

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: Адаптація методу прогнозу низької хмарності для ст. Одеса

Виконав студент 2 курсу групи МНЗ-ІІ М
спеціальності 103 - «Науки про Землю»
Кінцурашвілі Рамаз

Керівник к. геогр. н., доцент
Міщенко Наталя Михайлівна

Рецензент к. геогр. н., доцент
Грушевський Олег Миколайович

—

Одеса 2019

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма Метеорологія

ЗАТВЕРДЖУЮ

В.о. зав. кафедри Прокоф'єв О.М.

“28” жовтня 2019 року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Кінцурашвілі Рамаз

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Адаптація методу прогнозу низької хмарності для ст. Одеса
керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна к. геогр. н., доцент

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом закладу вищої освіти №235-С від 18 жовтня 2019 р.

2. Строк подання студентом роботи 06 грудня 2019 року

3. Вихідні дані до роботи синоптичний матеріал АРМСин, електронні щоденники погоди по ст.. Одеса

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки(перелік питань, які потрібно розробити)1) Вибір, аналіз та систематизація наукової літератури за напрямком дослідження. 2) Формування вибірки вихідної інформації з випадків наявності низької хмарності. 3) Виявлення синоптичних ситуацій сприятливих для розвитку низької хмарності. 4) Побудова аерологічних діаграм для днів з низькою хмарністю та розрахунок вертикальних градієнтів температури. 5) Складання таблиць спряженості прогнозу низької хмарності. 6) Розрахунок критеріїв для оцінки успішності прогнозу нижньої межі хмарності для різних її висот для ст. Одеса

5.Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень.) Рис. 3.1 – Залежність вертикального градієнта в шарі земля-300 м і приземного дефіциту вологості від висоти НМХТ. Табл. 3.1, 3.3, 3.5, 3.7, 3.9, 3.11 – Спряженість прогнозу низької хмарності ; Табл. 3.2, 3.4, 3.6, 3.8, 3.10 - Розраховані критерії для оцінки успішності прогнозу НМХ

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 28 жовтня 2019 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	<i>Огляд наукової літератури, сучасних публікацій за темою дослідження.</i>	28-31.10 2019 р.	90	відмінно
2.	<i>Вибір вихідних даних, робота з архівними матеріалами. Робота в мережі Internet, пошук необхідної інформації.</i>	01-05.11 2019 р.	88	добре
3.	<i>Складання додатку вихідних даних, зведених таблиць. Виконання розрахунків, побудова аерологічних діаграм, розрахунок вертикального градієнту температури. Проведення аналізу статистичних даних.</i>	06-13.11 2019 р.	92	відмінно
4.	<i>Аналіз оперативної синоптичної інформації щодо процесу формування низької хмарності за 2014 – 2018 рр. Складання таблиць спряженості та оцінка успішності прогнозу нижньої межі хмарності.</i>	14-17.11 2019 р.	92	відмінно
5.	<i>Рубіжна атестація</i>	18 – 23.11.2019		
6.	<i>Складання висновків. Кінцеве редагування тексту.</i>	24.11- 05.12 2019 р.	91	відмінно
7.	<i>Перевірка на плагіат, підписання авторського договору</i>	06-09.12.2019		
8.	<i>Підготовка доповіді та презентації. Попередній захист магістерської роботи.</i>	грудень 2019		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	відмінно

Студент

(підпис)

Кінцурашвілі Р.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

Мищенко Н.М.

(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема магістерської кваліфікаційної роботи «Адаптація методу прогнозу низької хмарності для ст. Одеса»

Автор: Кінцурашвілі Рамаз.

Актуальність зумовлюється необхідністю розробки максимально точного прогнозу нижньої межі хмарності на будь-якому етапі підготовки або виконання польотів, оскільки її значення входять до погодного мінімуму команди екіпажу, повітряного судна та аеродрому і суттєво впливають на безпеку зльоту та посадки літальних апаратів.

Мета роботи: розробка методу прогнозу низької хмарності для ст. Одеса з використанням доступних у оперативній роботі метеоролога даних та оцінка методу прогнозу НМХ

Відповідно до поставленої мети розв'язано наступні **задачі**:

- 1) розробка методики прогнозування нижньої межі хмарності;
- 2) відбір предикторів для складання прогнозу;
- 3) проведення типізації синоптичних процесів, що зумовлюють утворення низької хмарності над ст. Одеса;
- 4) формування вихідного масиву даних;
- 5) графічна обробка даних (проведення демаркаційних ліній);
- 6) оцінка успішності прогнозу низької хмарності

Об'єкт дослідження: низька хмарність

Предмет дослідження: предиктори прогнозу низької хмарності.

Методи дослідження: При виконанні роботи використовувалися синоптичний аналіз, синтез та графічне моделювання.

Наукова новизна отриманих результатів полягає у розробці та адаптації методу прогнозу низької хмарності для конкретного пункту з урахуванням вертикальної структури метеовеличин у шарі хмароутворення на відміну від існуючих методів прогнозу, які базуються на врахуванні різниці між характеристиками метеовеличин у пункті прогнозу і вихідному районі.

Практичне значення отриманих результатів полягає у використанні вихідних даних, які доступні у оперативному метеопідрозділі та на відміну від попередніх розрахункових методів враховують температурно-вологісну стратифікацію приземного шару.

Магістерська кваліфікаційна робота в об'ємі 56 сторінок складається з 3 розділів, висновків, переліку посилань з 17-ти джерел, двох додатків, містить 1 рисунок та 11 таблиць в основному тексті.

Ключові слова: низька хмарність, нижня межа хмарності, шаруваті хмари, рівень конденсації, оцінка справджуваності прогнозу.

SUMMARY

Theme of master's qualification work"Adaptation of the method of forecasting low cloudiness for st. Odessa »

Author: Kintzurashvili Ramaz.

The urgency of the research topic is due to the need to develop the most accurate prediction of the lower limit of cloud cover at any stage of flight preparation or execution, as its values are included in the minimum of the crew commander, aircraft and airfield and significantly affect the safety of take-off and landing of aircraft.

The purpose of the work: to develop a low cloud forecasting method for st. Odessa using meteorological data available in the operational work and estimation of the NMX forecast method

Tasks solved during the work:

- 1) development of a technique for forecasting the lower limit of cloud cover;
- 2) selection of predictors for forecasting;
- 3) the typing of synoptic processes that cause the formation of low clouds over Art. Odessa;
- 4) formation of the original data set;
- 5) graphic data processing (demarcation lines);
- 6) assessment of the success of the low cloud forecast

The object of study: low clouds

Subject of research: Predictors of low cloud forecast.

Methods of research: Synoptic analysis, synthesis, and graphical modeling were used to perform the work.

Scientific novelty of the obtained results is the development and adaptation of a low cloud forecasting method for a particular point, taking into account the vertical structure of meteorological values in the cloud formation, unlike existing forecast methods, which are based on the difference between the meteorological values at the forecast point and the baseline.

The practical value of the results obtained is to use the raw data available in the operational meteorological units and, in contrast to the previous calculation methods, take into account the temperature and humidity stratification of the surface layer.

The master's qualification work in volume of 56 pages consists of 3 sections, conclusions, the list of references from 17 sources, two appendices, contains 1 figure and 11 tables in the main text.

Keywords: low cloud cover, lower cloud cover, layered clouds, condensation level, forecast validity.

ЗМІСТ

Вступ.....	8
1 Прогнозування низької хмарності.....	10
1.1 Загальні відомості щодо прогнозування неконвективної внутрішньомасової хмарності.....	10
1.2 Основні причини утворення хмар різних форм.....	
1.3 Утворення та еволюція всередині масової хмарності.....	12
1.4 Хмари стійких повітряних мас.....	13
2 Особливості процесів туманоутворення і низької хмарності.....	20
2.1 Механізм утворення низької хмарності у різних синоптичних умовах.....	20
2.2 Пояснення до процесів утворення продуктів конденсації.....	24
2.3 Тумани охолодження.....	26
2.4 Тумани змішування.....	28
2.5 Тумани випаровування.....	29
3 Розробка методу прогнозу низької хмарності для ст. Одеса.....	31
3.1 Кліматологія синоптичних умов утворення низької хмарності.....	31
3.2 Побудова графічної залежності вертикального градієнту від дефіциту біля поверхні землі.....	33
3.3 Аналіз оцінки успішності нижньої межі хмарності. Загальні видимості.....	34
3.4 Розрахунок оцінки успішності методу прогнозу НМХ < 100м.....	35
3.5 Розрахунок оцінки успішності прогнозу НМХ в градації 100 – 200м.....	36

3.6 Розрахунок оцінки успішності методу прогнозу НМХ в градації 200 – 300м.....	38
3.7 Розрахунок оцінки успішності методу прогнозу НМХ для градації > 300м.....	39
3.8 Загальний розрахунок оцінки успішності методу прогнозу НМХ.....	40
Висновки.....	41
Перелік посилань.....	43
Додатки.....	44

ВСТУП

Від прогнозу погоди залежить функціонування окремих галузей народного господарства, однією з яких є авіація, для польотів літаків якої повинні надходити найдетальніші дані про погоду.

Одним з небезпечних явищ погоди є низька хмарність. Низька хмарність прогнозується при оцінюванні синоптичних умов, а саме запасу вологості біля поверхні землі, та градієнтом температури в шарі земля – 300 метрів. Для прогнозу утворення хмарності нижче 300 метрів використовуються дані ранкового зондування атмосфери, та фактичні і прогностичні значення температури та температури точки роси.

Актуальність даної теми зумовлюється необхідністю розробки максимально точного прогнозу нижньої межі хмарності на будь-якому етапі підготовки або виконання польотів, оскільки її значення входять до погодного мінімуму командира екіпажу, повітряного судна та аеродрому і суттєво впливають на безпеку зльоту та посадки літальних апаратів.

Метою дослідження є розробка методу прогнозу низької хмарності для ст. Одеса з використанням доступних у оперативній роботі метеоролога даних та оцінка методу прогнозу НМХ.

Завданнями, що вирішувалися для досягнення мети дослідження є:

- 1) розробка методики прогнозування нижньої межі хмарності;
- 2) відбір предикторів для складання прогнозу;
- 3) проведення типізації синоптичних процесів, що зумовлюють утворення низької хмарності над ст. Одеса;
- 4) формування вихідного масиву даних;
- 5) графічна обробка даних (проведення демаркаційних ліній);
- 6) оцінка успішності прогнозу низької хмарності

У якості *вихідних даних* використовувалися:

1) Аерологічні діаграми побудовані за даними зондування атмосфери за 00⁰⁰ СГЧ;

2) дані про фактичну погоду біля поверхні землі за 00⁰⁰ та 14⁰⁰ СГЧ.

Магістерська кваліфікаційна робота в об'ємі 56 сторінок складається з 3 розділів, висновків, переліку посилань з 17-ти джерел, двох додатків, містить 1 рисунок та 11 таблиць в основному тексті.

При проведенні дослідження використовувалися АРМ синоптика, графічний редактор Ахун та програмне забезпечення Windows Excel 2007, Windows Office 2007.

1 ПРОГНОЗУВАННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

1.1 Загальні відомості що до прогнозування неконвективної внутрішньо масової хмарності

Утворення низькою внутрішньо масової неконвективної хмарності, типу *St* і *Sc* може відбуватися з двох причин: при адвекції теплого вологого повітря на холодну підстилаючу поверхню і при вступі водяної пари в нижні шари атмосфери, від підстилаючої поверхні. Виходячи з них слід підходити до прогнозу хмар *St* і *Sc*. Найбільш сприятливі умови для виникнення цих хмар у першому випадку створюються в тилкових частинах антициклонів, а також в передніх частинах і теплих секторах циклонів, а у другому випадку - в передніх частинах країн антициклонів, малорухомих антициклонах і малоградієнтних баричних; полях. Прогноз кількості хмар зазвичай не викликає труднощів, оскільки створюється суцільне хмарне поле. Тільки при розсіянні хмар *St* і *Sc* кількість хмарності може бути менш 10 балів. Тоді прогноз кількості їх ґрунтується на оцінці інтенсивності процесів, що зумовлюють деградацію хмарності.[2]

Існує кілька методів альтернативного прогнозу низької внутрішньо масової хмарності при адвекції теплого і вологого повітря та висоти нижньої межі.[4]

1.2 Основні причини утворення хмар різних форм

Хмари виникають, як відомо, в результаті конденсації або сублімації водяної пари в атмосфері. Це явище настає як правило, при досягненні стану насичення повітря водяним паром. Головною причиною що призводить повітря до стану насичення, є його охолодження. Важливу роль грають також і ядра конденсації, але оскільки в атмосфері ці ядра майже завжди в достатній кількості, то окреме розглядання цього фактору не є необхідним.[4]

Розмивання хмарності пов'язано загалом з випаровуванням крапель та кристалів в наслідок підвищення температури та різкого зниження вологості в зонні хмар.[5]

Таким чином, для діагнозу та прогнозу хмарності необхідно знати ті причини, які викликають зміни температури та вологості повітря на різних висотах в тропосфері. До таких причин потрібно віднести перш за все вертикальні рухи в атмосфері, що приводять до адіабатичного охолодження або нагріву повітря та, відповідно, до стану насичення або випаровування вологи.[4]

В зв'язку з цим в утворенні та еволюції різних форм хмарності суттєву роль відіграють наступні процеси:[4]

1. Упорядкований підйом повітряних мас;
2. Динамічна конвекція;
3. Термічна конвекція;
4. Хвильові рухи;
5. Низхідні рухи.

1. Упорядкований підйом - являє собою повільне сходження повітря що рухається як єдину масу, захоплюючи великі простори в горизонтальному і вертикальному напрямках. Такі рухи виникають внаслідок відхилення реального вітру від геострофічного при зміні поля тиску. В результаті

відбувається адіабатичне вихолодження повітря, приводячи до конденсації або сублімації водяного пара в ньому. В найбільш яскравій формі ці рухи проявляються в зонах теплих фронтів. Виникають при цьому хмари Ci, Cs, As, Ns, як правило носять одноманітний характер шару, розмежованих без хмарними прошарками.

2. Динамічна конвекція – або динамічна турбулентність, проявляється у вигляді неупорядкованих вихрових рухів, обумовлених механічним впливом зовнішніх сил на дану повітряну масу.

Розрізняють динамічну конвекцію тертя і динамічну конвекцію холодних фронтів. В першому випадку турбулентність виникає завдяки механічному впливу земної поверхні на повітряні течії і у сильному ступені залежить від зміни швидкості вітру з висотою. Останній фактор являється, таким чином, гарним показником наступного інтенсивного вертикального переміщення: чим більший вертикальний градієнт швидкості вітру, тим інтенсивніше динамічна турбулентність. Цей вид вертикальних рухів також забезпечує підняття повітря та його адіабатичне вихолодження, що призводить в більшості випадків до утворення хмарності Cu, St, Sc, Frst.

Динамічна турбулентність розповсюджується, як правило, до висоти порядку кількох сот метрів від поверхні землі; відповідно вказаної форми хмарності зазвичай не отримують значного вертикального розвитку.

У другому випадку відбувається бурхливий підйом теплої повітряної маси в зону холодного фронту, завдяки підтіканню холодного повітря під тепле. При цьому динамічна конвекція поширюється до значних висот, що й призводить до утворення Cu cong, Cb найчастіше із зливовими опадами.

3. Термічна конвекція або термічна турбулентність - також відноситься до типу неупорядкованих вихрових рухів, але обумовлених головним чином нерівномірним нагріванням повітря від термічно неоднорідної підстилаючої поверхні. Швидкість висхідних потоків при

конвекції з виникненням потужних кучових та зливових хмар, складає декілька метрів в секунду і в деяких випадках $>10\text{м/сек}$.

4. Хвильові рухи – в атмосфері зазвичай виникають в граничному інверсійному шарі, завдяки наявності скачку щільного та різного руху повітря. Нижній, та більш холодний і щільне повітря рухається в одному напрямку, а верхній, відносно теплий і менш щільний – в іншому напрямку; швидкості вітру при цьому також різні. Утворенні хвилі на поверхні інверсії абсолютно аналогічні хвилям, виникаючим на поверхні води. Різниця складається лише в тому, що скачок щільності на поверхні води значно більший ніж на поверхні інверсій в атмосфері. В результаті цього повітряні хвилі значно довші ніж хвилі на поверхні води.

Повітряні хвилі пояснюють виникнення деяких різновидів хмарності *Sc*, *Ac*, *Cs*. Якщо в верхній частині нижнього шару повітря близько до насиченого, то при адіабатичному піднятті на гребні хвилі відбувається конденсація в той час як у основи хвилі буду вільно від продуктів конденсації.

5. Низхідні рухи, викликані різними причинами, що перешкоджають утворенню хмар, а якщо хмари до початку цих рухів вже існували, то вони зникають або переходять в інші форми. Це відбувається тому, що низхідні рухи призводять до нагрівання повітря а, отже, до віддалення його від стану насичення. Якщо, наприклад, в зоні теплового фронту тепле повітря в силу яких-небудь причин припиняє своє висхідне ковзання і опинився в стані низхідного руху, то хмарна система *Ns-As* починає розмиватися або розшаровуватися, приймаючи характер *Sc-Ac*. Низхідні рухи призводять також до утворення на деяких висотах затримують шарів у вигляді інверсій температури. Такі шари перешкоджають вертикального розвитку купчастих хмар; останні, розтікаючись під шаром інверсії, утворюють *Sc cumulogenitus*. Ті ж купчасті хмари, розтікаючись у

вечірні години внаслідок припинення конвекції, переходять у *Sc vesperalis* і т. д.

Розглянуті процеси можуть здійснюватися окремо і в певному комплексі. Так, упорядкований підйом повітря над теплим фронтом при значній нестійкості стратифікації може поєднуватися з термічною конвекцією, що викличе виникнення *C_v* всередині *N_s* і виникнення гроз теплового фронту. Найбільш часто поєднується влітку динамічна і термічна конвекція. Але при всіх цих процесах необхідно вміст у повітрі достатньої кількості вологи, щоб у межах дії зазначених причин сталася конденсація. Це означає, наприклад, що термічна конвекція може призвести до утворення хмар, якщо рівень конденсації лежить нижче рівня інверсії.

Крім перерахованих чинників, які свідчать про великі ролі вертикальних рухів в освіті та розмиванні хмарності, важливе значення в цих процесах відіграє неадіабатичне охолодження повітря. Останнє відбувається, зокрема, при русі повітря на холодну підстильну поверхню або при нічному охолодженні самої підстильної поверхні з наступною передачею цього охолодження повітря. У всіх цих випадках відбувається перемішування повітря, сприяє утворенню туману або *St.*[4]

1.3 Утворення та еволюція всередині масової хмарності

До основних форм всередині масової хмарності відносяться *St-Sc*, *C_u* і *C_b*. Перші дві форми характерні для теплих стійких повітряних мас; над континентом вони найчастіше утворюються в холодну половину року, над морем - у теплу. Навпаки, хмари *C_u* й *C_b* типові для нестійких холодних повітряних мас; над континентом вони з'являються переважно в теплу половину року, над морем - у холодну.

Незважаючи на зовнішні відмінності вказаних форм хмар, в їх освіту і будову є багато загального. Це загальне полягає, по-перше, в тому, що передача вологи і тепла знизу вгору здійснюється в однорідних повітряних масах з допомогою динамічної або термічної турбулентності. Саме ці вертикальні рухи забезпечують майже однорідний характер мікроструктурному особливостей всередині масових хмар. Зокрема, хмари St-Sc, Cu і частково Cb відрізняються поступовим збільшенням розміру крапель від нижньої до верхньої свого кордоні. По-друге, переміщення повітряних мас з одних районів в інші часто супроводжується утворенням в них на деяких висотах затримують шарів у вигляді інверсія, ізотермія або уповільненого падіння температури з висотою. Наявність таких шарів відображається на вертикальному розвитку всередині масових хмар, що у свою чергу створює специфічні умови для утворення опадів, зон обмерзання та ін., про що буде сказано у відповідних розділах.[4]

1.4 Хмари стійких повітряних мас

Шаруваті і шарувато-купчасті хмари однорідних повітряних мас дуже близькі по структурі і за умовами утворення. Основна відмінність між ними полягає в довжині хвиль. У разі St довжини хвилі так, що при спостереженні знизу невиразні, тому хмари представляються спостерігачеві у вигляді суцільної сірої пелени. У Sc хвилі менше довжини і хмарний шар має ясно помітні зменшення або навіть розриви. Найбільше значення для освіти St-Sc має неадиабатическое охолодження повітря, що рухається над відносно холодною поверхнею, що підстилає. Однак якщо б діяв тільки цей фактор, то ми спостерігали лише утворення туману. Для утворення хмари в даному

випадку необхідна ще динамічна турбулентність, яка сприяє переносу продуктів конденсації на деяку висоту від поверхні землі.

В холодну половину року над континентом нижня основа цих хмар розташовується переважно в шарі до 300 м від поверхні землі. При цьому відносна вологість біля поверхні землі при наявності хмарності в 72% випадків становить 85-100% ($T - T_d < 2^\circ$) При різниці $T - T_d > 3^\circ$ висота цих хмар, як правило, більш 300м від поверхні землі.

Вертикальна потужність St-Sc невелика та складає декілька десятків або кілька сот метрів. Їх розвиток по вертикалі обмежується існуванням у теплій масі на деякій висоті від землі інверсії, так що ці хмари є переважно під інверсійними.

Механізм утворення St-Sc найчастіше має наступний характер. В нижньому шарі атмосфери є деякий запас водяної пари, який створюється або шляхом випару з підстильної поверхні, або при адвекції більш вологого повітря з інших районів. Виникає при русі повітря динамічна турбулентність переносить вологу знизу вгору. Чим більше вертикальний градієнт температури в самому нижньому шарі, тим легше здійснюється перенесення. Існуюча на деякій висоті інверсія перегороджує конвекцію і тим самим сприяє накопиченню вологи поблизу рівня інверсії. У той же час, піднімаючись, повітря адіабатично охолоджується, температура його знижується до точки роси і наявний в ньому водяна пара конденсується. Таким чином, вище рівня конденсації піднімається вже не тільки водяний пар, але і рідко краплинна волога, яка нагромаджується під поверхнею інверсії. Звідси випливає, що хмарний шар виникає тільки в тому випадку, коли інверсія розташована вище рівня конденсації; в іншому випадку хмарність не утворюється.

Висота конденсації залежить від величини відносної вологості, біля поверхні землі або від різниці $T - T_d$. Чим більша вологість, тим нижче починається конденсація.

Описана схема утворення St-Sc, згідно з якою хмара утворюється внаслідок турбулентного переносу вологи знизу вгору, не є, звичайно, єдиною можливою. Цим процесом не завжди, наприклад, можна пояснити випадки раптового освіти і зниження шаруватої хмарності аж до туману. Істотну роль в утворенні низьких St може грати Турбулентний перенос вологи зверху вниз що можливо в тих випадках, коли інверсія температури супроводжується зростанням питомої вологості з висотою. Припустимо, що над деякими пунктом спочатку була ясна погода і внаслідок радіаційного вихолодження утворилася приземна радіаційна інверсія до висоти близько 600 м; розподіл питомої вологості також характеризується зростанням її висотою (рис. 2.1 а). Якщо при цьому в самому нижньому шарі, наприклад.[6]

До висоти 300 – 400м існує різкий стрибок швидкості вітру, наприклад від 3 до 8 м/с то в результаті турбулентного перемішування нижнього холодного повітря з верхнім більш теплим в цьому шарі відбудеться деякий перерозподіл температури: у самої земної поверхні температура підвищиться, а на певній висоті, в даному випадку на висоті близько 300 м, вона кілька знизиться. Нижня межа інверсії виявиться, таким чином, на деякій висоті від поверхні землі. В тому шарі, де відбулося зниження температури повітря може досягти стану насичення що і зумовить тут освіту під інверсійної хмарності типу St (рис.2.1 б). Подальше турбулентне перемішування під інверсійного щодо холодного повітря з вище розміщених відносно теплим і вологим повітрям призведе до зниження нижньої основи інверсії, до ущільнення хмарності і до її зниження аж до туману (рис. 2.1 в). При цьому верхня частина хмарного шару зазвичай захоплює і самий шар інверсії.

Нерідко освіта низької хмарності типу St або Frst є результатом підняття туману, що найбільш характерно для континентальних районів ранньої осені, після сходу сонця. У таких випадках первинною причиною конденсації є радіаційне вихолодження підстильної поверхні, що призводить

спочатку до утворення туману. При подальшому ж прогріві нижнього шару повітря приземна інверсія руйнується і продукти конденсації турбулентним потоком переносяться на деяку висоту від поверхні землі.[4]

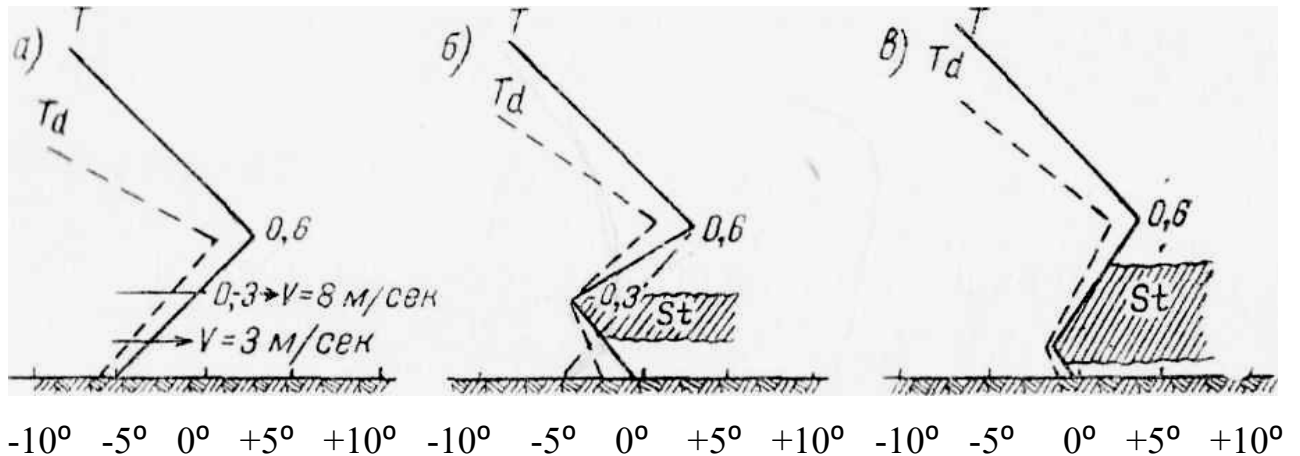


Рис. 2.1 - Типові зміни температури точки роси при утворенні низької хмарності [1]

Освіта низької хмарності, внаслідок турбулентного переносу вологи зверху вниз, часто відбувається у випадках добре вираженою адвекції теплого вологого повітря на холодну підстилаючої поверхню. При цьому вітер у землі може бути досить сильний і хмарність місцями настільки знижується, що переходить в туман. Зона несприятливої погоди може захопити у таких випадках досить великий район, що найчастіше можна зустріти на півдні України і в Прикаспійській низовині.

Одиничними синоптичними умовами, при яких утворюються St-Sc, є теплі сектора циклонів, теплі частини антициклонів (найчастіше їх західна і північна периферія), а також розмиті баричні поля зі слабкими градієнтами тиску. Але нерідко ці хмари утворюються і в тій частині антициклону, де здійснюється адвекція холодного повітря. Це буває тоді, коли холодне повітря приходить з достатньою вологістю або відбувається інтенсивне

випаровування вологи з підстильної поверхні, а інверсія в холодному повітрі розташовується на н великій висоті від поверхні землі. Утворюються в даному, випадку хмари мають звичайно характер Sc.

У тих випадках, коли антициклон досяг стадії високого теплого освіти, суцільний покрив St-Sc може охопити всю область антициклону. Таке положення має місце, коли формування антициклону було пов'язано з вторгненням на континент вологих повітряних мас з атлантичного океану.

З навітряного боку гір і височин до динамічної турбулентності приєднується фактор впорядкованого висхідного руху, що обумовлює завжди збільшення вертикальної потужності St-Sc.[4]

2 ОСОБЛИВОСТІ ПРОЦЕСІВ ТУМАНООУТВОРЕННЯ І НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

2.1 Механізм утворення низької хмарності у різних синоптичних умовах

Шаруваті хмари і туман в теплій повітряній масі Механізм утворення і еволюції шаруватих хмар і туману в теплій і вологій повітряній масі, що переміщається над більш холодною поверхнею, що підстилає, визначається взаємодією таких чинників: турбулентності, впорядкованих вертикальних рухів повітря, теплоти конденсації, довгохвильової і короткохвильової (сонячної) радіації. Турбулентність відіграє основну роль у трансформації теплої і вологої повітряної маси, в процесі якої формуються шаруваті хмари і туман. За своїм походженням турбулентність в охолоджується теплій повітряній масі є динамічною, так як її розвиток викликають головним чином значні вертикальні зрушення вітру. За експериментальними даними, на материку в теплій повітряній масі над холодною поверхнею товщина прикордонного шару атмосфери в більшості випадків не перевищує 600 м. Вертикальний турбулентний обмін викликає пониження температури повітря до висоти 300-600 м. Вище пониження температури теплого повітря при його адвекції над холодною поверхнею буває незначним внаслідок зменшення вертикального зсуву вітру і відповідного ослаблення динамічної турбулентності. [4]

В результаті більшого охолодження в нижньому шарі і меншого охолодження вище лежачому шарі тепла повітряна маса набуває над холодною поверхнею стійку стратифікацію. Якщо в цій повітряній масі до приходу на холодну підстильну поверхню температура і точка роси

знижувалися з висотою, то при переміщенні над холодною поверхнею в її нижньому шарі, товщиною 300-600 м, може сформуватися інверсія. Її утворенню сприяє як більш сильне охолодження нижнього шару теплою повітряної маси, так і збільшення швидкості її перенесення (адвекції) з висотою. У разі швидкості вітру на висоті 10 м більше 5 м/с і швидкості градієнтного вітру більше 12 м/с нижня межа інверсії зазвичай піднята над підстильною поверхнею. Внаслідок охолодження теплого повітря над шаром піднятою інверсії температури зменшується дефіцит точки роси і відповідно знижується рівень конденсації. Якщо рівень конденсації виявляється нижче підстави піднятою інверсії температури, конденсація водяної пари відбувається під шаром інверсії. В результаті виникає під інверсійна шарувата хмарність. Внаслідок адіабатичного охолодження безладно піднімаються обсяги повітря вище рівня конденсації кількість сконденсованого водяної пари зростає з висотою до нижньої межі піднятою інверсії температури. Тому шаруваті хмари мають найбільшу водність у своїй верхній частині. У разі ослаблення вітру і зменшення дефіциту точки роси в приземному шарі теплою повітряної маси в результаті її адвективного охолодження низькі шаруваті хмари опускаються, іноді до земної поверхні; у цих випадках утворюється адвективний туман. Слабка турбулентність в шарі інверсії температури перешкоджає обміну теплом і вологою між нижніми і верхніми шарами теплої повітряної маси. Тому шаруваті хмари і адвективний туман лише іноді проникають в шар інверсії температури. Впорядковані вертикальні рухи повітря в низьких шаруватих хмарах і під ними, як і в адвективном тумані, мають незначну швидкість. Значення за даними розрахунків, як правило, не перевищує 0,5-0,7 см/с, а частіше становить 0,1-0,2 см/с. Впорядковані вертикальні рухи відіграють менш істотну роль у формуванні низьких хмар і туману, ніж турбулентність. У більшості випадків вони лише посилюють або послаблюють вплив вертикального турбулентного обміну на зміну стратифікації теплої повітряної маси в процесі її

трансформації. Впорядковане низхідний рух повітря вище 600-1000 м в області антициклону посилює інверсії температури над шаруватими хмарами і адвективном туманом, перешкоджаючи збільшення їх вертикальної протяжності. [1]

Впорядковане висхідний рух в області циклонічною кривизни ізобар сприяє ослаблення надхмарній інверсії температури або її руйнування і тим самим створює умови для збільшення вертикальної протяжності шаруватих хмар. Теплота конденсації водяної пари, підвищуючи температуру повітря у верхній частині шаруватого хмари і адвективного туману, з одного боку, зменшує вертикальний градієнт температури під шаром інверсії, а з іншого - посилює довгохвильове випромінювання верхній частини хмари туману і тим самим впливає на розвиток інверсії температури над ними. Максимальна водність шаруватих хмар поблизу верхньої межі при температурі від 5 до 0°C буває від 0,5 до 1,0 г/м³. Атмосферний тиск тут складає в середньому близько 920 гПа. При цих умовах підвищення температури біля верхньої межі шаруватих хмар, викликане виділенням теплоти конденсації, буде від 0,9 до 1,8°C. Довгохвильова і короткохвильова радіація відіграє істотну роль в еволюції низьких шаруватих хмар і адвективного туману, якщо над ними не є суцільного покрива Sc, As, Ac. Довгохвильова радіація шаруватих хмар і адвективного туману викликає їх охолодження у верхній частині. Завдяки цьому збільшується водність і відповідно посилюється випромінювання у верхній частині шару хмар і туману. Рівень найбільшого охолодження шаруватих хмар і туману знаходиться трохи нижче верхньої кордону, внаслідок чого інверсія температури нерідко проникає у верхню частину шару цих хмар і туману на глибину від 25 до 100 м.

Короткохвильова радіація Сонця більш ніж на 50 % відбивається від верхньої поверхні шаруватих хмар і туману. Внаслідок цього днем підвищується температура повітря в приземному шарі. У той же час у верхній частині шаруватих хмар і адвективного туману, утворюються в

теплій повітряній масі в холодний період року, приплив тепла від короткохвильової радіації при висоті Сонця опівдні менше 40° виявляється менше втрати тепла, що викликається довгохвильовим випромінюванням. Отже, повітря над шаруватими хмарами і адвективном туманом трохи охолоджується навіть у біля полудневі годинник. В результаті підвищення температури повітря в приземному шарі і пониження її над хмарами і туманом у другій половині дня відбувається збільшення вертикального градієнта температури до максимального значення між 15 і 18 год. Місцевого часу. У середньому вертикальний градієнт температури збільшується вдень і при шаруватій хмарності з висотою НГО 200 м і менше, а близько 6 години ранку він досягає мінімуму. Збільшення вертикального градієнта температури в другій половині дня призводить до посилення вертикального турбулентного обміну в підінверсійному шарі, а підвищення температури повітря в приземному шарі - до зростання дефіциту точки роси на висоті 2 м і до відповідного підвищення рівня конденсації. Наслідком усього цього є збільшення висоти нижньої межі шаруватих хмар і розсіювання адвективного туману приземному шарі в після полуденні години. Наприкінці весни під впливом сонячної радіації часто відбувається повне розсіювання низьких шаруватих хмар і адвективного туману середині дня. Вночі внаслідок ослаблення вертикального турбулентного обміну, обумовленого зменшенням вертикального градієнта температури і зниженням рівня конденсації, викликаного зменшенням дефіциту точки роси, нижня межа шаруватих хмар знижується, а туман відновлюється. Дещо інакше, ніж описано вище, відбувається формування шаруватих хмар і туман у разі адвекції теплої і вологої повітряної маси на холодну підстилаючої поверхня при швидкості вітру на висоті 10 м, не більше 5 м/с і швидкості градієнтного вітру менше 12 м/с. Внаслідок слабкого турбулентного обміну в теплому вологому охолоджующомуся повітрі замість початкового падіння температури точки роси з висотою утворюється приземна інверсія температури точки роси. В

результаті того, що в приземному шарі повітря температура виявляється нижче початкового значення точки роси на 2-3 °С утворюється туман. Потужність його з часом зростає по мірі подальшого адвективного пониження температури нижнього шару теплої повітряної маси. Разом з тим росте і кількість сконденсованої водяної пари, що визначає видимість у тумані. Внаслідок найбільшого виділення теплоти конденсації поблизу земної поверхні і охолодження повітря у верхній частині шару туману руйнується нижня частина приземної інверсії температури. При цьому посилюється вертикальний турбулентний обмін в шарі зруйнованої інверсії, завдяки чому встановлюється вологоадіабатична або близька до нею стратифікація в шарі туману і відбувається зростання водності його з висотою (малюнок в). Над материком шаруваті хмари і адвективний туман утворюються в теплій повітряній масі переважно в холодний період року. У цей період еволюція низьких хмар і туман в глибині материка залежить від снігового покриву. З пониженням температури приземного шару теплого повітря до -10°C нижня межа шаруватих хмар підвищується, а адвективний туман перетворюється на низьку шарувату хмарність. При температурі нижче -10°C і досить розвиненому турбулентному обміні над сніговим покривом шаруваті хмари перетворюються в шарувато-купчасті.[4]

Основні принципи прогнозу низьких шаруватих хмар і адвективного туману
Прогноз низьких шаруватих хмар і адвективного туману в загальному вигляді повинен містити наступні основні операції:

а) визначення району, з якого очікується надходження повітряної маси в район прогнозу;

б) вивчення умов погоди в районі, звідки очікується перенесення повітряної маси в район прогнозу;

в) оцінка можливих змін умов погоди, пов'язаних з трансформацією повітряної маси шляхом перенесення, з впливом добового ходу

метеорологічних величин у період переміщення повітряної маси, з впливом еволюції атмосферних фронтів.[12]

2.2 Пояснення до процесів утворення продуктів конденсації

Якщо конденсація водяної пари відбувається безпосередньо поблизу від земної поверхні, у приземному шарі атмосфери утворюється сукупність завислих у повітрі крапель, що приводить до зменшення горизонтальної дальності видимості L_m . Якщо видимість $L_m < 1$ км – явище носить назву туману, якщо видимість $L_m > 1$ км, але менша за 10 км – димки. [1, 2]

Тумани розподіляються на види за дальністю видимості L_m : слабкі $L_m < 50$ м, помірні $L_m = 50 \div 500$ м; сильні $L_m = 500 \div 1000$ м. дальність видимості є інтегральною характеристикою мікроструктури тумана і обумовлюється розсіюванням сонячного світла аерозольними частинками (крапельками), що складають тумани. Інтенсивність розсіювання залежить від концентрації частинок та їхнього розподілу за розмірами. Ці характеристики визначають насиченість водяною парою туману: Q_w – абсолютна водність – маса води в 1 см^3 туманного повітря і питома водність δ_m – маса води, що утримується в одиниці маси повітря (г/ г). Сума абсолютної вологості повітря і абсолютної вологості туману має назву «абсолютний вологовміст» повітря Q .

$$Q = a + Q_w \quad (2.1)$$

У тумані абсолютна вологість близька до насиченої a_m , і запишемо

$$Q_w = Q - a_m \quad (2.2)$$

Таким чином, водність туману може зростати за рахунок збільшення вологовмісту повітря і падіння температури, що призводить до зменшення абсолютної вологості. Вологовміст повітря збільшується під впливом випаровування, горизонтального та вертикального перемішування. Зниження температури відбувається за рахунок турбулентного теплообміну, теплообміну з земною поверхнею, адіабатичного охолодження при висхідних рухах, адвекції.[4]

За умовами виникнення виділяють: тумани охолодження (адвективні, радіаційні, адіабатичні), тумани змішування та тумани випаровування; за температурою: теплі, холодні; за агрегатним станом: водяні, льодяні, змішані. Найбільшу повторюваність мають адвективні тумани. Вони найбільш інтенсивні, тобто мають найменшу видимість та найбільшу тривалість існування.[5]

2.3 Тумани охолодження

Адвективні тумани виникають у теплій повітряній масі, яка переміщується на більш холодну підстильну поверхню і вихолоджується завдяки турбулентному і радіаційному теплообміну з цією поверхнею. Утворенню такого туману сприяють велика різниця між температурою підстильної поверхні та температурою повітря, вологість теплового потоку повітря та його велика відносна вологість, помірна швидкість вітру, помірно

стійка температурна стратифікація й порівняно слабкий турбулентний обмін.[2]

Радіаційні тумани утворюються завдяки нічному радіаційному охолодженню земної поверхні й прилеглому шару повітря та слабкому турбулентному перемішуванню. Такі умови спостерігаються на протязі безхмарної та довгої ночі у відносно вологому повітрі, коли вихолодження приводить водяну пару до стану насичення. Радіаційні тумани мають добовий та річний хід. Радіаційний туман у стадії димки зароджується коли після заходу Сонця і початку утворення приземної інверсії температура досягла температури точки роси. За рахунок нічного радіаційного вихолодження водність туману зростає і у тонкому приземному шарі дальність видимості зменшується до 100-200 м. Подальше радіаційне охолодження сприяє виникненню оптичного товстого і сталого шару туману з добре помітною інверсією температури безпосередньо над його верхньою межею. Сприятливими умовами для утворення радіаційного туману є відсутність хмар, що забезпечує велике ефективне випромінювання, висока відносна вологість повітря. Після сходу Сонця радіаційні тумани швидко розсіюються. Руйнування тумана починається від земної поверхні, при піднятій шар туману, що існує ще деякий час, фіксується як шарувата хмара.[3]

Якщо відомі фізичні процеси утворення туману, то можна розрахувати температуру туманоутворення для туману заданої водності. При утворенні радіаційного туману необхідно, щоб температура досягла температури точки роси й охолодження продовжувалось, щоб сконденсувалось достатньо води для виникнення туману:

$$\Delta T = \Delta T_1 + \Delta T_2 \quad (2.3)$$

де ΔT_1 – зниження температури до температури точки роси,
 ΔT_2 – зниження температури для виникнення туману з водністю δ .

$$\Delta T_1 = 0,115 \cdot T \cdot (2 - \lg f) \quad (2.4)$$

де T – температура повітря (К) у термін 21 год.,
 f – відносна вологість (%),
 e – парціальний тиск водяної пари (гПа). $\Delta T_2 = 19 \cdot \delta / e$, де δ – водність туману (г/м³).

Метеорологічна дальність видимості S_m в тумані залежить від його водності δ (г/м³) і розміру крапель r^* :

$$S_m = 2,6 \cdot \frac{r^*}{\delta} \quad (2.5)$$

Адіабатичні тумани(тумани схилів). У гірській місцевості спостерігаються тумани, які утворюються при підйомі повітря вздовж схилів, що супроводжується адіабатичним вихолодженням.[1]

2.4 Тумани змішування

Утворюються при надходженні холодного повітря на більш теплу підстильну поверхню. Холодне вологе повітря швидко змішується з порівняно теплим вологим шаром повітря (рис.2.1).

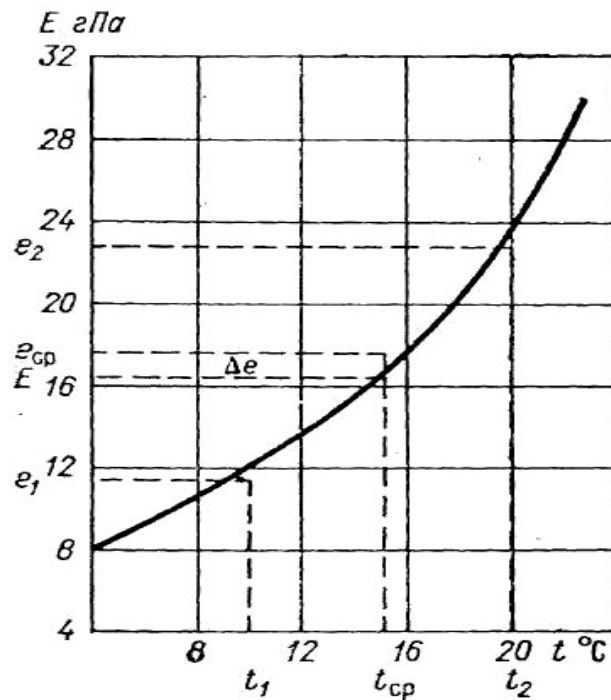


Рис. 2.1 Конденсація при змішуванні холодної (t_1, E_1) і теплої повітряних мас (t_2, E_2)

Цей процес протікає дуже інтенсивно і туман утворюється вже через декілька хвилин після початку адвекції. Тумани змішування часто утворюються у холодну пору року над акваторіями морів та великих озер. Основний чинник початку конденсації в теплому повітрі – різне степеневе зростання тиску насичення водяної пари при низьких і високих температурах при однаковому охолодженні. Теорія формування туману змішування розроблена Л.Т. Матвеевим. Якщо припустити, що змішуються одиничні маси теплої і відносно холодної вологої ненасиченої повітря, то характеристики суміші – середня арифметична температури і середня масова частка водяної пари. Конденсація почнеться, якщо тиск насичення, що відповідає середній температурі суміші буде вищий за середній тиск насичення. Різниця масових часток водяної пари при цьому перейде у воду.[4]

2.5 Тумани випаровування

Виникають у відносно холодному повітрі завдяки припливу водяної пари, яка утворилась за рахунок випаровування води з теплої підстильної водяної поверхні. Сприятливі умови для утворення туманів випаровування виникають у холодну пору року над теплою поверхнею океанів та морів, особливо при додатній температурі повітря над водою. Вони особливо часто утворюються над арктичними морями, де температур відкритої води значно вища за температуру льоду або снігу. Повітря, що переміщується з материка при переході НП водну поверхню є значно холоднішим від води. Під впливом інтенсивного випаровування з водної поверхні над ополонками виникає туман.[2]

Холодне повітря знизу нагрівається від теплої підстильної поверхні і стає у нижній частині нестійким. Нестійкість сприяє розвиненню інтенсивного турбулентного перемішування, тобто тепло - і волого обміну. Вище тонкого шару нестійкості зберігається інверсія адвективного походження, що утворилася при переміщенні теплого повітря на холодну підстильну поверхню. Під її впливом водяна пара затримується у під інверсійному шарі, що сприяє виникненню дуже щільних туманів невеликої вертикальної протяжності.[1, 2]

3 РОЗРОБКА МЕТОДУ ПРОГНОЗУ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ДЛЯ СТ. ОДЕСА

3.1 Кліматологія синоптичних умов утворення низької хмарності.

На першому етапі проводилося визначення повторюваності випадків утворення низької хмарності для ст. Одеса. У якості вихідних для цього використовувалися дані щоденників погоди за період з 2014 по 2018 рр. При цьому за окремий випадок рахувався строк появи даних про шарувату (розірвано-шарувату) хмарність без врахування періоду її подальшого існування. У разі зміни синоптичної ситуації протягом одного періоду існування низької хмарності він рахувався у випадку її збереження протягом не менше 6 годин після зміни синоптичної ситуації.

Залежно від вкладу тих чи інших факторів синоптичні умови виникнення низької шаруватоподібної хмарності бувають різними. При цьому основним показником процесу служить напрямок перенесення в нижній тропосфері.

Найбільшу повторюваність мають умови, при яких низька хмарність утворюється в результаті адвекції тепла, при якій відбувається охолодження повітря від холодної підстильної поверхні. З даних табл. 3.1 видно, що в 72% випадків низька хмарність утворюється при адвекції теплого повітря і тільки в 13% випадків - при адвекції холодного повітря.

Таблиця 3.1 - Повторюваність (%) внутрішньомасові низької хмарності в залежності від синоптичного положення до початку її утворення по ст. Одеса

Низька хмарність			
Тепла повітряна маса		Холодна повітряна маса	
Західна периферія антициклону	Теплий сектор циклону	Тилова частина циклону, східна периферія антициклону	Малоградвентне баричне поле
32	40	13	15

Аналіз повторюваності випадків освіти низької хмарності дозволяє зробити висновок, що в холодну пору року адвекція теплого вологого повітря частіше спостерігається на периферії антициклонів.

Шарувата і шарувато-купчасті хмарність найчастіше спостерігаються в межах однієї повітряної маси. Сприятливими синоптичними умовами для її виникнення є:

1) при процесах, що обумовлюють адвекцію теплого і вологого повітря - південно-західні (західні) периферії антициклонів, теплі сектора і передні частини циклонів;

2) при надходженні водяної пари в нижні шари атмосфери від підстильної поверхні - східні периферії розвиваються антициклонів, тиллові частини циклонів при адвекції холоду, малоградієнтне баричне поле і, рідше, в центральних частинах малорухомих антициклонів.

3.2 Побудова графічної залежності вертикального градієнту від дефіциту біля поверхні землі

У якості вихідної інформації використовувалися дані радіозондування по ст. Одеса (33837) за перехідні періоди з 2014 р. по 2018 р. (з осені та весни 2014 р. по осінь та весну 2018 р.). Всього відібрано 60 випадків.

Розраховано вертикальний градієнт температури від землі до поверхні 300 м, використано дані про дефіцит вологості і рівень конденсації (Додаток А.1– Вихідні дані за перехідні періоди з осені 2014р. по весну 2018р. ст. Одеса (33837)). Але НМХ (нижня межа хмарності, або рівень конденсації) може бути і вище ніж 300 м, тому їх можна вважати за викид. За даними, що відповідають критеріям побудовано графік для випадків рівня конденсації ≈ 300 м (рис. 3.1).

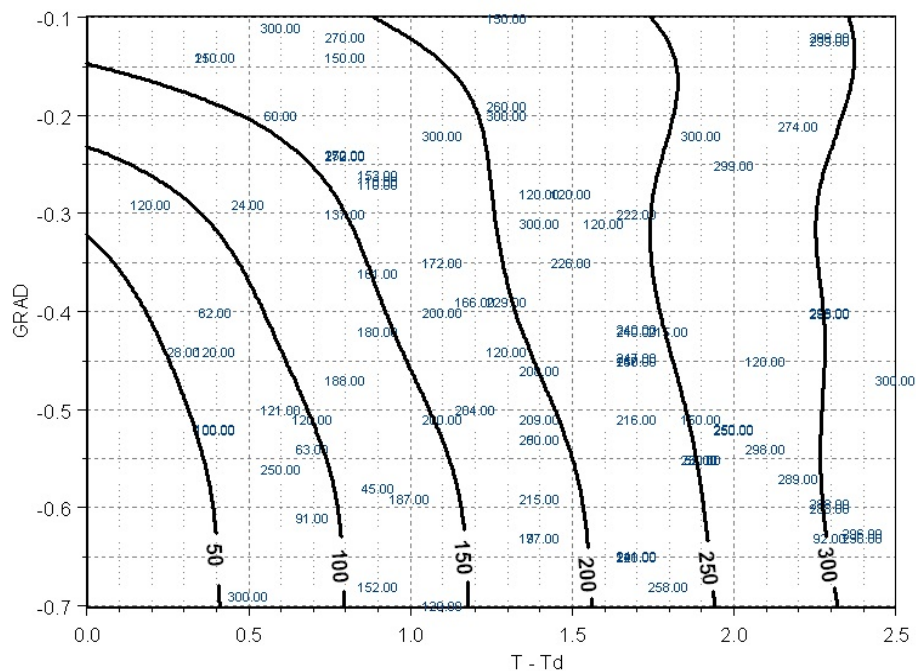


Рис. 3.1 – Залежність вертикального градієнта в шарі земля-300 м і приземного дефіциту вологості від висоти НМХ

Та проведено ізолінії по висоті хмарності через кожні 50 метрів. Тепер з допомогою прогностичних значень дефіциту біля поверхні землі та вертикальному градієнті в шарі земля – 300 метрів, можна с прогнозувати НМХ для станції Одеса.

3.3 Аналіз оцінки успішності нижньої межі хмарності. Загальні відомості

Набираємо певну кількість випадків, адже чим їх більше тим точніші розрахунки аналізу успішності прогнозу нижньої межі хмарності, та приводимо до зручного вигляду (Додаток А.2 Вихідні данні для аналізу успішності графічного методу прогнозу НМХ). При наборі випадків слід відкидати випадки в яких присутня інверсія в шарі 0-300м, та ізотермія від поверхні землі (Додаток Б.1,2). Саме в таких випадках вертикальний градієнт має додатне значення, а отже є помилкою при використанні методу.

Для оцінки успішності методу доцільно скористатися критеріями Н. А. Багрова, та М. А. Обухова.

Для початку побудуємо таблицю спряженості. Для цього рекомендують таблицю такого виду (табл. 3.2).

Таблиця 3.2 – Зразок таблиці спряженості

Прогнозувалося	Відбулося		Σ
	Збулось	Не збулось	

Прогнозувалося	n_{11}	n_{12}	n_{10}
Не прогнозувалося	n_{21}	n_{22}	n_{20}
Σ	n_{01}	n_{01}	n_{00}

1. Повторюваність прогнозів що виправдались, за формулою (3.1):

$$U = \frac{n_{11} + n_{22}}{n_{00}} \quad (3.1)$$

2. Критерій Н. А. Багрова, за формулою (4.2):

$$H = \frac{u - u_0}{1 - u_0} \quad (3.2)$$

в якій $u_0 = \frac{n_{11}n_{10} + n_{02}n_{20}}{n_{00}}$ повторюваність виправданих випадків.

Відповідно до критерію є розподіл, якщо $H = 0$ то метод прогнозування є ненадійним, якщо ж $H = 1$ або максимально приближене до одного то такий метод є більш досконалим а отже і надійним. Встановлено, що прогнози з $H < 0,33$ є ненадійними.

3. Критерій М. А. Обухова, за формулою (3.3):

$$Q = 1 - (\alpha + \beta) \quad (3.3)$$

в якій $\alpha = \frac{n_{12}}{n_{02}}$ та $\beta = \frac{n_{21}}{n_{01}}$ умовні повторюваності не виправданих прогнозів.

Відповідно критерію якщо $Q = 0$ то це ненадійний прогноз, якщо воно

максимально близько до одиниці або ж $Q = 1$ то такий прогноз вважають надійним.[13]

3.4 Розрахунок оцінки успішності методу прогнозу НМХ < 100м.

Для цього з вибірки на 248 набраних випадків відібрали випадки з НМХ нижче 100 м., та для зручності записали в такий вигляд (табл. 3.3).

Таблиця 3.3 – Спряженість для прогнозу низької хмарності нижче 100 м.

<100 м.			
Прогнозувалося	Відбулося		Σ
	Збулось	Не збулось	
Прогнозувалося	1	2	3
Не прогнозувалося	17	232	249
Σ	18	234	252

Після розподілу випадків розраховуємо оцінку успішності методу за вище перерахованими пунктами розрахунки для зручності проведено в програмі Windows Excel 2007 та збережено у вигляді таблиці (табл. 3.4).

Таблиця 3.4 – Розраховані критерії для оцінки успішності прогнозу НМХ нижче 100 м

U	0,9
H	0,1
Q_0	0,1

Де видно що повторюваність прогнозів дорівнює 0,9, критерії Багрова та Обухова прирівнюються до ненадійного методу прогнозу, так як вони достатньо близько до нуля.

3.5 Розрахунок оцінки успішності прогнозу НМХ в градації 100 – 200м.

З вибірки вибираємо випадки прогнозування НМХ в діапазонні від 100 до 200 м, та зводимо їх до рекомендованого вигляду (табл. 4.5).

Таблиця 3.5 – Спряженість для прогнозу низької хмарності від 100 до 200 м.

101-200 м.			
Прогнозувалося	Відбулося		Σ
	Збулось	Не збулось	
Прогнозувалося	6	9	15
Не прогнозувалося.	36	201	237
Σ	42	210	252

Після проводимо ті ж самі маніпуляції для розрахунку оцінки успішності (табл. 3.6).

Таблиця 3.6 – Розраховані критерії для оцінки успішності прогнозу НМХ в градації 100 – 200 м.

U	0,8
H	0,1
Q_0	0,2

Для цієї градації повторюваність дорівнює 0,8 , а значення критерію Багрова вказує на те що саме для цієї градації та для цього методу прогноз є ненадійним. З цим розрахунком майже збігається й розрахунок критерію Обухова так як значення його рівне 0,2 що теж свідчить про ненадійність прогнозу.

3.6 Розрахунок оцінки успішності методу прогнозу НМХ в градації 200 – 300м.

Приступаємо до розрахунку градації прогнозу низької хмарності від 200 до 300 м., та знову приводимо до зручного для розрахунку вигляду (табл. 3.7).

Таблиця 3.7 – Спряженість прогнозу низької хмарності від 200 до 300м.

201-300 м.			
Прогнозувалося	Відбулося		Σ
	Збулось	Не збулось	
Прогнозувалося	14	12	26
Не прогнозувалося.	10	216	226
Σ	24	228	252

А тепер проводимо розрахунки та записуємо їх в зручний вигляд в таблицю (табл. 3.8).

Таблиця 3.8 - Розраховані критерії для оцінки успішності прогнозу в градації 200 – 300 м

U	0,9
H	0,5
Q_0	0,6

Для цієї градації повторюваність дорівнює 0,9 а критерій Багрова дорівнює 0,5 що свідчить про те що прогноз можна прийняти як надійний тому що критерій надійності від 0,33. Але критерій Обухова вказує на те що прогноз є досить таки надійним.

3.7 Розрахунок оцінки успішності методу прогнозу НМХ для градації > 300м.

Тепер з вибірки беремо випадки коли НМХ була рівно. Або більшою 300 м., та записуємо до таблиці (табл.3.9).

Таблиця 3.9 – Спряженість для прогнозу низької хмарності вище 300 м

>300 м.			
Прогнозувалося	Відбулося		Σ
	Збулось	Не збулось	
Прогнозувалося	61	38	99
Не прогнозувалося.	8	145	153
Σ	69	183	252

Знову розрахунки записуємо в табличний вигляд (таблиця 4.10).

Таблиця 3.10 – Розраховані критерії для оцінки успішності прогнозу НМХ більше 300м

U	0,8
H	0,6
Q_0	1

Після розрахунків видно що повторюваність не перевищує значення 0,8 а критерій Багрова 0,6 та вказує на ненадійність методу прогнозу, тоді коли критерій Обухова рівний 1 що свідчить про протилежне. Тобто для цієї градації за критерієм Обухова прогноз є надійним.

3.8 Загальний розрахунок оцінки успішності методу прогнозу НМХ

Загальний аналіз оцінки успішності методу дав наступні результати (таблиця 3.11).

Таблиця 3.11 – Спряженість для прогнозу нижньої межі хмарності над ст. Одеса

Загальний			
Прогнозувалося	Відбулося		Σ
	Збулось	Не збулось	
Прогнозувалося	114	49	163
Не прогнозувалося	32	57	89
Σ	146	106	252

Після побудови таблиці розрахунки дали такі результати (таблиця 3.12).

Таблиця 3.12 – Розраховані критерії для оцінки успішності прогнозу нижньої межі хмарності

U	0,7
H	0,7
Q_0	1

Це свідчить про те що повторюваність не перевищує значення 0,7 а критерій Багрова теж рівний 0,7 на те що прогноз є надійним, а критерій Обухова рівний 1 що теж свідчить про його надійність. Тобто загальний аналіз дає значення що свідчать про успішність методу в цілому.

ВИСНОВКИ

1) Головними метеорологічними умовами утворення низької хмарності є наявність піднесеного затримуючого шару (інверсії, ізотермії), адвекція теплого і вологого повітря у граничному шарі атмосфері та слабкий турбулентний обмін у підінверсійному шарі повітря.

2) розробка та адаптації методу прогнозу низької хмарності для конкретного пункту з урахуванням вертикальної структури метеовеличин у шарі хмароутворення на відміну від існуючих методів прогнозу, які базуються на врахуванні різниці між характеристиками метеовеличин у пункті прогнозу і вихідному районі.

3) Проведена типізація процесів утворення низької хмарності враховує особливості вертикальної стратифікації атмосфері (ступінь насичення повітря водяною паром, значення вертикального градієнту температури та розташування затримуючих шарів, висота рівня конденсації) і дозволяє більш коректно підійти до обробки вихідних даних, відсікаючи випадки у яких на утворення низької хмарності не впливають вибрані предиктори.

4) Графічна обробка сформованого масиву даних дозволила одержати демаркаційні лінії за допомогою яких можна виконувати прогноз висоти нижньої межі неконвективної хмарності нижнього ярусу для ст. Одеса. Перевірка успішності методу, його завчасність, оцінка інформативності предикторів, що входять до нього, являють собою завдання, які будуть вирішуватися у подальших дослідженнях.

5) Аналіз успішності методу прогнозу НМХ, показав:

- Для градації $< 100\text{м}$ прогноз є ненадійним;
- Для градації $101\text{-}200\text{м}$ прогноз є надійним;

- Для градації 201-300м прогноз є надійний;
- Для градації >300м прогноз є надійний;
- Загальний прогноз є надійним.

Отже для станції Одеса успішно працює три градації з чотирьох а саме з 101-200, до >300м прогнози є надійним, загальний аналіз дає значення надійного прогнозу на 75%.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Богаткин О.Г. Авіаційна метеорологія. Підручник. – СПб.: Видавництво РГГМУ, 2005. – 238 с.
2. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія: Конспект лекцій – Дніпропетровськ: ПБП «Економіка», 2006. – 140 с.
3. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации // Под ред. Абрамович К.Г., Васильева А.А. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 301 с.
4. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды – часть II. Под ред. И. Г. Пчелко., Техн. ред. А. А. Соловейчик., Коректор. А. И. Вайцман. – Гидрометиздат. Ленинград, В.О., 2-я линия, 1954. – 228 с.
5. Авиационные прогнозы погоды. Учебное пособие. Гидрометиздат. 2004. – 67 с.
6. Абрамович К.Г. К характеристике атмосферных процессов в дни с нижней облачностью. Труды ЦИП, вып. 136, 1964.
7. Абрамович К.Г., Глазунов В.Г. Условия формирования и эволюции нижних облаков на Украине в ноябре – декабре 1962 г. Труды ЦИП, вып. 157, 1966.
8. Берлянд М.Е. Теория изменения ветра с высотой. Труды НИУ ГУГМС, серия 1, вып. 25, 1947.
9. Бурцев А.И., Ветлов И.П. Построение траекторий воздушных частиц с помощью электронных вычислительных машин. Труды ЦИП, вып. 128, 1963.
10. Blackadar A.K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions/ BAMS? Vol. 38, No. 5, May 1957
11. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія та кліматологія. Конспект лекцій – Одеса:, 2007. – 201с.

12. Абрамович К.Г., Хргиан А.Х. Исследование условий возникновения слоистообразной облачности нижнего яруса. Труды ЦАО, вып. 28, 1960.
13. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Издание второе, переработанное и дополненное. Ответственный редактор Смирнов П.И., Тараканов Г.Г. Гидрометиздат, 2-е изд., перераб. и доп., 1977г.
14. Арраго Л. А., Швец М. Е. К теории образования неконвективной облачности. Труды ГГО, вып. 121, 1960
15. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат. Л., 1960
16. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1961
17. Цверева В.Г. Некоторые характеристики ветра в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 161, 1964. 10.

ДОДАТОК А

кафедри метеорології та кліматології
на магістерську роботу студентки гр. МНЗ–II М
гідрометеорологічного інституту ОДЕКУ

Кінцурашвілі Рамаз

Тема магістерської роботи:

«Адаптація методу прогнозу низької хмарності для ст. Одеса»

Кваліфікаційна магістерська робота виконана в рамках науково-дослідних робіт «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» (2015-2019 рр., ДР № 0115U006532).

В.о. зав. кафедрою
метеорології та кліматології

к.геогр.н., доц. Прокоф'єв

Додаток Б
Табличний матеріал

Додаток Б1

Вихідні дані на основі яких було розроблено графічний метод прогнозу НМХ

№	γ , °C/100 м	D , °C	НМХ, м	Рік
1	-0,55	2,6	120	2018
2	-0,42	0,9	180	
3	-0,14	0,8	150	
4	-0,20	0,6	60	
5	-0,24	0,8	150	
6	-0,45	1,7	150	
7	-0,44	1,3	120	
8	-0,31	1,4	300	
9	-0,44	0,4	120	
10	-0,61	2,8	150	
11	-0,65	1,7	120	
12	-0,14	0,4	210	
13	-0,11	0,6	300	
14	-0,47	2,5	300	
15	-0,55	1,9	55	
16	-0,58	0,9	45	
17	-0,60	2,8	108	
18	-0,63	2,3	92	
19	-0,69	0,5	300	
20	-0,14	0,4	150	
21	-0,29	0,5	24	
22	-0,29	0,2	120	
23	-0,91	0,6	300	
24	-0,24	0,8	150	
25	-0,14	0,8	150	
26	-0,42	0,9	180	
27	-0,12	0,8	270	
28	-0,51	0,7	120	
29	-0,56	0,6	250	
30	-0,53	1,4	200	
31	-0,53	1,4	250	
32	-0,51	1,1	200	
33	-0,31	1,4	300	
34	-0,44	1,3	120	
35	-0,10	1,3	150	
36	-0,22	1,1	300	
37	-0,28	1,4	120	
38	-0,28	1,5	120	
39	-0,31	1,6	120	
40	-0,65	1,7	120	
41	-0,45	1,7	150	
42	-0,55	1,9	250	
				2017

Продовження додатку Б.1

№	γ , °C/100 м	D , °C	HMX, м	Рік	
43	-0,20	1,3	300	2017	
44	-0,22	1,9	300		
45	-0,51	1,9	150		
46	-0,88	2,2	150		
47	-0,45	2,1	120		
48	-0,40	2,3	298		
49	-0,12	2,3	299	2016	
50	-0,21	2,2	274		
51	-0,52	2	250		
52	-0,52	0,4	100		
53	-1,05	1,2	191		
54	-0,42	1,7	240		
55	-0,84	2,1	298		
56	-0,27	0,9	110		
57	-0,77	1,8	276		
58	-0,76	1,8	249		
59	-0,35	1,5	226		
60	-0,76	2,2	298		
61	-0,63	2,4	296		
62	-0,40	1,1	200		
63	-0,19	1,3	260		
64	-0,24	0,8	272		
65	-0,72	0,5	70		
66	-0,45	1,7	247		
67	-0,65	1,7	241		
68	-0,91	0,6	76		
69	-0,74	2,5	300		
70	-0,60	2,3	288		
71	-0,81	1,6	176		2015
72	-0,68	1,8	258		
73	-0,79	1,6	230		
74	-0,42	1,8	215		
75	-0,44	0,3	28		
76	-0,26	0,9	153		
77	-0,51	1,4	209		
78	-0,30	1,7	222	2018	
79	-0,70	1,1	129		
80	-0,30	0,8	137		
81	-0,25	2	299		
82	-0,63	1,4	177		
83	-0,57	2,2	289		
84	-0,50	1,2	204		

Продовження додатку Б.1

№	γ , °C/100 м	D , °C	HMX, м	Рік
85	-0,47	0,8	188	2018
86	-0,71	1,6	243	
87	-0,59	1,4	215	
88	-0,36	0,9	161	
89	-0,63	1,4	197	
90	-0,35	1,1	172	
91	-0,74	1	174	
92	-0,46	1,4	208	
93	-0,81	1,2	188	
94	-0,81	1,9	235	
95	-0,74	2	232	
96	-0,51	1,7	216	
97	-0,39	1,3	229	
98	-0,54	0,7	63	
99	-0,73	1,8	196	
100	-0,59	1	187	
101	-0,61	0,7	91	
102	-0,72	1,8	203	
103	-0,54	2,1	298	
104	-0,68	0,9	152	
105	-0,40	0,4	62	
106	-0,39	1,2	166	
107	-0,50	0,6	121	
108	-0,56	5	130	
109	-0,51	1,9	150	
110	-0,38	2,9	300	
111	-0,28	1,4	120	
112	-0,29	0,5	24	
113	-0,10	1,3	150	
114	-0,12	0,8	270	

Додаток Б.2

Вихідні данні для аналізу успішності графічного методу прогнозу НМХ

Дата	Строк	γ , °C/100 м	D	D'	Прогнозована H НМХ	Вид хмарності	H НМХ в наявності
20.01.2018	8-00	-0,73	1,1	2,9	>150	Ns	400
	14-00				>300	Ns	300
22.01.2018	8-00	-0,51	1,1	12,3	>150	Sc	200
	14-00				>300	Sc	500
23.01.2018	8-00	-0,68	2,7	5,5	>300	As	2500
	14-00				>300	As	2500
24.01.2018	8-00	-0,64	2,7	6	>300	As	2600
	14-00				>300	As	2700
25.01.2018	8-00	-0,79	2	3,5	>300	Sc	400
	14-00				>300	Sc	450
26.01.2018	8-00	-0,8	2,7	2,2	>300	Sc	350
	14-00				>300	Ns	300
27.01.2018	8-00	-0,7	2,6	2,4	>300	Ns	400
	14-00				>250	Ns	200
28.01.2018	8-00	-0,53	1,4	1,4	>150	St	200
	14-00				>150	Ns	250
29.01.2018	8-00	-0,88	4,4	6,3	>300	Ns	350
	14-00				>300	Ns	100
30.01.2018	8-00	-0,88	4,4	2	>300	Ns	400
	14-00				>300	Ns	400
31.01.2018	8-00	-0,65	2,4	4,3	>300	Ns	450
	14-00				>300	St	250
01.02.2018	8-00	-0,85	2,3	1,3	>300	Sc	500
	14-00				>300	Sc	400
02.02.2018	8-00	-0,74	2,8	1,2	>300	Cb	500
	14-00				>300	Cb	400
03.02.2018	8-00	-0,74	3,3	1,2	>300	Sc	1000
	14-00				>300	Sc	600
04.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		500
	14-00				Приземна інверсія		20000
05.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		20000
	14-00				Приземна інверсія		25000
06.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		2000
	14-00				Приземна інверсія		500
07.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		150
	14-00				Приземна інверсія		200
08.02.2018	8-00	-0,55	1,9	1,4	>250	Sc	700
	14-00				>150	Sc	600
09.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00				Приземна інверсія		Небо не видно

Продовження додатку Б.2

Дата	Строк	$\gamma, ^\circ\text{C}/100$ м	D	D'	Прогнозована H НМХ	Вид хмарності	H НМХ в наявності
10.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00						200
11.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00						Небо не видно
12.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		25000
	14-00						20000
13.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		27000
	14-00						27000
14.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		500
	14-00						500
15.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		500
	14-00						300
16.02.2018	8-00	-0,77	1,8	0	>300	небо не видно	
	14-00				>300	небо не видно	
17.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00						27000
18.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		600
	14-00						500
19.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		2700
	14-00						700
20.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		600
	14-00						400
21.02.2018	8-00	-0,41	3,4	6,3	>300	St	250
	14-00				>300	Ac	2500
22.02.2018	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		300
	14-00						500
24.02.2018	8-00	-0,75	5	0,8	>300	Sc	400
	14-00				>300	St	300
01.10.2017	8-00	-0,9	6	0	>300	Sc	500
	14-00				>300	Sc	1000
02.10.2017	8-00	-0,66	4,1	3,8	>300	As	2500
	14-00				>300	Sc	400
03.10.2017	8-00	-0,7	6	6,1	>300	Sc	500
	14-00				>300	Sc	1000
04.10.2017	8-00	-0,91	5	5,4	300	St	300
	14-00				>300	Sc	500
05.10.2017	8-00	-0,33	4,2	0	>300	Cs	20000
	14-00				-	-	-
09.10.2017	8-00	-0,56	5	0,6	>300	Sc	130
	14-00				>50	Sc	250

Продовження додатку Б.2

Дата	Строк	γ , °C/100 м	D	D'	Прогнозована H НМХ	Вид хмарності	H НМХ в наявності
10.10.2017	8-00	-0,51	1,9	0,7	>250	Sc	150
	14-00				>100	St	120
11.10.2017	8-00	-0,65	2,8	1,9	>300	Sc	540
	14-00				>200	Sc	810
13.10.2017	8-00	-0.1	4.9	7.1	>300	Ac	2300
	14-00				>300	Ci	25000
14.10.2017	8-00	-0,10	4,9	2,9	>300	Ясно	
	14-00				>300	Sc	150
15.10.2017	8-00	-0,38	2,9	0	>300	Sc	300
	14-00				>300	Неба не видно	
16.10.2017	8-00	-0,28	1,4	1,5	>200	St Fr	120
	14-00				>200	St Fr	120
17.10.2017	8-00	-0,29	0,5	0,2	>100	St	24
	14-00				>50	St	120
18.10.2017	8-00	-0,22	1,1	1,9	>150	St	360
	14-00				>250	St	360
28.10.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		500
	14-00						400
29.10.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00						350
30.10.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		400
	14-00						Небо не видно
31.10.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		300
	14-00						20000
01.11.2017	8-00	-0,47	3,9	0,2	>300	Ясно	
	14-00				<50	St	100
02.11.2017	8-00	-0,1	1,3	3,2	>200	Sc	150
	14-00				>300	St	120
03.11.2017	8-00	-0,55	2,3	2,5	>300	Ac	2700
	14-00				>300	Ac	2700
04.11.2017	8-00	-0,12	0,8	8,6	>150	St	270
	14-00				>300	Ci	2700
05.11.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		300
	14-00						300
06.11.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Ясно
	14-00						2600
07.11.2017	8-00	-0,55	2,6	10,1	>300	Cb	120
	14-00				>300	Sc	150
09.11.2017	8-00	-0,2	1,9	3,4	>250	Sc	300
	14-00				>300	Cu	150

Продовження додатку Б.2

Дата	Строк	γ , °C/100 м	D	D'	Прогнозована H НМХ	Вид хмарності	H НМХ в наявності
12.11.2017	8-00	-0,42	0,9	3,3	>100	Sc	180
	14-00				>300	St	420
13.11.2017	8-00	-0,44	2,1	3,2	>250	St	570
	14-00				>300	Sc	2580
14.11.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		150
	14-00						200
15.11.2017	8-00	-0,05	5	8,7	>300	Sc	350
	14-00				>300	Sc	150
16.11.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		2000
	14-00						15000
18.11.2017	8-00	-0,5	2,8	2,8	300	St	330
	14-00				300	St	120
19.11.2017	8-00	-0,8	2,7	0,8	>300	Sc	400
	14-00				>300	Cb	150
20.11.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		400
	14-00						100
21.11.2017	8-00	-0,14	0,8	0,4	>150	St	150
	14-00				>150	St	210
26.11.2017	8-00	-0,2	6	5,1	>300	Sc	60
	14-00				>300	Sc	150
27.11.2017	8-00	-0,8	7	3,5	>300	Sc	900
	14-00				>300	Sc	780
28.11.2017	8-00	-0,1	3,9	9,8	>300	Ясно	
	14-00				>300	Ac	2700
29.11.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		600
	14-00						450
02.12.2017	8-00	-0,8	6	3,5	>300	Ac	2700
	14-00				>300	Ac	2700
03.12.2017	8-00	-0,87	11	10,6	>300	Sc	500
	14-00				>300	Ac	2300
04.12.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		27000
	14-00						Ясно
05.12.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		1800
	14-00						1500
07.12.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		2000
	14-00						150
08.12.2017	8-00	-0,29	8	5,7	>300	Ac	2700
	14-00				>300	Ac	2700
09.12.2017	8-00	-0,37	8	5,7	>300	As	2300
	14-00				>300	As	2400

Продовження додатку Б.2

Дата	Строк	γ , °C/100 м	D	D'	Прогнозована H НМХ	Вид хмарності	H НМХ в наявності
10.12.2017	8-00	-0,8	7	8,4	>300	Sc	500
	14-00				>300	Sc	500
12.12.2017	8-00	-0,27	9	2,8	>300	As	2200
	14-00				>300	As	2400
15.12.2017	8-00	-0,05	6	3,2	>300	Ns	200
	14-00				>300	St	250
17.12.2017	8-00	-0,3	2,2	3,1	>250	St	70
	14-00				>300	St	200
18.12.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Ясно
	14-00				Приземна інверсія		Ясно
19.12.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		200
	14-00				Приземна інверсія		500
20.12.2017	8-00	-0,27	2,5	4,2	300	As	2500
	14-00				>300	As	200
22.12.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		20000
	14-00				Приземна інверсія		23000
23.12.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00				Приземна інверсія		200
24.12.2017	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00				Приземна інверсія		Небо не видно
25.12.2017	8-00	-0,7	2,8	2,4	>300	Sc	400
	14-00				300	Sc	500
26.12.2017	8-00	-0,55	1,9	2,6	250	St	250
	14-00				>300	St	180
01.10.2016	8-00	-0,3	3,3	5,7	>300	Ясно	
	14-00				>300	Ci	27000
02.10.2016	8-00	-0,4	3,6	5,4	>300	Ясно	
	14-00				>300	Ci	27000
03.10.2016	8-00	-0,45	3,4	3,4	>300	Ясно	
	14-00				>300	Sc	150
04.10.2016	8-00	-0,04	3,1	7,4	>300	Ac	2700
	14-00				>300	Sc	150
05.10.2016	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Ясно
	14-00				Приземна інверсія		20000
06.10.2016	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		25000
	14-00				Приземна інверсія		200
07.10.2016	8-00	-0,06	2,6	6,6	>300	Ясно	
	14-00				>300	Ясно	
08.10.2016	8-00	-0,62	3,9	3,9	>300	Ac	2700
	14-00				>300	Cu	150

Продовження додатку Б.2

Дата	Строк	γ , °C/100 м	D	D'	Прогнозована H НМХ	Вид хмарності	H НМХ в наявності
09.10.2016	8-00	-0,44	4,3	13,2	>300	Ясно	
	14-00				>300	Cu	150
10.10.2016	8-00	-0,16	8	15,4	>300	Ясно	
	14-00				>300	Ci	27000
11.10.2016	8-00	-0,6	10	0	>300	Ci	27000
	14-00				-	-	-
12.10.2016	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		20000
	14-00						20000
13.10.2016	8-00	-0,44	4,2	1,3	>300	Ac	2700
	14-00				200	Cu	120
05.11.2016	8-00	-0,24	0,8	0	>150	Sc	150
	14-00				-	-	-
06.11.2016	8-00	-0,69	0,5	0	>50	St	330
	14-00				-	-	-
08.11.2016	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		300
	14-00						200
09.11.2016	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		50
	14-00						200
11.11.2016	8-00	-0,45	1,7	2,1	>200	Sc	150
	14-00				>250	Sc	120
12.11.2016	8-00	-0,84	5	0	>300	Sc	150
	14-00				-	-	-
13.11.2016	8-00	-0,56	3,7	0	>300	Sc	150
	14-00				-	-	-
14.11.2016	8-00	-0,65	1,7	4,4	>200	St	120
	14-00				>300	Sc	150
15.11.2016	8-00	-0,77	4	0	>300	Sc	150
	14-00				-	-	-
16.11.2016	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00						250
18.11.2016	8-00	-0,91	0,6	1,4	>300	Sc	330
	14-00				>300	St	420
21.11.2016	8-00	-0,88	2,2	2,2	>300	Sc	150
	14-00				>300	Sc	510
22.11.2016	8-00	-0,73	2,5	0	>300	Sc	660
	14-00				-	-	-
23.11.2016	8-00	-0,82	3,2	0	>300	St Fr	150
	14-00				-	-	-
26.11.2016	8-00	-0,11	2,9	0	>300	Ci	27000
	14-00				-	-	-

Продовження додатку Б.2

Дата	Строк	γ , °C/100 м	D	D'	Прогнозована H НМХ	Вид хмарності	H НМХ в наявності
27.11.2016	8-00	-0,6	2,3	0	>300	Sc	690
	14-00				-	-	-
28.11.2016	8-00	-0,12	1,9	0	>250	Ясно	
	14-00				-	-	-
01.12.2016	8-00	-	-	0	Приземна інверсія		Небо не видно
	14-00						800
02.12.2016	8-00	-0,31	1,4	1,6	>200	Sc	300
	14-00				>200	St	120
03.12.2016	8-00	-0,44	0,4	0,7	>50	St Fr	120
	14-00				>100	Sc	120
04.12.2016	8-00	-0,87	2,1	3,6	>250	Sc	690
	14-00				>300	Sc	510
05.12.2016	8-00	-0,82	5	7	>300	Sc	150
	14-00				>300	Sc	150
07.12.2016	8-00	-0,61	2,8	4	>300	Sc	150
	14-00				>300	Sc	150
08.12.2016	8-00	-0,87	2	2,6	>250	Sc	390
	14-00				>300	Sc	150