ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ І. І. МЕЧНИКОВА

Кафедра військової підготовки

Кваліфікаційна робота

на здобуття ступеня вищої освіти «бакалавр»

РОЗРОБКА РЕГРЕСІЙНОГО МЕТОДУ ПРОГНОЗУ ГРОЗОВОГО ПОЛОЖЕННЯ ДЛЯ СТАНЦІЇ ХАРКІВ

DEVELOPMENT OF A REGRESSION METHOD FOR FORECASTING THUNDERSTORM CONDITIONS FOR THE KHARKIV STATION

Виконав: здобувач денної форми навчання
спеціальності 103 Науки про Землю

Освітня програма Організація метеорологічного та геофізичного забезпечення Збройних Сил України

Клименко Анастасія Ігорівна

Керівник к.ф.-м.н., Мансарлійський В.Ф. _____
(підпис)

Рецензент к. геогр.н, доц, Прокоф'єв О. М.

Рекомендовано до захисту:
протокол засідання кафедри
військової підготовки
№ ___ від ____.____. 2025 р.

Начальник кафедри

_____ Олег ГРУШЕВСЬКИЙ
(підпис)

Захищено на засіданні ЕК № _____
протокол № __від ____.____. 2025 р.

Оцінка_____/___/_____
(за національною шкалою/шкалою ECTS/ бали)

Голова ЕК

_____ Віталій ШЕЇН
(підпис)

Одеса 2025

ЗМІСТ

Вступ…….. 3
1 Загальні поняття про конвективні процеси……..…… 5
1.1 Класифікація гроз……..……5
1.2 Фізичні механізми виникнення конвективної хмарності……..…... 6
1.3 Синоптичні умови утворення конвективної хмарності……10
1.4 Хмари вертикального розвитку на супутникових знімках…….. 15
2 Небезпечні явища погоди пов`язані з розвитком конвекції……..…18
2.1 Вплив конвективної діяльності на польоти літальних апаратів…... 18
2.2 Методи діагнозу і прогнозу грозової активності……..… 22
3 Динамічні характеристики методів прогнозу грозової активності…..... 26
3.1 Опис вихідних даних……..…….. 26
3.2 Аналіз динамічних характеристик існуючих методів прогнозу грозової активності……..……. 27
3.3 Розробка регіонального методу прогнозу грозової активності…… 34
Висновки……... 38
Список використаних джерел……..……..... 40
Додатки……... 42
Додаток А…….……43
Додаток Б…….…… 44

ВСТУП

Конвективна хмарність є основним проявом атмосферної конвекції, від обсягу та інтенсивності якої залежить виникнення низки метеорологічних явищ. Розвиток цього типу хмарності зумовлює появу таких небезпечних явищ як грози, град, шквал, інтенсивні опади.

Найбільшу загрозу для авіації становить купчасто-дощова хмарність, яка є найбільш потужною серед усіх типів хмарності вертикального розвитку. Вона формується внаслідок інтенсивної конвекції, що спричиняє сильні висхідні та низхідні рухи. У зоні таких хмар створюється реальна небезпека для літальних апаратів. Зокрема це турбулентність, викликана внаслідок динаміки повітряних потоків, обмерзання внаслідок циркуляції переохолоджених крапель води, також виникнення гроз, граду та шквалів.

Найбільш небезпечним під час потрапляння до грозової хмари є втрата керування повітряним судном, збільшення перенавантажень катастрофічного характеру, які можуть призвести до руйнування повітряного судна.

Польоти в районах активної купчасто-дощової хмарності суворо регламентуються. Щоб уникнути потрапляння авіаційної техніки в подібні метеоумови, необхідно глибоко досліджувати механізми утворення таких хмар, оцінювати швидкість їх переміщення та прогнозувати можливу еволюцію.

У даній роботі розглядаються характеристики та прогностичні методики грозової діяльності.

Мета роботи – розробка методу прогнозу гроз за регіональним принципом шляхом статистичної обробки даних для станції Харків.

Актуальність даної теми обумовлена тим, що прогноз грозової діяльності, яка пов’язана з інтенсивною конвекцією і рядом найбільш небезпечних для авіації явищ, являє дуже важливу роль у метеорологічному забезпеченні польотів.

Завдання, для досягнення мети, які вирішувались у рамках дослідження:

- обробка статистичних даних фактичної погоди;
- перевірка динамічних характеристик існуючих методів прогнозу грозової активності;
- відбір предикторів, для регіонального методу прогнозу конвективної активності;
- відображення залежності між предикторами і безрозмірним коефіцієнтом, що характеризує можливість утворення гроз шляхом отримання рівняння множинної регресії;
- перевірка динамічних характеристик розробленого методу.

Кваліфікаційна робота містить 45 сторінок та включає в себе: вступ, три розділи, висновки, список використаних джерел та додатки.

У першому розділі кваліфікаційної роботи викладені загальні поняття про конвективні процеси, класифікація гроз, фізичні та синоптичні умови утворення конвективної хмарності.

У другому розділі висвітлено про небезпечні явища погоди пов`язаних з конвекцією та вплив її на літальні апарати.

У третьому розділі проведений аналіз динамічних характеристик методів прогнозу грозової активності на станції Харків. За допомогою електронного алгоритму був розроблений альтернативний метод прогнозу грози.

У висновках представлені результати проведених досліджень.

Список використаних джерел складається з 25 позицій.

1 ЗАГАЛЬНІ ПОНЯТТЯ ПРО КОНВЕКТИВНІ ПРОЦЕСИ

1.1 Класифікація гроз

Грози зазвичай класифікують на фронтальні та внутрішньомасові. В свою чергу внутрішньомасові поділяють на:

- конвективні;
- адвективні;
- орографічні.

Конвективні або ще їх називають теплові, виникають в результаті сильного нагрівання земної поверхні в умовах нестійкої стратифікації атмосфери. Зазвичай вони виникають у другій половині дня, коли поверхня землі досягає максимального прогріву. Розвиваються локально – над ділянками з підвищеним тепловим випромінюванням. Мають короткочасний але інтенсивний характер із сильними зливами, можливими шквалами, грозами. Зазвичай утворюються в баричному полі розмитого характеру, на периферіях циклонів, що заповнюються та в сідловинах. Вітер при конвективних грозах слабкий, але спостерігається тимчасове посилення перед грозою. Температура коливається в межах від 22 до 25°С при даних грозах. При польотах конвективні грози досить легко обійти тому, що мають невеликий розмір.

Адвективні грози формуються внаслідок переміщення адвекції теплого та вологого повітря над відносно холодною підстильною поверхнею. Виникають коли тепле повітря переміщується горизонтально в бік холодної підстильної поверхні. Хмари утворюються завдяки охолодження повітря знизу, що підвищує нестійкість атмосфери. Виникають зазвичай як у день так і в ночі. Адвективні грози утворюються після того як пройшов холодний фронт. Зазвичай формуються в тиловій частині циклону, на східній периферії

антициклону. Такі грози можуть виникати за досить низьких температур. Характер вони мають ізольований. [2]

Орографічні грози формуються коли потік повітря підіймається вздовж гірських схилів або інший перевищень рельєфу. Головною причиною їх виникнення є вплив рельєфу місцевості та напрямок руху повітряних мас, що і сприяє утворенню та посиленню вертикальних рухів повітря. [3]

Фронтальні грози поділяються на:

- грози теплого фронту;
- грози холодного фронту;
- грози фронту оклюзії.

Грози теплого фронту формуються переважно в теплий період року, зазвичай в ранкові години або вночі. Дані грози мають прихований характер, тому виникнення їх може бути несподіванкою для екіпажу.

Грози холодного фронту виникають в будь який час доби. Загострення відбувається влітку в другу половину дня. По переду фронту за 80-200 км спостерігаються передвісники гроз – сочевицеподібні перисті хмари. Фронтальні грози переміщуються в напрямку повітряних потоків разом з фронтом, на висотах 3-5 км.

Грози фронтів оклюзії також можуть виникати в будь-який час доби. Часто вони бувають на фронтах оклюзії по типу холодного, в основному з 12:00 до 18:00. При польотах їх можна легко обійти. [3]

1.2 Фізичні механізми виникнення конвективної хмарності

Залежно від умов виникнення, атмосферна конвекція поділяється на три основні типи: термічна, вільна та вимушена.

Головними причинами формування термічної конвекції в граничному шарі атмосфери є нестійка стратифікація атмосфери та нерівномірне прогрівання підстильної поверхні. У цьому випадку перегрітий об'єм повітря починає поступово підніматися від вихідного рівня, температура падає

повільно з висотою, ніж навколишнього повітря, і він являється теплішим і легшим щодо навколишнього середовища на рівнях вище вихідного. Можна зазначити, що в ненасиченому повітрі вертикальний градієнт температури повинен бути більшим за сухоадіабатичний, тобто $\gamma \geq \gamma_a$, а в насиченому – більше вологоадіабатичного $\gamma \geq \gamma_{ва}$. Термічна конвекція виникає внаслідок прогрівання повітряних частинок від підстильної поверхні. У результаті чого формується конвективно-нестійкий шар безпосередньо від підстильної поверхні. Такий механізм характерний для літнього періоду та ясної погоди, коли спостерігається інтенсивне сонячне випромінювання. [4]

Вільна конвекція виникає у випадку коли конвективно-нестійкий шар атмосфери розташовується на певній висоті і не пов`язаний з прямим нагріванням від поверхні землі. Механізм формування базується на горизонтальній адвекції повітряних мас різної температури на різних рівнях атмосфери та радіаційному вихолоджуванні у верхній частині хмарного шару. Такий тип конвекції частіше трапляється в перехідні сезони, а саме навесні та восени.

Вимушена конвекція зазвичай виникає на атмосферних фронтах, а також на навітряних схилах гір та височин. У цьому випадку повітря піднімається спочатку через вертикальні рухи або через потік, що натікає на підвищення. Вище за рівень конденсації підйом відбувається через виділення теплоти при конденсації водяної пари, тобто завдяки тепловим процесам. [4]

Стратифікація атмосфери – це різниця температур між повітряною частинкою, що піднімається та температурою навколишнього середовища на певній висоті ΔT, через яку проходить ця частинка. Якщо температура піднятої частинки вища за температуру навколишнього середовища то така стратифікація називається нестійкою. У таких умовах в атмосфері переважають висхідні потоки повітря, що спричиняє виникнення конвекції. Така стратифікація є сприятливою для утворення хмарності вертикального розвитку та виникненню різних небезпечних явищ погоди. Якщо температура частинки нижча за температуру навколишнього середовища, то така

стратифікація називається стійкою. У такому випадку вертикальні рухи відсутні та розвиток конвекції не відбувається. Якщо температура повітряної частинки дорівнює температурі навколишнього середовища, то така стратифікація називається байдужою. В таких умовах вертикальні рухи можливі але не мають тенденції до посилення чи послаблення.

Найбільшу небезпеку становлять купчасто-дощові хмари. Їх поділяють на три типи: однокоміркові, мультикоміркові та суперкоміркові. [5]

Однокоміркові хмари *Cb* зазвичай розвиваються при малих швидкостях вітру біля поверхні землі, в малоградієнтних баричних полях. Діаметр їх складає близько 5-10 км, тривалість їх життя складає не більше 30-60 хв. Вони складаються з одного центрального конвективного осередку, в центральні частині якого присутній висхідний потік. Хмари проходять три стадії: зростання, зрілості та дисипації. Зазвичай з таких хмар випадають зливові опади. Приклад однокоміркової купчасто-дощової хмарності представлений на рисунку 1.1.

Рисунок 1.1 – Однокоміркова купчасто-дощова хмара

Мультикоміркові купчасто-дощові хмари формуються в умовах фронтів. Вони часто супроводжуються зливовими опадами, грозами та градом. Горизонтальні розміри таких хмар можуть досягати десятків кілометрів, а їхнє

існування може тривати кілька годин. Іноді спочатку хмара може бути однокомірковою, а через 20-30 км від неї з`являються дочірні осередки на правому боці цієї хмари, які мають вигляд потужно-купчастих хмар. З часом осередки об`єднуються та утворюють єдину хмарну систему. Приклад мультикоміркової купчасто-дощової хмари представлений на рисунку 1.2.

Рисунок 1.2 – Мультикоміркова купчасто-дощова хмара

Суперкоміркові хмари є дуже потужними і з тривалим періодом існування. Приклад суперкоміркової хмари представлений на рисунку 1.3.

Рисунок 1.3 – Суперкоміркова хмара

“З ними пов`язані інтенсивні грози, крупний град, інтенсивні смерчі також сильні зсуви швидкості і напряму вітру. Вони розвиваються на холодних фронтах і фронтах оклюзії по типу холодного при значній нестійкості атмосфери. Діаметр комірки досягає 50 км, висота іноді перевищує 10 км. Погодні умови характеризуються сильними низхідними потоками. Головним чинником утворення суперкоміркової хмари є зсув вітру, нестійкість в атмосфері та наявність струминної течії нижнього рівня.” [5]

1.3 Синоптичні умови утворення конвективної хмарності

Фізичні умови розвитку конвекції та пов’язаних з нею погодних явищ в першу чергу обумовлені синоптичними умовами. Залежно від характеру синоптичної ситуації, конвективна хмарність поділяється на внутрішньомасову та фронтальну. До сприятливих умов формування конвективної хмарності відносяться:

- сильний прогрів підстильної поверхні;
- висока вологість в приземному шарі атмосфери;
- висока вологість у вільній атмосфері;
- стратифікація атмосфери (нестійка);
- наявність висхідних потоків повітря;
- нестійка повітряна маса.

Тилова частина циклону. В тиловій частині циклону, що виходить на материк у теплу пору року, зазвичай спостерігаються морське арктичне (*МАП*) або морське помірне (*МПП*) повітря. Спочатку, при виході на узбережжя, ці повітряні маси є стійкими. [6]

У морському помірному повітрі температура вища, а вологість – дуже висока, тому для цієї маси характерне утворення купчастих і купчасто-дощових хмар. При просуванні на південь її нестійкість зростає, і можуть виникати грози.

У морському арктичному повітрі, через низьку температуру та невелику вологість, конвективна хмарність не розвивається сильно вертикально. Однак при достатній вологості, особливо навесні, при пересуванні над досить вологою підстильною поверхнею з купчасто-дощових хмар можуть спостерігатися сильні зливові опади.

Приклад грозової активності в тиловій частині циклону зображено на рисунку 1.4.

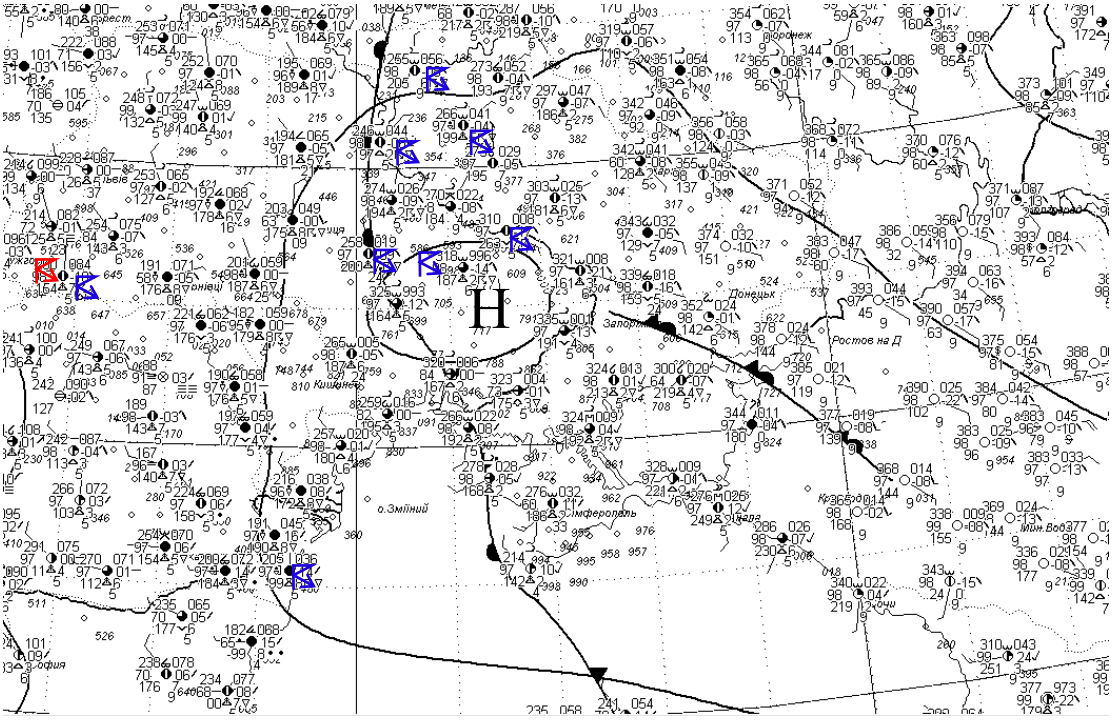

Рисунок 1.4 – Грозова активність в тиловій частині циклону. Карта приземного аналізу за 10.08.12 (00 год.)

Депресія. Це, як правило, циклон на останній стадії свого розвитку, заповнення, він є малорухомим. Циклону починається заповнюватися біля поверхні Землі за рахунок конвергенції тертя, тому що, зникають сприятливі умови у підтримці і подальшого зниження тиску, відсутні адвекція додатного вихору швидкості та адвективні зміни температури. Даний циклон є високим баричним утворенням та має вертикальну вісь. Складається з однорідної

холодної повітряної маси. Вони заповнені в нижніх шарах, але чітко виражені в середній та верхній тропосфері. Циклон настільки сильно заповнюється, що утворюються розриви в полі хмарності, і зазвичай зранку спостерігається ясна погода. Це призводить до швидкого прогрівання повітря та інтенсивного розвитку купчасто-дощової хмарності. На рисунку 1.5 зображений приклад грозової діяльності в депресії.

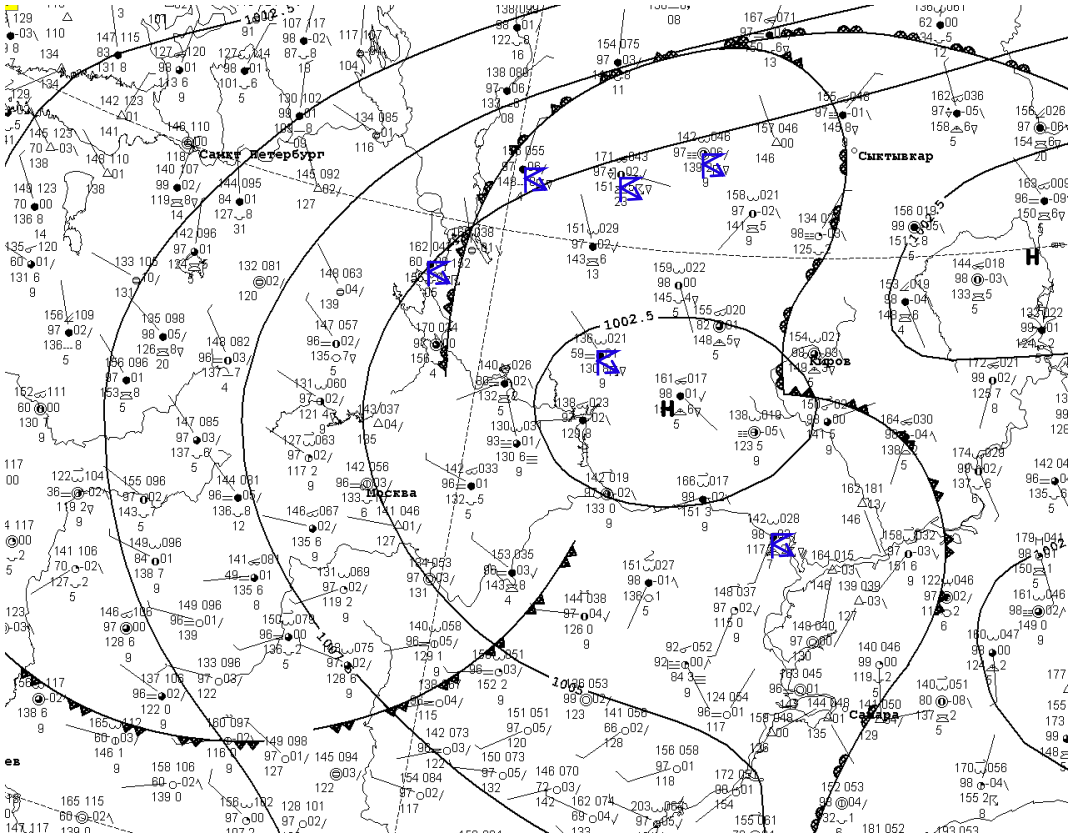

Рисунок 1.5 – Грозова активність в депресії. Карта приземного аналізу за 10.08.12 (12 год.)

Західна периферія антициклону. Погода при такій синоптичній ситуації може бути дуже різна. В одній ситуації спостерігається суха спекотна погода, в інших – зливові дощі та грози, що охоплюють дуже великі території. Різний характер погоди пояснюється наявністю різних повітряних мас, які спостерігаються влітку при такій синоптичній ситуації. Якщо на західну периферію антициклону надходить морське тропічне повітря з південних

широт, то влітку над материком зазвичай утворюється тепла нестійка повітряна маса, де можуть формуватися купчасто-дощові хмари (*Cb*), в яких спостерігаються зливові дощі та грози.

Найважливішими факторами, які сприяють формуванню нестійкої стратифікації та появі купчасто-дощової хмарності, є підвищення вологості повітря як на землі, так і на висотах (відносна вологість близько 70-80% або різниця температури $D \leq$ 1-3°С), а також зменшення адвекції теплого та вологого повітря з висотою. На рисунку 1.6 зображений приклад грозової діяльності в даній синоптичній ситуації.

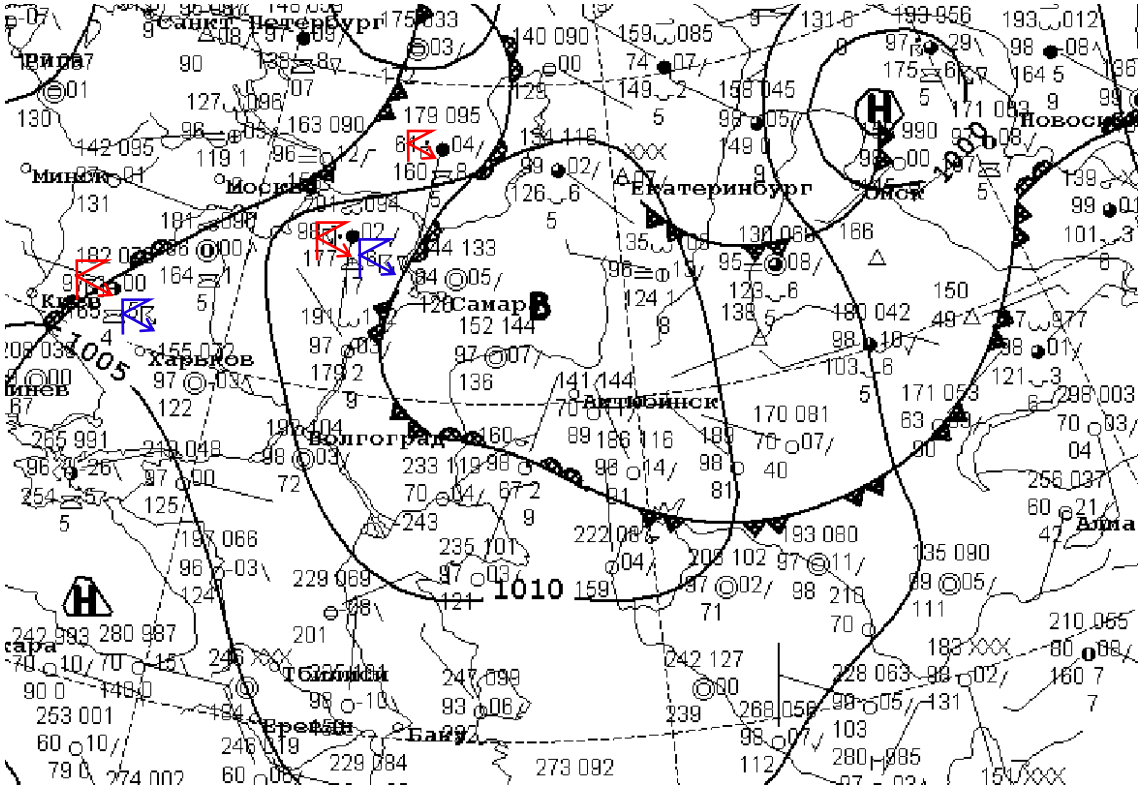

Рисунок 1.6 – Грозова активність на західній периферії антициклону. Карта приземного аналізу за 10.08.12 (12 год.)

Малорухомий антициклон. Це як правило, антициклон на останній стадії свого розвитку, стадія руйнування. Тиск в центрі починає поступово знижуватись, дане баричне утворення стає термічно однорідним теплим.

Особливістю малорухомих антициклонів є високі температури біля поверхні землі, які вдень можуть сягати до 30°С. Тому основною причиною, щодо розвитку конвективних явищ, є підвищення вологості біля поверхні землі внаслідок випаровування водяної пари з підстильної поверхні. Для формування купчасто-дощових хмар (*Cb*) необхідна наявність високих значень точки роси біля поверхні землі – не нижче 15-17°С. Приклад грозової діяльності в даній синоптичній ситуації зображений на рисунку 1.7.

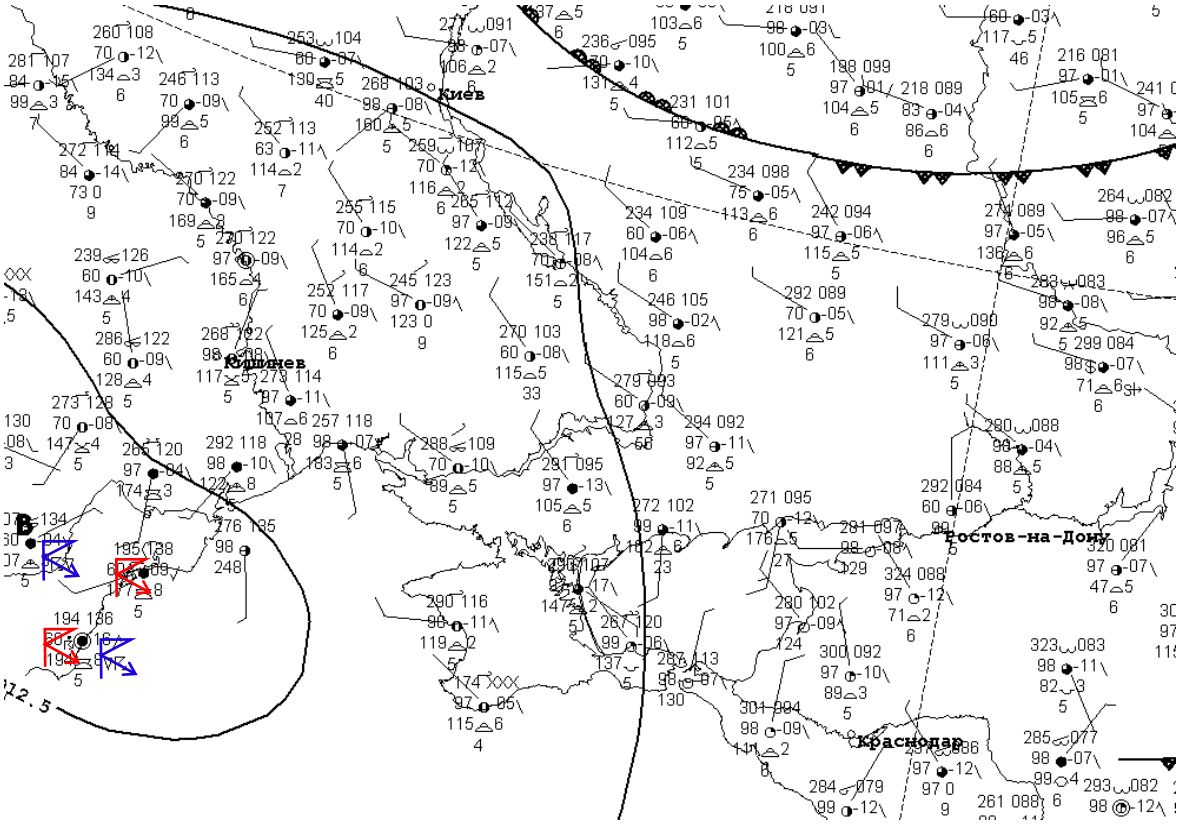

Рисунок 1.7 – Грозова активність в малорухомому антициклоні. Карта приземного аналізу за 10.08.12 (12 год.)

Повторюваність конвективних явищ збільшується в гірських районах. Вони формуються у зонах з низхідними рухами, під впливом місцевих умов формуються відкриті конвективні осередки. Нерівномірний прогрів підстильної поверхні сприяють утворенню інтенсивної конвекції.

1.4 Хмари вертикального розвитку на супутникових знімках

На супутникових знімках хмари вертикального розвитку мають чіткі розпізнавальні ознаки, а саме зернисту текстуру. Яскравість тону зображення купчастоподібних хмар однакова з їх горизонтальними та вертикальними розмірам. На супутникових знімках видимого діапазону (VIS) саме купчаста хмарність виглядає як хмарні масиви з характерною для них зернистою структурою (рис.1.8), на яку вказує на відокремленість і наявність чітких контурів хмар.

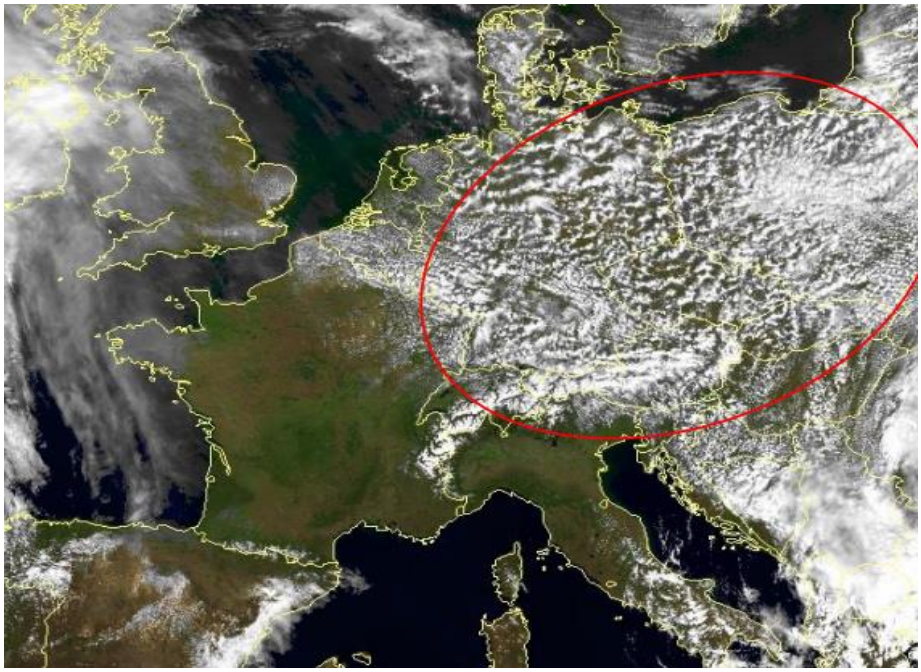

Рисунок 1.8 – Купчаста хмарність на супутниковому знімку у видимому діапазоні (VIS)

Купчасто-дощові хмари відрізняються в залежності від умов розвитку конвекції за своїми розмірами. Хмари маленького розміру в діаметрі сягають декількох кілометрів і часто в скупченні осередків. На знімках мають вигляд великих білих плям з розмірами по переду до 15-45 км. Купчасто-дощові хмари мають зернисту текстуру та характерну куполоподібну форму

зображення. Через здатність видимого каналу (рис.1.9) детально відображати альбедо (відбивну здатність поверхні), купчасті хмари виглядають контрастними на фоні земної поверхні.

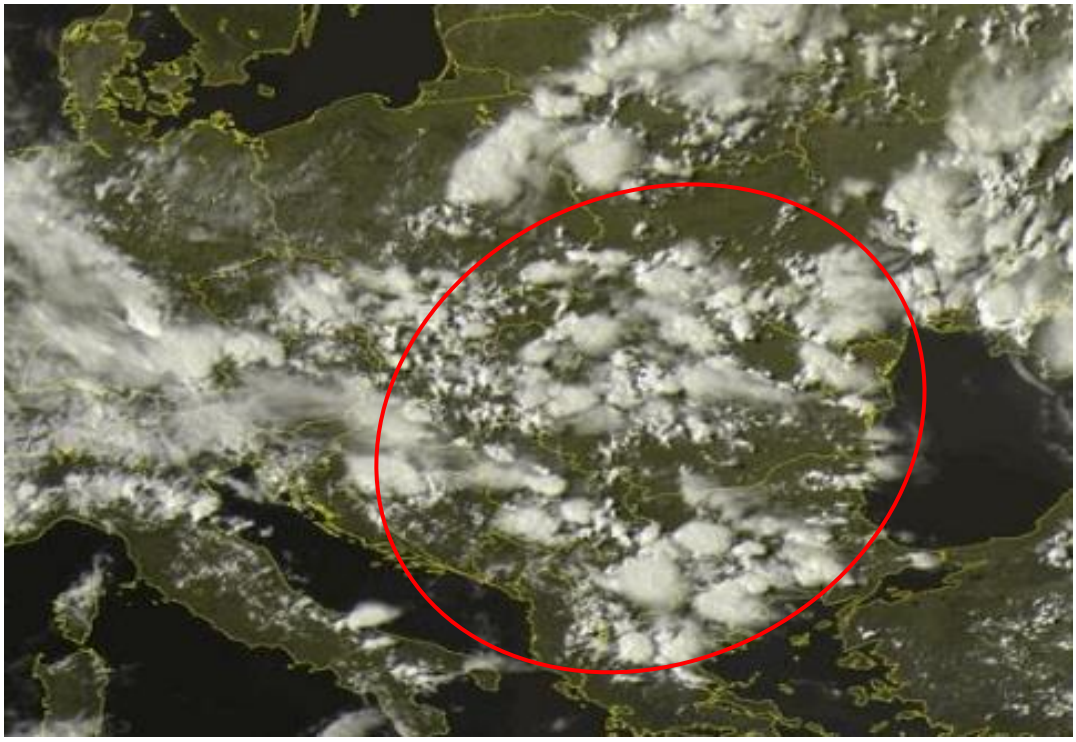

Рисунок 1.9 – Купчасто-дощова хмарність на супутниковому знімку у видимому діапазоні (VIS)

На знімках IR хмарність чим вища верхня межа хмар, тим більшу яскравість. В інфрачервоному діапазоні (IR) купчаста хмарність має світло сірий колір та зернисту текстуру зображення та залежить від інтенсивності теплового випромінювання. Дана хмарність може спостерігатися в тиловій частині циклону в холодній нестійкій повітряній масі, в антициклонах та в розмитих баричних полях, влітку. На представленому супутниковому знімку добре видно розвинену купчасту хмарність над Атлантикою. Це свідчить про наявність нестійкої повітряної маси. Приклад купчастої хмарності в інфрачервоному діапазоні представлений на рисунку 1.10.

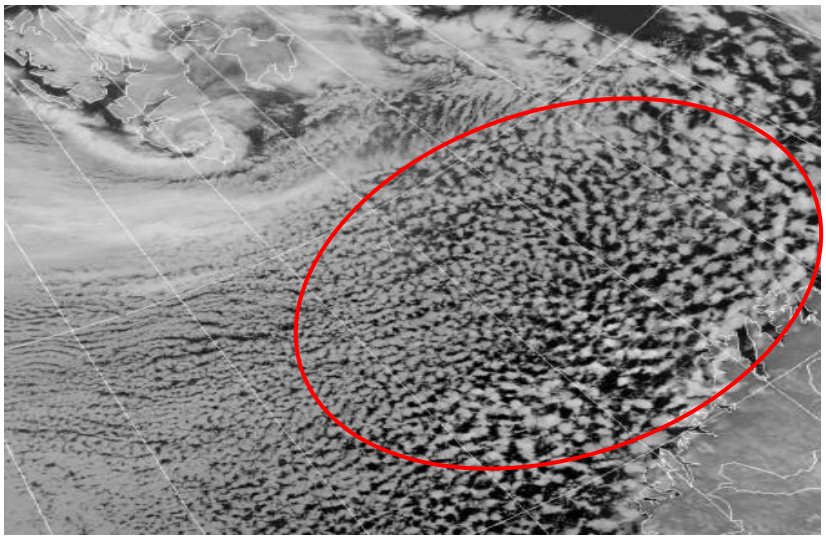

Рисунок 1.10 – Купчаста хмарність на супутниковому знімку в інфрачервоному діапазоні (IR)

Розміри купчасто-дощових хмар можуть змінюватися в залежності від умов розвитку конвекції. Хмари сягають кількох кілометрів у діаметрі та формуються у вигляді окремих осередків. Приклад купчасто-дощової хмарності в інфрачервоному діапазоні представлений на рисунку 1.11.

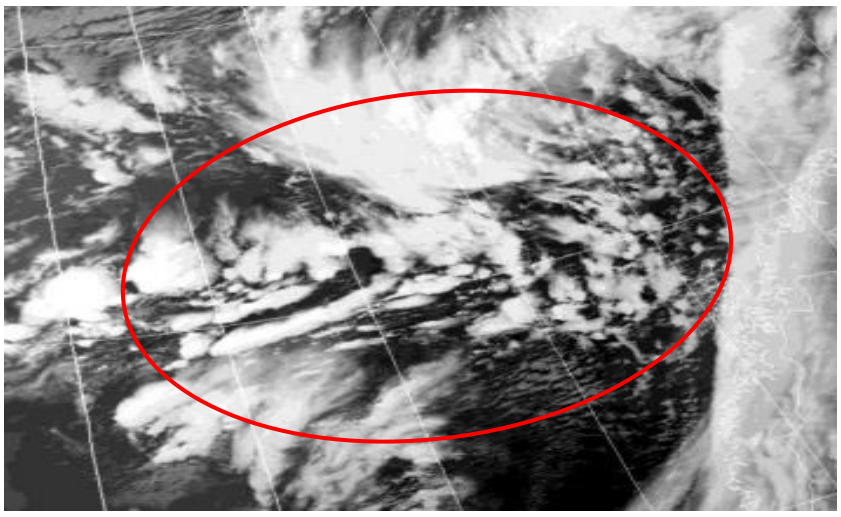

Рисунок 1.11 – Купчасто-дощова хмарність на супутниковому знімку в інфрачервоному діапазоні (IR)

На знімках в даному діапазоні *CB* мають чітко окреслені межі, яскраво білий колір та зернисту або куполоподібну текстуру зображення.

2 НЕБЕЗПЕЧНІ ЯВИЩА ПОГОДИ ПОВ`ЯЗАНІ З РОЗВИТКОМ КОНВЕКЦІЇ

Небезпечні явища погоди – це атмосферні явища які створюють велику небезпеку для літальних апаратів.

При розвитку інтенсивної конвекції і формуванні потужно-купчастих та купчасто-дощових хмар призводить до виникнення небезпечних явищ погоди таких як, грози град і шквали. Значну небезпеку несуть грози. Польоти в купчасто-дощових хмарах забороняються, в цих хмарах присутні сильні висхідні рухи, розряди блискавки, інтенсивна бовтанка та обледеніння літальних апаратів. [10]

Грози зазвичай супроводжуються сильними зливами, градом та шквалами. Значне погіршення видимості при сильному зливовому дощі.

Злива – це інтенсивний, короткочасний дощ, що супроводжується значним випадінням опадів за короткий проміжок часу. Злива поєднується з сильним вітром, грозою та блискавкою.

Град – це атмосферне явище яке пов`язане з випадінням твердих опадів у вигляді крижаних частинок. Він представляє собою надзвичайну небезпеку для польотів. Під час польоту при наявності граду літак зазнає значних ушкоджень таких як: пробивання обшивки, ум`ятини.

Шквал – різке короткочасне посилення вітру. Він є дуже небезпечним не тільки для літаків які знаходяться в повітрі, але і для тих які знаходяться льотному полі. Шквал супроводжується сильними зливами та градом.

2.1 Вплив конвективної діяльності на польоти літальних апаратів

Залежно від інтенсивності конвективної діяльності, її вплив на польоти може бути значним. Конвекція малої інтенсивності, як правило, зазвичай супроводжується купчастими хмарами (*Cu),* та не створює небезпеки для

виконання польотів. В хмарах даного типу спостерігається турбулентність, в перехідні сезони року можливе обмерзання. Значну небезпеку являють собою потужно-купчасті хмари. При від`ємних температурах в хмарах присутнє сильне або помірне обмерзання, спостерігається сильна турбулентність. Також дуже значну небезпеку для польотів представляють собою купчасто-дощові хмари. В них спостерігається чергування висхідних і низхідних рухів. Наявна сильна турбулентність, що створює перенавантаження повітряного судна, а також можливість сильного обмерзання та поразки блискавками. При потраплянні літака до купчасто-дощової хмари де присутні сильні вертикальні рухи, особливо у верхній частині хмари, можлива втрата керування повітряного судна та перенавантаження дуже небезпечного характеру. [2]

З купчасто-дощовими хмарами пов`язане досить небезпечне явища – шквал. При наявності висхідних та низхідних рухів утворюється «шкваловий воріт» з великою горизонтальною віссю близько 500-600 м. Даний вихор спостерігається попереду купчасто-дощової хмари, за 1-2 км, суцільної завіси дощу. При проходженні *Cb* виникає так званий шквал. Руйнівна сила шквалів обумовлена великими швидкостями вітру (близько 20-30 м/с, іноді до 40 м/с).

Фронтальні хмарні системи відрізняються значною вертикальною та горизонтальною протяжністю. У теплий період року вони нерідко включають грозові осередки, зони інтенсивної турбулентності та обмерзання. Фронтальні зони створюють найскладніші метеорологічні умови для польотів, що значною мірою залежать від форми та особливостей структури хмар. У теплий період року на фронті, особливо в передній частині, утворюються купчасто-дощові хмари, які значно ускладнюють польоти або навіть роблять їх неможливими. Ці хмари утворюють ряд гряд, витягнутих уздовж фронту і розділених на окремі осередки. В передній частині фронту ці хмари можуть досягати тропопаузи. [2]

Політ в зоні атмосферного фронту, а особливо в теплий період року є досить складним та небезпечним за рахунок інтенсивної турбулентності, бовтанки та обмерзання літака.

Під час потрапляння до грозової хмари є втрата керування повітряного судна, різке його падіння або підіймання, зростання перенавантажень катастрофічного характеру. Найбільш небезпечним є попадання повітряного судна в зону сильних вертикальних рухів у верхній частині грозової хмари. [8]

Турбулентність – стан атмосфери, при якому наявні неупорядковані вертикальні рухи. Політ в зоні турбулентності супроводжується бовтанкою літака. Поштовхи, кидки під час польоту літака називається бовтанкою.

При класифікації турбулентності можна розрізнити термічну, динамічну та механічну.

Динамічна турбулентність пов`язана із затримуючими шарами інверсії або ізотермії. Вона спостерігається в шарах де присутні великі вертикальні та горизонтальні зсуви вітру та температури. Значне збільшення градієнтів температури та вітру зумовлює утворення в атмосфері гравітаційних хвиль, які при певних умовах можуть переходити до турбулентних вихорів меншого масштабу. [17]

Механічна турбулентність більш розвинена в гористій місцевості. Вона утворюється в результаті тертя повітряного потоку із земною поверхнею. Інтенсивність її залежить від швидкості вітру, шорсткості підстильної поверхні та стійкості повітря.

“Термічна турбулентність формується в результаті нерівномірного прогрівання земної поверхні (в результаті адвекції холоду на теплу підстильну поверхню), при цьому вертикальні градієнти температури сягають максимальних значень. Можна зауважити, що при достатній вологості утворюється конвективна хмарність. Турбулентні рухи спостерігаються як в середині хмар, так і навколо них.” [17]

“Найчастіше бовтанка виникає в нижньому шарі (до 2 км), де спостерігаються нормальні умови для утворення термічної та механічної турбулентності. Інтенсивність турбулентності в баричних утвореннях різноманітна. В циклонах і улоговинах інтенсивність турбулентності дуже висока, в той час як в антициклонах та гребенях – низька. Турбулентність

найбільше розвивається на фронтальних зонах, особливо в області холодних фронтів, які характеризуються наявністю купчасто-дощової та потужно-купчастої хмарності. Політ в умовах турбулентності супроводжується інтенсивною бовтанкою. Чим більші розміри літального апарату та швидкість його, тим більше збурення повітряного потоку буде впливати на режим його польоту. В таких умовах легкі літаки зазнають більш сильної бовтанки, ніж важкі.” [2]

При польоті в зоні активної турбулентності літак зазнає знаної небезпеки:

- руйнування конструкції літального апарату;
- втрата керування;
- деформації літака;
- втрата нестійкості літака;
- двигун вимикається внаслідок зниження припливу повітря.

Обмерзання – це процес відкладення льоду на поверхні крил літаків, а також на силових установках і зовнішніх елементах обладнання при польоті в хмарності, дощі, мокрого снігу.

У внутрішньомасових хмарах обмерзання найчастіше спостерігається в купчасто-дощових хмарах. Ці хмари складаються з переохолоджених крапель до температури -23°С, в них спостерігається водність більша ніж в інших хмарах.

Небезпекою для авіації є електричні розряди. Електризація – це отримання ПС електричного заряду під час польоту у хмарах та опадах. Для електризації найбільш характерними є такі властивості ПС, як особливості конструкції літака, матеріал покриття, тип двигуна і параметри статистичних стискачів. Виникнення електризації найбільш імовірне в шарі хмар в діапазоні температур від -10°С до +5°С. Розподіл заряду по поверхні літака неоднорідний. Густина заряду дуже зростає на кінцях крил, стабілізаторі, а також на носовій частині літака. Найбільш імовірний удар блискавкою саме в ці частини літака.

2.1 Методи діагнозу і прогнозу грозової активності

Метод Вайтинга

Метод Вайтинга заснований на розрахунках за даними ранкового зондування параметра, який визначається за формулою:

$$K = 2T_{850} - T_{500} - D_{850} - D_{700}, \quad (2.1)$$

де T – температура;

D – дефіцит точки роси на відповідному рівні.

Якщо в результаті розрахунку значення $K < 20$, гроз не очікується, якщо $20 < K < 25$, прогнозуються ізольовані грози. У разі, якщо $25 < K < 30$, можливі окремі грози. Якщо K перевищує 30, грози очікуються повсюди.

Ізольовані грози – це грози які спостерігаються лише на одній з десяти станцій. Окремі грози – це грози які зафіксовані на одній з чотирьох станцій спостереження.

Метод Вайтинга дає досить хороші результати при прогнозуванні гроз не для окремих пунктів, а для великих територій. Зазвичай синоптик, отримавши дані зондування атмосфери вранці, для своєї зони відповідальності будує карту ізоліній коефіцієнта K.

“Для цього спочатку розраховуються і наносяться на карту значення коефіцієнту K, проводяться ізолінії через кожні п’ять одиниць, починаючи з 20. Потім осередок з максимальним значенням цього коефіцієнта переноситься по потоку на 12 годин, і в тому районі, де цей осередок виявиться, прогнозуються грози. Значення коефіцієнта K потрібно уточнювати для кожного конкретного пункту.” [4]

Метод Фауста

Щоб оцінити нестійкість атмосфери Фауст запропонував поняття «нестійкість випаровування», яке враховує випаровування елементів хмар в оточуюче середовище за таких умов:

- опади відсутні;

- швидкість випаровування хмарних елементів обернено пропорційна відносній вологості;

- незворотній процес через втрату вологи при випаровуванні;

- процес неадіабатичний внаслідок витрати тепла на випаровування.

Прогноз гроз за методом Фауста базується на визначенні різниці (ΔT) між температурою нульового випаровування (T_v) та температурою на рівні 500 гПа (T_{500}). Ця різниця визначається за формулою:

$$\Delta T = \quad T_v - T_{500} \tag{2.2}$$

“Іноді в отримане значення параметра ΔT вводять дві поправки: поправка на кривизну ізобар (як у методі Вайтинга) та поправку на збіжність або розбіжність ізобар. Поправка складає +1°С при збіжності ізобар і (-1°С) при їх розбіжності.” [4]

З даною поправкою формула набуде такого вигляду:

$$\Delta T = \quad T_v - T_{500} + \Delta r, \tag{2.3}$$

де Δr - поправка на кривизну ізобар.

Для оцінки стану атмосфери Фауст пропонує порівнювати криву стратифікації не з вологою адіабатою, а зі спеціальною кривою нульової нестійкості, яка розташовується між кривими вологої та сухої адіабат. [7]

Саме значення температури T_v визначається за допомогою спеціального графіка, представленим на рис. 2.1. По горизонтальній осі даного графіку відкладено середній дефіцит температури точки роси на рівнях 850, 700, та 500 гПа. По вертикальній осі відкладено температуру повітря на рівні 850 гПа. Дані два параметри є основними в аналізі вертикального розподілу вологості та температури в тропосфері.

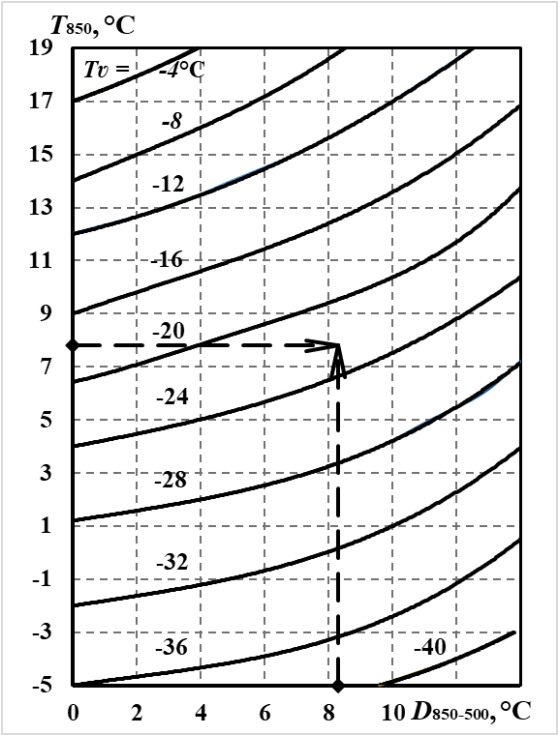

Рисунок 2.1 – Графік для визначення *T*v за способом Фауста

Метод Сіміля

Метод Сіміля заснований на розрахунку критерія нейстійкості ΔTc за даними зондування за 3 год.

$$\Delta T = \frac{(T'_{500} - T_{500})}{(T'_{500} - T^*_{500})} \cdot 10 \qquad (2.4)$$

T'_{500} – температура (°С) яку прийме повітряна маса, якщо її вологоадіабатично підняти до рівня 500 гПа.

T^*_{500} – температура (°С) яку прийме повітряна маса, якщо її сухоадіабатично підняти до рівня 500 гПа.

T_{500} – температура (°С) на рівні 500 гПа.

Грози можливі, якщо в шарі 850-500 гПа середня відносна вологість $\bar{R}$ становить більше 60%. Тому додатково розраховується параметр *R*.

$$\Delta R = \frac{\bar{R}-60}{5} \quad (2.5)$$

Гроза в прогнозі вказується за умови, якщо $\Delta T_c > 0$ та $\Delta R > 0$. [3]

3 ДИНАМІЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТОДІВ ПРОГНОЗУ ГРОЗОВОЇ АКТИВНОСТІ

3.1 Опис вхідних даних

На першому етапі дослідження, для проведення розрахунків, проводився відбір необхідних вхідних даних, отриманих з аерологічних діаграм, побудованих з використанням даних, що надходять до АРМ синоптика і архіву фактичної погоди по станції, Харків за теплий період (травень-вересень) 2019-2021 років.

У якості вихідних даних для проведення дослідження використовувалися:

1) архів фактичної погоди станції Харків.

Щоденники фактичної погоди по станції Харків використовувалися для визначення випадків з наявністю грозової активності.

2) карти фактичної погоди за денні години.

Карти погоди використовувалися для аналізу загальної синоптичної ситуації, з метою виявлення випадків саме з внутрішньомасовою грозовою активністю.

3) дані температурно-вітрового зондування по станції Харків.

Для проведення розрахунків, з даних температурно-вітрового зондування відбиралися дані по значеннях температури та температури точки роси на ізобаричних поверхнях АТ-850, АТ-700 та АТ-500 гПа у ºС.

Загалом на цьому етапі, в межах вказаного вище періоду, були проаналізовані дані за 459 днів, в подальших розрахунках було використано дані лише за 397 дні. До розрахунків не увійшли дні, в яких були відсутні дані фактичної погоди або температурно-вітрового зондування (таких днів, за вказаний період, виявилося 25) і за дні в які спостерігалася грозова активність пов`язана з проходженням атмосферних фронтів в денні години (таких днів, за вказаний період, виявилося 37).

Аналіз вхідних даних показав, що на станції Харків, протягом вказаного періоду, спостерігалося 52 випадки з внутрішньомасовою грозовою активністю.

Відібрані вхідні дані в подальшому використовувались для розрахунку трьох індексів грозового положення запропонованих Вайтингом, Фаустом і Сімілем (детальний опис визначення цих індексів представлений у другому розділі цієї роботи).

3.2 Аналіз динамічних характеристик існуючих методів прогнозу грозової активності.

На другому етапі дослідження, для проведення розрахунків за допомогою програми Microsoft Office Excel, був розроблений електронний алгоритм, який дозволив одночасно обробляти великий об’єм вхідних даних і у автоматичному режимі отримувати значення трьох індексів грозового положення.

Оскільки використання вказаних індексів, у якості прогностичних (для їх розрахунку використовуються дані за 00 годин СГЧ), передбачає отримання деяких чисельних значень які мають порівнюватися з критеріальними значеннями, що визначають імовірний ступень грозової активності, до електронного алгоритму був доданий розрахунковий блок, який дозволяє застосовувати одночасно декілька критеріальних значень для кожного індексу окремо. Окрім цього до розрахункового алгоритму був також доданий ще один розрахунковий блок, який дозволяє отримувати значення необхідні для розрахунку справджуваності методів (у вигляді таблиць спряженості) та відображати динамічні характеристики методів прогнозу грозової активності у вигляді відповідних графіків.

Для об’єктивного судження про якість прогнозів були побудовані динамічні характеристики методів, що представляють собою графіки справджуваності прогнозів у залежності від призначуваної величини критерію

грозового положення. По вісі абсцис відкладалися значення кількості прогнозованих гроз, а по осі ординат – справджуваність та попереджуваність прогнозу грози. Для побудови графіків проводилась оцінка прогнозів при різних значеннях індексів грозового положення. Під час оцінки прогнозів за день з грозою приймався такий день коли в пункті або в радіусі 50 км від нього у період від 03 до 21 години була зафіксовано хоча б одна гроза. При цьому у таблицях і на графіках були прийняті наступні умовні позначення:

$Ф$ – випадок з грозою;

$П$ – випадок прогнозу грози;

$\overline{Ф}$ – випадок без грози;

$\overline{П}$ – випадок прогнозу відсутності грози;

$\sum П$ – кількість випадків прогнозу грози;

$\sum$ – загальна кількість випадків;

$u(П)$ – справджуваність прогнозів грози;

$u(\overline{П})$ – справджуваність прогнозів відсутності грози;

u – загальна справджуваність прогнозів;

$h(Ф)$ – попереджуваність грози;

$h(\overline{Ф})$ – попереджуваність відсутності грози.

Для розрахунків справджуваності прогнозу на наявність (відсутність) грози, попередження наявності (відсутності) грози та загальної справджуваності прогнозу грози за методами Вайтинга, Фауста та Сіміля – були сформовані таблиці спряженості відповідно до наведеного вигляду (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Загальний вид таблиці спряженості

Факт	Прогноз		$\sum$
	Явище прогнозувалось	Явище не прогнозувалось	
Явище спостерігалось	n_{11}	n_{12}	n_{10}
Явище не спостерігалось	n_{21}	n_{22}	n_{20}
$\sum$	n_{01}	n_{02}	N

Справджуваність прогнозів на наявність грози $u(П)$ розраховувалась за формулою:

$$u(П) = \frac{n_{11}}{n_{01}} \ . \qquad 3.1)$$

Справджуваність прогнозів на відсутність грози $u(\overline{П})$ розраховувалась за формулою:

$$u(\overline{П}) = \frac{n_{11}}{n_{02}} \ . \qquad (3.2)$$

Попереджуваність грози $h(Ф)$ розраховувалась за формулою:

$$h(Ф) = \frac{n_{11}}{n_{10}} \ . \qquad (3.3)$$

Попереджуваність відсутності грози $h(\overline{Ф})$ розраховувалась за формулою:

$$h(\overline{Ф}) = \frac{n_{22}}{n_{20}} \ . \qquad (3.4)$$

Загальна справджуваність прогнозу u розраховувалась за формулою:

$$u = \frac{n_{11} + n_{22}}{N} \ , \qquad (3.5)$$

де,

n_{11} – кількість випадків, коли явище прогнозувалося і спостерігалося;

n_{22} – кількість випадків, коли явище не прогнозувалося і не спостерігалося;

n_{12} – кількість випадків, коли явище не прогнозувалося але спостерігалося;

n_{21} – кількість випадків, коли явище прогнозувалося але не спостерігалося;

N – загальна кількість випадків.

У методі Вайтинга були використані наступні критеріальні значення індексу грозового положення $K \geq 31$, $K \geq 29$, $K \geq 27$, $K \geq 25$, $K \geq 23$, в методі Фауста $\Delta T \geq 1$, $\Delta T \geq 0$, $\Delta T \geq -1$, $\Delta T \geq -2$, $\Delta T \geq -3$, а у методі Сіміля $\Delta T \geq 0$, $\Delta T \geq -1$, $\Delta T \geq -2$, $\Delta T \geq -3$, $\Delta T \geq -4$. Для усіх обраних індексів була проведена оцінка якості прогнозів, та результати оцінки зведені до таблиць спряженості (табл.3.2 – 3.4).

Таблиця 3.2 – Таблиця спряженості для методу прогнозу грози (метод Вайтинга)

	$\Delta T \geq 31$				$\Delta T \geq 29$				$\Delta T \geq 27$				$\Delta T \geq 25$				$\Delta T \geq 23$			
	П	$\overline{П}$	∑	*h*	*П*	$\overline{П}$	∑	*h*	*П*	$\overline{П}$	∑	*h*	*П*	$\overline{П}$	∑	*h*	*П*	$\overline{П}$	∑	*h*
Ф	24	28	52	0,46	36	16	52	0,69	43	9	52	0,83	45	7	52	0,87	47	5	52	0,90
$\overline{Ф}$	54	291	345	0,16	71	274	345	0,21	100	245	345	0,29	132	213	345	0,38	164	181	345	0,48
∑	78	319	397		107	290	397		143	254	397		177	220	397		211	186	397	
u	0,31	0,91		0,79	0,34	0,94		0,78	0,30	0,96		0,73	0,25	0,97		0,65	0,22	0,97		0,57

Таблиця 3.3 – Таблиця спряженості для методу прогнозу грози (метод Фауста)

	$\Delta T \geq 1$				$\Delta T \geq 0$				$\Delta T \geq -1$				$\Delta T \geq -2$				$\Delta T \geq -3$			
	П	$\overline{П}$	∑	*h*	*П*	$\overline{П}$	∑	*h*	*П*	$\overline{П}$	∑	*h*	*П*	$\overline{П}$	∑	*h*	*П*	$\overline{П}$	∑	*h*
Ф	22	30	52	0,42	26	26	52	0,50	39	13	52	0,75	45	7	52	0,87	46	6	52	0,88
$\overline{Ф}$	42	303	345	0,12	62	283	345	0,18	86	259	345	0,25	116	229	345	0,34	136	209	345	0,39
∑	64	333	397		88	309	397		125	272	397		161	236	397		182	215	397	
u	0,34	0,91		0,82	0,3	0,92		0,78	0,31	0,95		0,75	0,28	0,97		0,69	0,25	0,97		0,64

Таблиця 3.4 – Таблиця спряженості для методу прогнозу грози (метод Сіміля)

	ΔT ≥ 0				ΔT ≥ -1				ΔT ≥ -2				ΔT ≥ -3				ΔT ≥ -4			
	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h
$Ф$	16	36	52	0,31	22	30	52	0,42	31	21	52	0,6	32	20	52	0,62	34	18	52	0,65
$\overline{Ф}$	75	270	345	0,22	110	235	345	0,32	150	195	345	0,43	173	172	345	0,5	191	154	345	0,55
$\sum$	91	306	397		132	265	397		181	216	397		205	192	397		225	172	397	
u	0,18	0,88		0,72	0,17	0,89		0,65	0,17	0,9		0,57	0,16	0,9		0,51	0,15	0,9		0,47

Для зручності подальшого аналізу результати динамічного випробовування методів прогнозу грози (за методами Фауста, Вайтинга та Сіміля) були відображені у вигляді графіків зображених на рисунках 3.1, 3.2 та 3.3.

Як видно з даних таблиць 3.2 і 3.3 та графіків 3.1 і 3.2 динамічні характеристики методів Вайтинга та Фауста мають доволі схожі показники, але при цьому показники справджуваності за методом Фауста є все ж таки дещо вищими за показники метода Вайтинга.

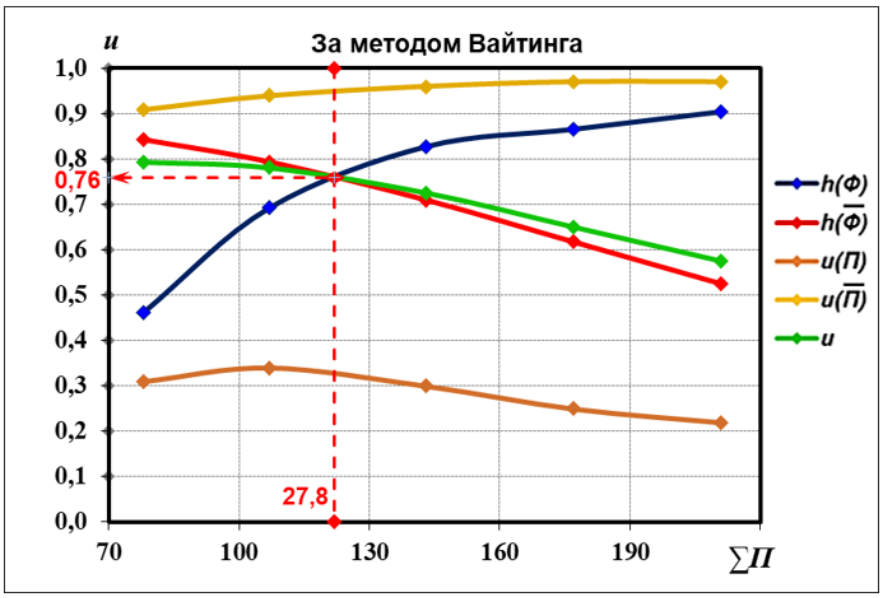

Рисунок 3.1 – Динамічні характеристики оцінок прогнозу грози за методом Вайтинга

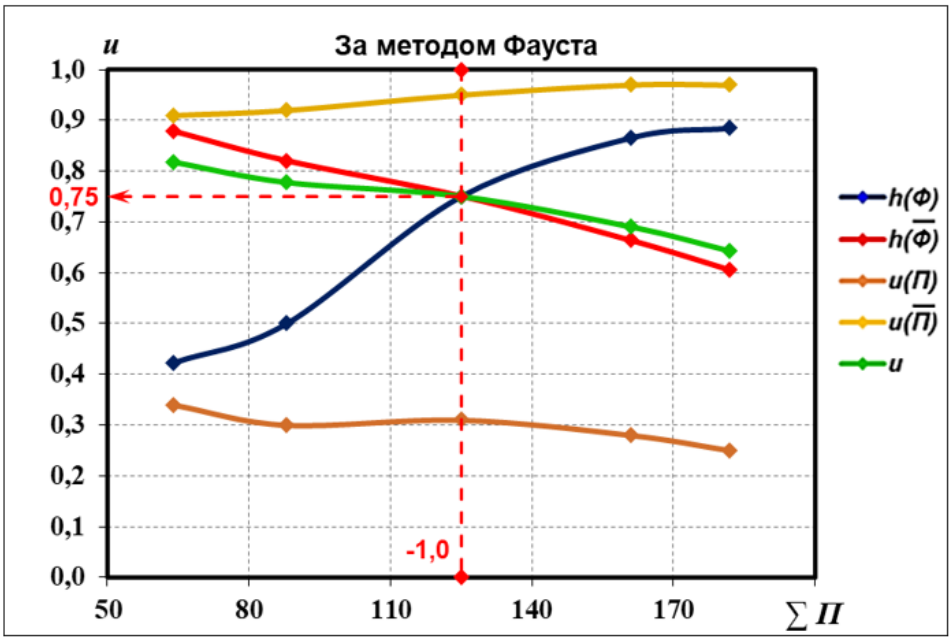

Рисунок 3.2 – Динамічні характеристики оцінок прогнозу грози за методом Фауста

Це можна побачити порівнюючи хід кривих (рис. 3.1, 3.2) загальної справджуваності (u) обох методів.

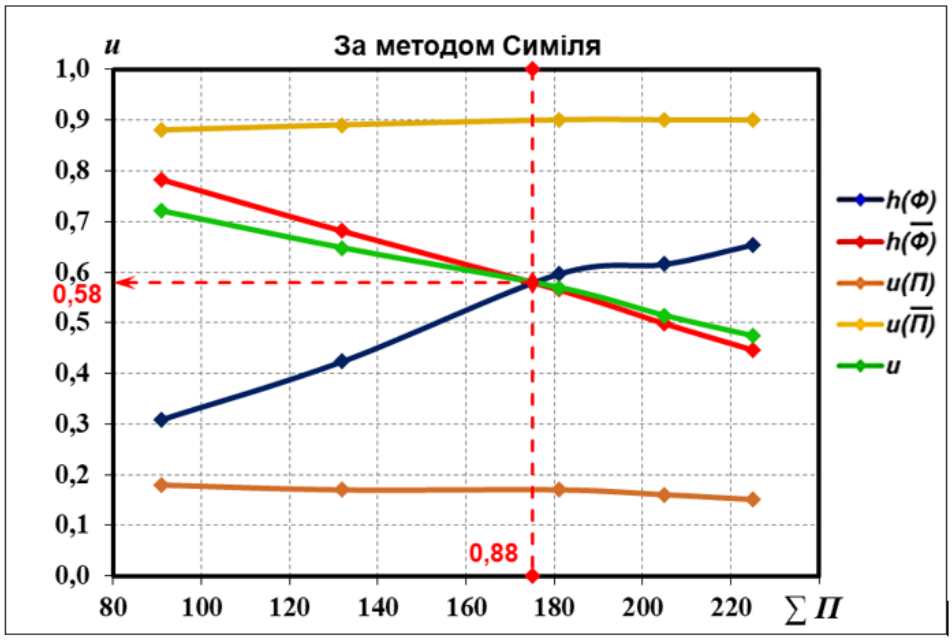

Рисунок 3.3 – Динамічні характеристики оцінок прогнозу грози за методом Сіміля

Крива загальної справджуваності в методі Вайтинга, зі збільшенням величини порогового критеріального значення, напочатку демонструє відносно рівний хід, а потім різкий спад і знижується від 0,79 до 0,57, а крива загальної справджуваності в методі Фауста демонструє відносно рівний спад зі зменшенням величини порогового критеріального значення, і знижується від 0,82 до 0,64. На відміну від двох попередніх методів, метод Сіміля показав набагато гірший результат по загальній справджуваності. Хід кривої загальної справджуваності за цим методом відображає стабільне зниження значення справджуваності зі зменшенням критеріальних значень від 0,72 до 0,47, що безпосередньо пов'язано зі збільшенням кількості хибних тривог.

Показники справджуваності прогнозу на відсутність грози у всіх трьох методах є доволі високими і знаходяться: в методі Вайтинга і Фауста межах від 0,91 до 0,97, а в методі Сіміля від 0,88 до 0,90. Таку високу справджуваність доволі легко пояснити тим, що випадків без грози, в розглянутій вибірці, спостерігалося набагато більше ніж випадків з грозою, тому зі збільшенням (зменшенням) критеріальних значень в методі Вайтинга (в методах Фауста і Сіміля) велика кількість справджуваних прогнозів відсутності грози перекривають відносно невелику кількість помилок пропуску.

Окрему увагу слід звернути на точку перетину трьох кривих (*u, h(Ф)* і $h(\overline{\Phi})$) на графіках відображених на рисунках 3.1 – 3.3. Ці точки на графіках відображають оптимальний баланс між попереджуваністю грози та попереджуваністю відсутності грози з урахуванням загальної справджуваності. Як видно з графіків точка перетину трьох кривих, для метода Вайтинга відповідає значенню справджуваності 0,76, що відповідає критеріальному значенню параметру 27,8 (було виявлено шляхом інтерполяції), для метода Фауста відповідає значенню справджуваності 0,75, що відповідає критеріальному значенню параметру -1,0 і для метода Сіміля

відповідає значенню справджуваності 0,58, що відповідає критеріальному значенню параметру 0,88 (було виявлено шляхом інтерполяції).

Окремого аналізу потребують показники критеріїв справджуваності прогнозів грози *u*(*П*) в трьох методах. Ця крива відображає змінення відношення кількості випадків прогнозу грози, що справдилися, до загальної кількості випадків коли прогнозувалася гроза. Як можна побачити з графіків показники цього критерію у всіх трьох методах є доволі низькими. В методах Вайтинга і Фауста вони коливаються в межах від 0,34 до 0,22, в методі Фауста від 0,34 до 0,25 відповідно, а в методі Сіміля цей критерій є ще нижчим, і його значення коливається від 0,15 до 0, 18. Такі низькі показники справджуваності за методом Сіміля можна пояснити тим, що він розроблявся для північних регіонів (для території Фінляндії).

3.3 Розробка регіонального методу прогнозу грозової активності

На цьому етапі дослідження до загального розрахункового алгоритму був доданий розрахунковий блок, який дозволив сформувати альтернативний метод прогнозу грозового положення і долучити, в подальшому, результати розрахунків, отриманих за цим методом, до перевірки динамічних характеристик методу.

Для розробки регіонального методу прогнозу грози у якості прогностичних факторів були обрані наступні метеорологічні елементи: температури повітря (T) і точки роси (T_d) на рівнях 850, 700, 500 гПа, а також висота поверхні 850 гПа (Z_{850}).

Прогностичний індекс грозового положення φ був побудований у вигляді рівняння регресії:

$$\varphi = aT_{850} + bTd_{850} + cT_{700} + dTd_{700} + eT_{500} + fTd_{500} + g(Z_{850} - 145) + h \qquad (3.6)$$

Всі значення метеорологічних елементів у формулі відповідають результатам вимірювань за 00 годин СГЧ.

Для визначення коефіцієнтів формули (3.6) була сформована система умовних рівнянь, яка згодом була вирішена методом найменших квадратів. При наявності грози значення індексу в умовних рівняннях приймалось рівним +1, при відсутності грози на місце φ підставлялося значення -1.

Для визначення коефіцієнтів регресії був оброблений архівний матеріал по станції Харків за травень – вересень 2016 – 2018 років. В результаті розрахунків були отримані наступні числові значення коефіцієнтів рівняння регресії (система рівнянь наведення у додатку Б):

- a = 0,032;
- b = 0,018;
- c = -0,008;
- d = 0,008;
- e = -0,039;
- f = 0,007;
- g = 0,021;
- h = -1,423.

З урахуванням коефіцієнтів регресії рівняння приймає наступний вигляд:

$$\varphi = 0{,}032T_{850} + 0{,}018T_{d850} - 0{,}008T_{700} + 0{,}008T_{d700} - 0{,}039T_{500} + \\ + 0{,}007T_{d500} + 0{,}021(Z_{850} - 145) - 1{,}423$$

Для зручності порівняння індексів, отриманих за даним рівнянням регресії та іншими методами, коефіцієнти рівняння були помножені на 20 після чого формула набула наступного вигляду:

$$\varphi = 0{,}64T_{850} + 0{,}35T_{d850} - 0{,}17T_{700} + 0{,}15T_{d700} - 0{,}77T_{500} + \\ + 0{,}14T_{d500} - 0{,}42(Z_{850} - 145) - 28{,}46,$$

Для перевірки на справджуваність альтернативного методу, був оброблений матеріал за травень – вересень місяці 2019 – 2021 років, на основі якого була сформована аналогічна таблиця спряженості 3.5 і так само як і для

попередніх методів, були побудовані графіки (рис. 3.4) з динамічними характеристиками альтернативного методу

Таблиця 3.5 – Таблиця спряженості для методу прогнозу грози (альтернативний метод)

	ΔT ≥ -10				ΔT ≥ -11				ΔT ≥ -12				ΔT ≥ -13				ΔT ≥ -14			
	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h	$П$	$\overline{П}$	$\sum$	h
$Ф$	25	27	52	0,48	32	20	52	0,62	39	13	52	0,75	45	7	52	0,87	48	4	52	0,92
$\overline{Ф}$	35	310	345	0,10	42	303	345	0,12	63	282	345	0,18	76	273	345	0,22	88	257	345	0,26
$\sum$	60	337	397		74	323	397		102	295	397		121	280	397		136	261	397	
u	0,42	0,92		0,84	0,43	0,94		0,84	0,38	0,96		0,81	0,37	0,98		0,79	0,35	0,98		0,77

Як видно з даних таблиці 3.5 та графіків відображених на рисунку 3.4 динамічні характеристики альтернативного методу є дещо кращими за характеристики розглянутих вище методів.

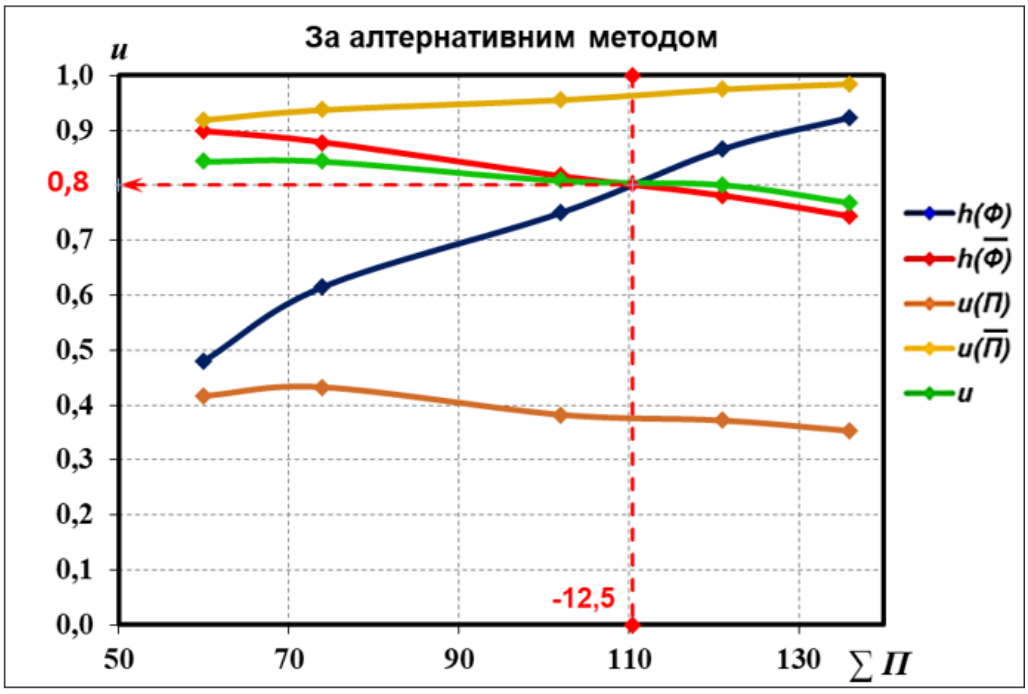

Рисунок 3.4 – Динамічні характеристики оцінок прогнозу грози за альтернативним методом

Крива загальної справджуваності в альтернативному методі, зі зменшенням величини порогового критеріального значення, так само як і в інших методах, має тенденцію на зниження від 0,84 до 0,77, але, ця тенденція є менш інтенсивною, що свідчить про більшу стабільність методу.

Показники справджуваності прогнозу на відсутність грози в альтернативному методі, також є доволі високими і знаходяться в межах від 0,92 до 0,98.

Точка перетину трьох кривих (u, $h(Ф)$ і $h(\overline{Ф})$) на графіках відображених на рисунку 3.4, яка відображає оптимальний баланс між попереджуваністю грози та попереджуваністю відсутності грози з урахуванням загальної справджуваності, відповідає значенню справджуваності 0,80, що відповідає критеріальному значенню параметру -12,5 (було виявлено шляхом інтерполяції).

Як можна побачити з графіку на рисунку 3.4 показники критерію справджуваності прогнозів грози $u(П)$ в альтернативному методі, також, є доволі низькими, але все таки, є дещо вищими та мають меншу амплітуду коливання, порівняно з показниками того ж критерію для попередніх методів і коливаються в межах від 0,43 до 0,37, що також свідчить про більшу стабільність в роботі методу.

ВИСНОВКИ

1. В даній роботі були проаналізовані та оброблені статистичні дані на станції Харків за теплий період з 2019 по 2021 рік. За результатами отриманих даних були визначені динамічні характеристики існуючих методів прогнозу грозової активності.

2. Аналіз динамічних характеристик існуючих методів прогнозу грозової активності показав суттєве зниження показників справджуваності зі зміненням їх критеріальних значень, що свідчить про нестабільність в роботі цих методів.

3. В ході роботи було виведено рівняння множинної регресії. Одержана залежність між обраними предикторами та індексом грозової активності апроксимована показовим рівнянням множинної регресії, вигляд якого свідчить, що при значеннях індексу грозової активності менше -10 імовірність утворення гроз збільшується.

4. У зв’язку з тим, що у залежності від місцевих кліматичних умов спостерігається коливання індексу грозового положення, прогностичні методи доцільно будувати за регіональним або місцевим принципом. Реалізація цього принципу для Харкова надала змогу отримати прогностичну формулу з доволі стійкими динамічними характеристиками прогнозу.

5. Динамічні характеристики прогностичного методу дозволяють синоптику, виходячи з конкретних умов льотної роботи і синоптичної обстановки, у розумних межах варіювати величиною індексу, за якою призначається грозове положення. При цьому він здатен (у імовірнісному сенсі) оцінювати, як це відобразиться на ефективності прогнозу.

6. В даній роботі не брались до уваги таки поправки як збіжність або розбіжність ізогіпс в шарі 850 – 700 гПа (метод Вайтинга) та поправка на кривизну ізобар (метод Фауста). Розрахунки з використанням цих поправок звісно ж змінили б результати випробувань, але слід також зауважити, що ці

поправки не використовувались як для існуючих методів, так і для запропонованого.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Школьний Є. П. Фізика атмосфери: підручник / Є. П. Школьний. – Одеса : ОДЕКУ, 2005. – 507 с.

2. Проценко Г. Д. Метеорологія та кліматологія: навчальний посібник / Г. Д. Проценко. – Київ: НПУ, 2007. – 265 с.

3. Івус Г. П. Короткострокові прогнози погоди з урахуванням мезометеорології: конспект лекцій / Г. П. Івус. – Одеса, 2007. – 162 с.

4. Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. Авіаційна метеорологія: конспект лекцій / Г. П. Івус, А. Б. Семергей-Чумаченко. – Дніпропетровськ: Економіка, 2006. – 140 с.

5. Грушевський О. М., Міщенко Н. М. Діагноз і прогноз конвективних явищ: навчальний посібник / О. М. Грушевський, Н. М. Міщенко. – Одеса : ОНУ ім. Мечникова, 2020. – 122 с.

6. Roland Stull. Practical Meteorology: An Algebra-based SurveyofAtmosphericScience. – Vancouver 2016. – 924 с.

7. Vasquez T. Storm Chasing. – Handbook, 2-nd edition. – 2009. – С.

8. Vasquez T. Instability, Skew-T & Hodograph. Handbook. – 2017. – 235 p.

9. Stull, R. Practical Meteorology: An Algebra-Based Survey of Atmospheric Science. – Vancouver : The University of British Columbia, 2015–2016. – 938 p.

10. Salby, M. L. Physics of the Atmosphere and Climate / M. L. Salby. – Cambridge: Cambridge University Press, 2012. – 666 p.

11. Holton, J. R. An Introduction to Dynamic Meteorology / J. R. Holton. – 5th ed. – Oxford: Elsevier, 2013. – 532 p.

12. Vasquez T. Severe Storm Forecasting. First edition (Blue Book). – Printed in the USA. – 2010. – P. 101-108.

13. Wickson, M. Meteorology for Aviators / M. Wickson. – London: Blackwell Aviation Publishing, 2003. – 200 p.

14. Lackmann, G. Principles of Convective Weather Forecasting / G. Lackmann. – West Sussex, UK: Wiley-Blackwell, 2015. – 350 p.

15. Davies-Jones, R. Streamwise Vorticity: The Origin of Updraft Rotation in Supercell Storms / R. Davies-Jones // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1984. – Vol. 41, No. 20. – P. 354.

16. Markowski, P. M., Richardson, Y. P. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes / P. M. Markowski, Y. P. Richardson. – Chichester: John Wiley & Sons, 2010. – 407 p.

17. Browning, K. A. Dynamical and Synoptic Meteorology / K. A. Browning. – London: Routledge, 2002. – 352 p.

18. Mohanakumar, K. Stratosphere Troposphere Interactions: An Introduction / K. Mohanakumar. – Berlin: Springer, 2008. – 416 p.

19. Emanuel, K. Atmospheric Convection / K. Emanuel. – Oxford: Oxford University Press, 1994. – 580 p.

20. Schultz, D. Thunderstorm Avoidance in Aviation: Using Radar and Satellite Data / D. Schultz // Weather and Forecasting. – 2007. – Vol. 22, No. 2. – P. 396–408.

21. Linacre E., Geerts B. Climates and Weather Explained. – New York : Routledge, 1997. – 432 p.

22. Wallace J. M., Hobbs P. V. Atmospheric Science: An Introductory Survey. – Amsterdam : Academic Press, 2006. – 483 p.

23. Williams P. D. Climate Change and its Impact on Aviation // Nature Climate Change. – 2016. – Vol. 6, No. 7. – P. 562–567.

24. Collier, J. G., Thome, J. R. Convective Boiling and Condensation. – Oxford: Oxford University Press, 1996. – 352 p.

25. Doswell C.A. III, Brooks H.E., Maddox R.A. Severe Convective Storms // American Meteorological Society. – 1996. – Vol. 5, No. 2. – P. 140–157.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки

до кваліфікаційної роботи

курсанта групи В-21 Анастасії Клименко

на тему: «Розробка регресійного методу прогнозу грозового положення для станції Харків»

1. Доповідь на 81-ї звітній студентській наукової конференції ОНУ імені І. І. Мечникова 23-25 квітня 2025 р. за темою «Динамічні характеристики методів прогнозу грозової активності» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕкУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступ: https://onu.edu.ua/pub/bank/userfiles/files/rgf/theory_practice_translate/MetodichniVidania/program_81_stud_konf_2025.pdf

Керівник кваліфікаційної роботи

підполковник Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ

Додаток Б

Система рівнянь для визначення коефіцієнтів регресії методом найменших квадратів

$$
\begin{cases}
\sum_{i=1}^{N}\varphi = \sum_{i=1}^{N}h + a\sum_{i=1}^{N}T_{850} + b\sum_{i=1}^{N}T_{d850} + c\sum_{i=1}^{N}T_{700} + d\sum_{i=1}^{N}T_{d700} + e\sum_{i=1}^{N}T_{500} + f\sum_{i=1}^{N}T_{d500} + g\sum_{i=1}^{N}Z_{850} \\
\sum_{i=1}^{N}\varphi T_{850} = h\sum_{i=1}^{N}T_{850} + a\sum_{i=1}^{N}{T_{850}}^{2} + b\sum_{i=1}^{N}T_{850}T_{d850} + c\sum_{i=1}^{N}T_{850}T_{700} + d\sum_{i=1}^{N}T_{850}T_{d700} + e\sum_{i=1}^{N}T_{850}T_{500} + f\sum_{i=1}^{N}T_{850}T_{d500} + g\sum_{i=1}^{N}T_{850}Z_{850} \\
\sum_{i=1}^{N}\varphi T_{d850} = h\sum_{i=1}^{N}T_{d850} + a\sum_{i=1}^{N}T_{d850}T_{850} + b\sum_{i=1}^{N}{T_{d850}}^{2} + c\sum_{i=1}^{N}T_{d850}T_{700} + d\sum_{i=1}^{N}T_{d850}T_{d700} + e\sum_{i=1}^{N}T_{d850}T_{500} + f\sum_{i=1}^{N}T_{d850}T_{d500} + g\sum_{i=1}^{N}T_{d850}Z_{850} \\
\sum_{i=1}^{N}\varphi T_{700} = h\sum_{i=1}^{N}T_{700} + a\sum_{i=1}^{N}T_{700}T_{850} + b\sum_{i=1}^{N}T_{700}T_{d850} + c\sum_{i=1}^{N}{T_{700}}^{2} + d\sum_{i=1}^{N}T_{700}T_{d700} + e\sum_{i=1}^{N}T_{700}T_{500} + f\sum_{i=1}^{N}T_{700}T_{d500} + g\sum_{i=1}^{N}T_{700}Z_{850} \\
\sum_{i=1}^{N}\varphi T_{d700} = h\sum_{i=1}^{N}T_{d700} + a\sum_{i=1}^{N}T_{d700}T_{850} + b\sum_{i=1}^{N}T_{d700}T_{d850} + c\sum_{i=1}^{N}T_{d700}T_{700} + d\sum_{i=1}^{N}{T_{d700}}^{2} + e\sum_{i=1}^{N}T_{d700}T_{500} + f\sum_{i=1}^{N}T_{d700}T_{d500} + g\sum_{i=1}^{N}T_{d700}Z_{850} \\
\sum_{i=1}^{N}\varphi T_{500} = h\sum_{i=1}^{N}T_{500} + a\sum_{i=1}^{N}T_{500}T_{850} + b\sum_{i=1}^{N}T_{500}T_{d850} + c\sum_{i=1}^{N}T_{500}T_{700} + d\sum_{i=1}^{N}T_{500}T_{d700} + e\sum_{i=1}^{N}{T_{500}}^{2} + f\sum_{i=1}^{N}T_{500}T_{d500} + g\sum_{i=1}^{N}T_{500}Z_{850} \\
\sum_{i=1}^{N}\varphi T_{d500} = h\sum_{i=1}^{N}T_{d500} + a\sum_{i=1}^{N}T_{d500}T_{850} + b\sum_{i=1}^{N}T_{d500}T_{d850} + c\sum_{i=1}^{N}T_{d500}T_{700} + d\sum_{i=1}^{N}T_{d500}T_{d700} + e\sum_{i=1}^{N}T_{d500}T_{500} + f\sum_{i=1}^{N}{T_{d500}}^{2} + g\sum_{i=1}^{N}T_{d500}Z_{850} \\
\sum_{i=1}^{N}\varphi Z_{850} = h\sum_{i=1}^{N}Z_{850} + a\sum_{i=1}^{N}Z_{850}T_{850} + b\sum_{i=1}^{N}Z_{850}T_{d850} + c\sum_{i=1}^{N}Z_{850}T_{700} + d\sum_{i=1}^{N}Z_{850}T_{d700} + e\sum_{i=1}^{N}Z_{850}T_{500} + f\sum_{i=1}^{N}Z_{850}T_{d500} + g\sum_{i=1}^{N}{Z_{850}}^{2}
\end{cases}
$$