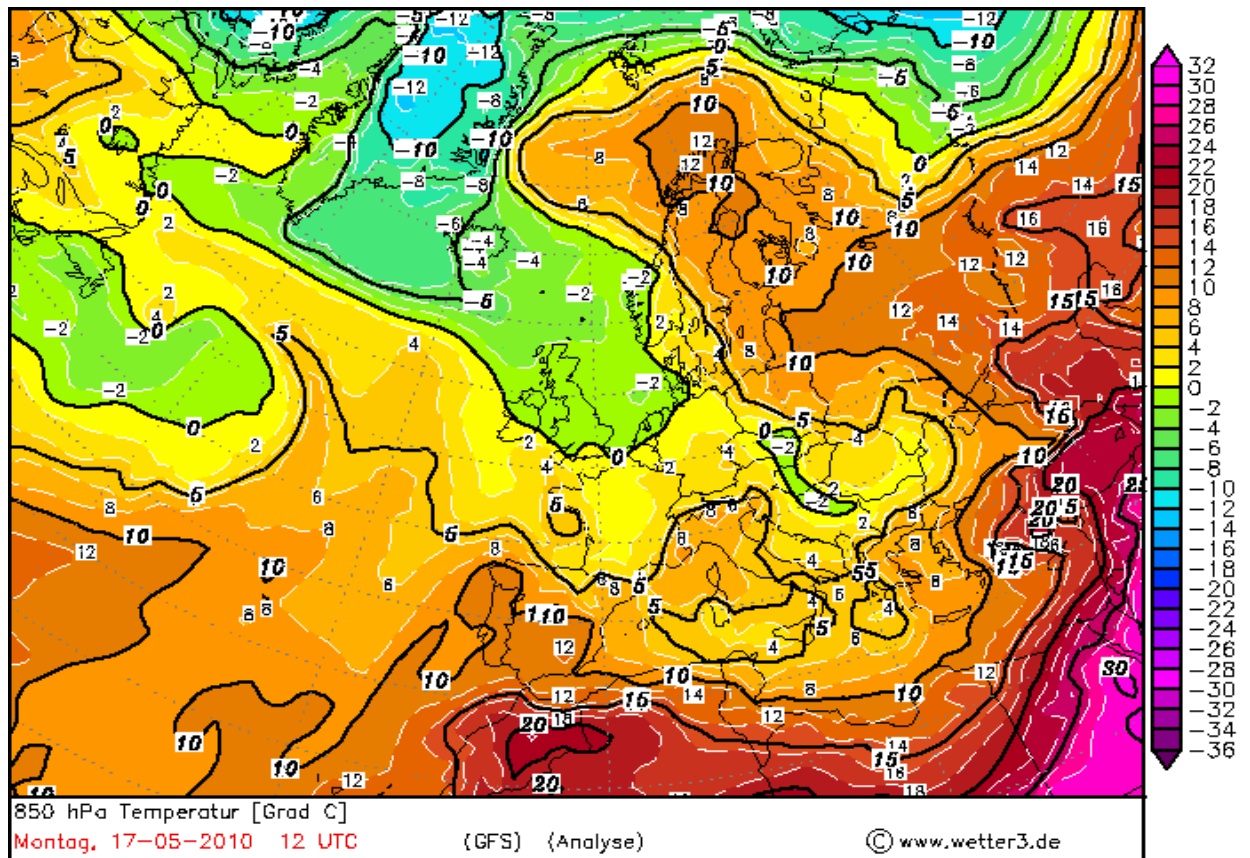


Рис.. А 6 Карта АТ-850 17.05.2010 р., 12 ВСЧ

ДОДАТОК Є

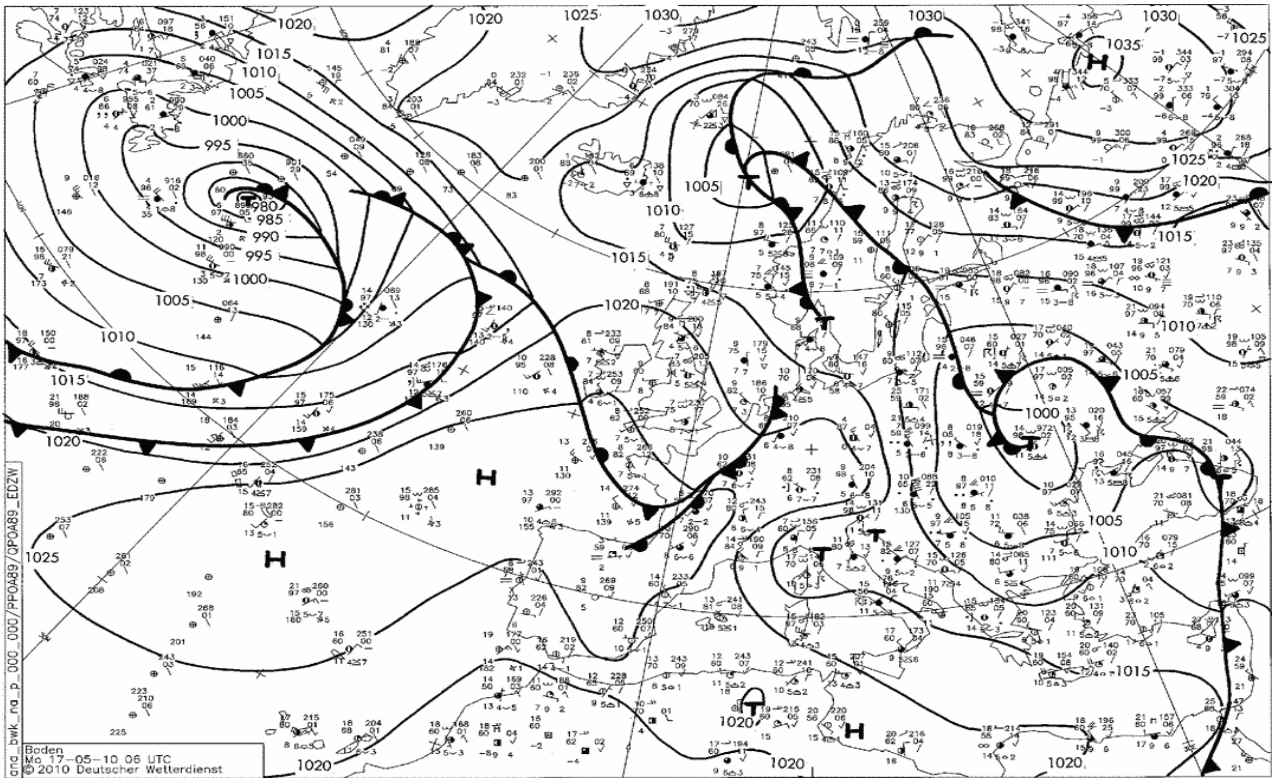


Рис. А 7. Приземна карта погоди 17.05.2010 р., 6 ВСЧ

ДОДАТОК Ж

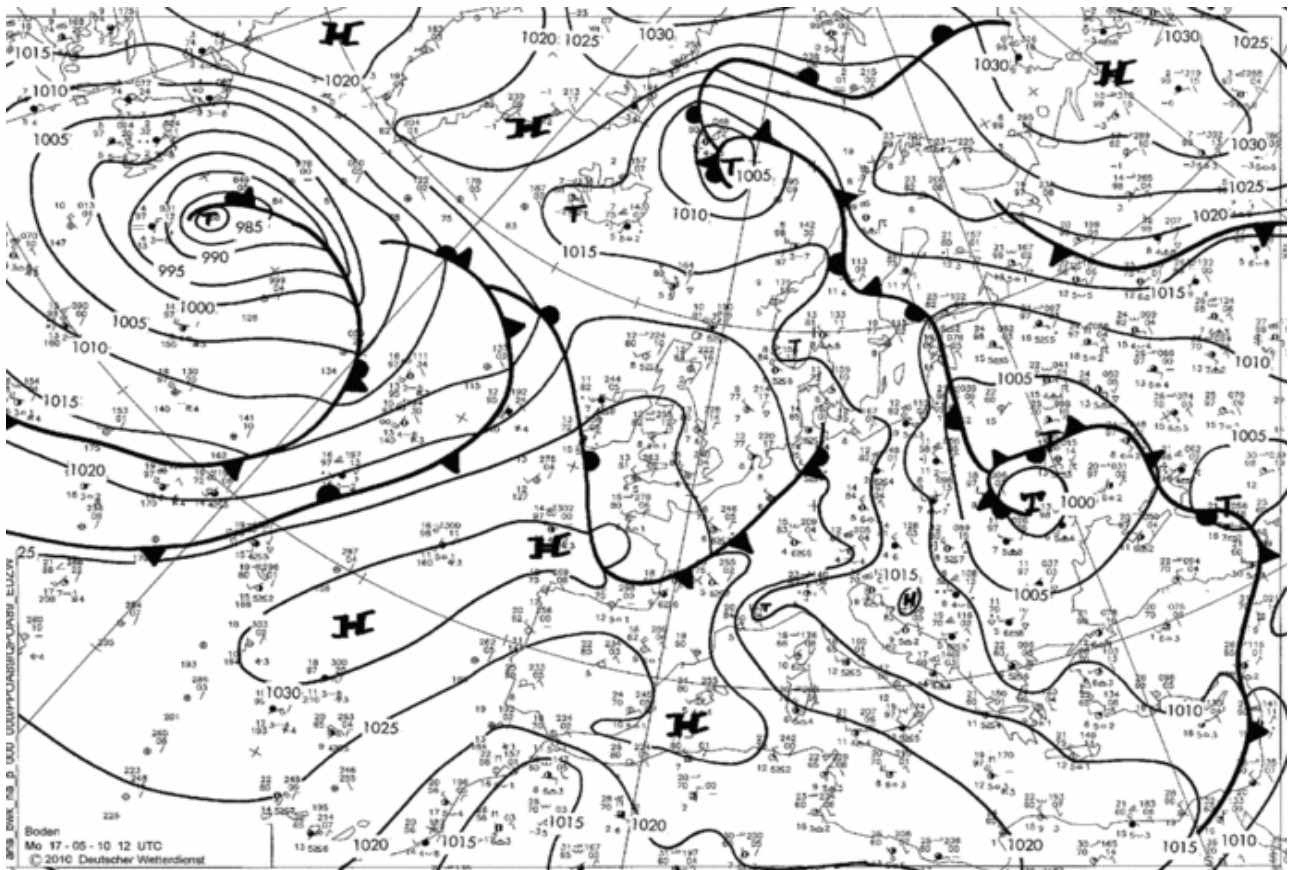


Рис. А 8. Приземна карта погоди 17.05.2010 р., 12 ВСЧ