

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

для лабораторної роботи з дисципліни
«Короткострокові прогнози погоди» на тему:
«Прогноз граду»

Затверджено
методичною комісією
гідрометеорологічного інституту
протокол № 9 від 28.05. 2012 р.

ОДЕСА – 2012

Методичні вказівки для лабораторної роботи з дисципліни «Короткострокові прогнози погоди» на тему: «Прогноз граду» для студентів 4 курсу, спеціальність «Метеорологія», спеціалізація «Метеорологічні прогнози» / Укладачі: к. геогр.н., проф. Івус Г.П., ас. Гурська Л.М.; укр., 27 стор.

ПЕРЕДМОВА

Дисципліна «Короткострокові прогнози погоди» належить до циклу професійно-орієнтованих дисциплін підготовки студентів з напрямку «Гідрометеорологія» за спеціальністю 7.04010501 – «Метеорологія».

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

Завданням дисципліни є вивчення питань впливу метеорологічних умов на діяльність різних галузей сучасної економіки, знайомство з теоретичними та методичними основами метеорологічного забезпечення народного господарства.

Дані методичні вказівки спрямовані на організацію лабораторних робіт під час вивчення теми: «Прогноз конвективної хмарності та небезпечних явищ». Оцінювання завдання проводиться за кредитно-модульною системою відповідно до робочої програми.

При вивченні теми студент повинен:

Знати: характеристики граду, фізичні процеси, які призводять до нестійкості атмосфери та розвитку конвекції, принципи побудови аерологічної діаграми.

Вміти: оцінити синоптичну ситуацію та термодинамічні умови щодо сприятливості розвитку градових процесів і дати їх прогноз.

Перелік літератури

1. Балабух В.О. Міжрічна мінливість інтенсивності конвекції в Україні // Матеріали конференції «Глобальні та регіональні зміни клімату», Київ, 2010.
2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
3. Івус Г.П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. – Одеса: „Екологія”, 2007. – 321 с.
4. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського. К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
5. Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети / Под ред. Солонина А.С. и др.- СПб.: Гидрометеиздат, 2002.– 332с.
6. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні та стихійні явища погоди. - Київ, Державний комітет України з гідрометеорології, 2004. - 31 с.
7. Практикум з синоптичної метеорології / під ред. Івус Г.П., Іванової С.М. – Одеса, ТЕС, 2004. – 419 с.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

1 ФІЗИЧНІ МЕХАНІЗМИ ФОРМУВАННЯ ГРАДОВИХ ЯВИЩ

Градом називають опади, які випадають в тепле півріччя з купчасто-дощових хмар у вигляді льодяних кристалів різних розмірів. Стихійним метеорологічним явищем (СМЯ) вважається випадіння граду діаметром 20 мм і більше.

Розвиток граду відбувається під впливом атмосферних факторів різного масштабу. До них відносяться циркуляційні фактори від макро- до мезомасштабу, що визначають потенційні енергетичні можливості повітряної маси та термодинамічні умови формування і розвитку градових процесів різної інтенсивності, а також мікрофізичні параметри, які обумовлюють механізми зародження і росту граду.

Купчасто-дощові хмари (Cb) утворюються в атмосфері при високій вологості повітря у граничному шарі атмосфери, нестійкості в середній тропосфері та наявності нижче рівня конденсації термічної або динамічної конвекції.

При внутрішньомасових синоптичних процесах (до них відносяться і слабо виражені вторинні фронти) Cb утворюються над районами, де чітко виражена неоднорідність підстильної поверхні (узбережжя річок, озер, морів, межі міської забудови).

В зонах активних атмосферних фронтів Cb утворюються в результаті квазіупорядкованого мезомасштабного підйому повітря. Мезомасштабні висхідні потоки як правило пов'язані з мезомасштабною конвергенцією у нижній тропосфері. Формування купчасто-дощових хмар із потужних купчастих (Si cong) відбувається при проникненні вершин Si cong у шари з від'ємною температурою повітря. При цьому спостерігається обледеніння вершин хмар і випадіння із них крупнокрапельних опадів. У найбільш розвинених по вертикалі та горизонталі Cb відмічається грози, град, смерчі.

Град утворюється у потужних висхідних потоках купчасто-дощових хмар (Cb) за рахунок гравітаційної коагуляції зародків граду. Купчасто-дощова хмара може складатися з однієї або декількох (до п'яти-восьми) конвективних комірок. Еволюція кожної з них визначається переважаючим напрямком вертикального руху повітря і має три стадії: росту, зрілості та розпаду. За структурою Cb розподіляють на однокоміркові, мультикоміркові та суперкоміркові. У цій послідовності зростає їх руйнівний потенціал. При такій класифікації за комірку приймають елемент купчасто-дощової хмари, з яким пов'язані локальні максимуми інтенсивності опадів і швидкості висхідних потоків.

Часто однокоміркові Cb є початковою стадією формування мультикоміркових хмар. Дочерні комірки можуть швидко виникати на

відстані до 20-30 км від первинної (материнської) комірки. Чим більше розвинута первинна комірка по вертикалі, тим вища швидкість її переносу і тим швидше вона догонить дочірню комірку та зіллється з нею. Мультикоміркові Сб можуть існувати протягом декількох годин. Руйнування, пов'язані з мультикомірковими хмарами, зростають у порівнянні з руйнуваннями, які спричиняють одиночні комірки, через збільшення швидкості вітру і розміру градин. Довжина смуги граду може досягати декількох десятків кілометрів.

Суперкоміркові Сб складаються із однієї квазістаціонарної конвективної комірки, яка об'єднує висхідний і низхідний потоки, що межують один з одним. Суперкоміркові Сб виникають, коли в результаті сильного зсуву вітру у верхній атмосфері та сильної нестійкості утворюється обширна висхідна течія. Через велику швидкість висхідних рухів (декілька десятків м/с) відмічається обтікання таких Сб зовнішнім потоком. В зоні особливо сильних висхідних потоків існують куполоподібні навіси, в яких відбувається інтенсивний ріст льодяних частинок. Із суперкомірковими Сб пов'язана більшість катастрофічних градобиттів – смуга граду може розтягуватись на сотні кілометрів. Короткі характеристики градових комірок наведені в табл. 1.

Таблиця 1 – Характеристики градових процесів

Основні параметри градової хмари	Градовий процес		
	однокомірковий	багатокомірковий упорядкований	суперкомірковий
Максимальна висота, км	8-12	10-14	11-16
Максимальний розмір у спектрі граду, що випадає, см	1-3	2-5	3-8
Площа випадіння граду, км ²	0,5-10	5-100	60-1800

У зоні холодного фронту (фронту оклюзії), де особливо часто відзначається розвиток градових хмар і випадіння граду на землю, тепла повітряна маса енергійно витісняється вгору клином холодного повітря. При підйомі відбувається конденсація вологи і виділення тепла конденсації. Під дією сил плавучості і позитивного прискорення, спрямованого вгору, у хмарі розвивається потужний висхідний конвективний потік більш теплого повітря. Поперечник цього потоку біля основи хмари складає звичайно 5...10 км (в окремих випадках і більше),

швидкість висхідних рухів $3...5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (іноді $5...10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). У середній частині хмари (на висоті $5...7 \text{ км}$, рідше $8...9 \text{ км}$) швидкість висхідного конвективного потоку (w_k) зростає до $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (іноді $\geq 30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), а поперечник зменшується в декілька разів (до 5 км). У верхній частині хмари (на висоті $h \geq 10...12 \text{ км}$) поперечник висхідного потоку знову збільшується ($\geq 5...10 \text{ км}$), а швидкість зменшується ($3...5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). На вершині хмари $w_k \approx 0$.

Описана схема просторової структури висхідного конвективного потоку в потужній конвективній хмарі підтверджена теоретичними та експериментальними дослідженнями.

Висхідний конвективний потік переносить з нижніх шарів, багатих вологою, у верхні величезну кількість води (десятки і сотні тисяч тонн). Ця волога накопичується в хмарі, у так званій зоні акумуляції, на рівні і трохи вище рівня максимальної швидкості висхідного конвективного потоку. Вертикальна потужність зони акумуляції за експериментальними даними звичайно $1...2 \text{ км}$, іноді $3...4 \text{ км}$. Волога в зоні акумуляції як правило існує у вигляді двох фаз - рідкої і твердої. Ця зона розташовується при температурах повітря від $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ до $-40 \text{ }^\circ\text{C}$. У зоні акумуляції в більшості випадків існують сприятливі умови для швидкого росту граду (приблизно за $10...15 \text{ хв}$). Доки швидкість падіння градин менше швидкості висхідного конвективного потоку в хмарі, градини утримуються цим потоком у зоні акумуляції. Вони як би "плавають" у висхідному потоці приблизно на одному рівні.

Нарешті настає момент, коли швидкість падіння градин, які вирости до великих розмірів, перевищує швидкість висхідного потоку в зоні акумуляції, і градини спочатку повільно, а потім усе швидше спрямовуються вниз крізь висхідний потік. При падінні до рівня нульової ізотерми в хмарі градини продовжують рости за рахунок зіткнення з численними переохолодженими краплями, що принесені знизу висхідним потоком.

Оскільки при замерзанні переохолоджених крапель на градинах температура на поверхні останніх підвищується за рахунок виділення теплоти замерзання, а температура повітря у висхідному конвективному потоці значно вище, ніж у зоні акумуляції, створюються умови для швидкого збільшення розміру граду в режимі так званого вологого (мокрого) росту. На поверхні градин утворюються шари чистого і прозорого льоду.

Градини ростуть також за рахунок коагуляції, злипання і змерзання з іншими градинами і ряду інших факторів.

Максимальний розмір градин варто очікувати на рівні нульової ізотерми. Тут він може бути в два-три рази більше, ніж у зоні акумуляції. Нижче рівня нульової ізотерми в хмарі він починає танути і зменшуватися в розмірах. Якщо ізотерма $0 \text{ }^\circ\text{C}$ в хмарі розташовується на висоті

$h \geq 3,5...4,0$ км, то градини діаметром 1,0...1,5 см цілком тануть і проливаються зливою.

Практика польотів показала, що літаки досить часто і зненацька для льотчиків попадали в зону граду поза конвективними хмарами на відстані приблизно 10...15 км від них. При цьому спостереження по літаковому радіолокатору не попереджали про наявність граду в хмарах і поблизу них.

Г.Д. Решетов бачить механізм цього явища в наступному. Швидкість горизонтальних повітряних потоків у верхній тропосфері і нижній стратосфері звичайно в два-три рази більше, ніж у нижній і середній тропосфері. Тому ці потоки не тільки переносять грозові та градові хмари, але й обтікають їх з боків, а частково і проникають у них, виносячи град у навколишнє повітря на підвітряний бік. При падінні з висоти $h = 12...14$ км (а іноді і з більших висот) град відноситься потоком повітря від купчасто-дошової хмари на відстань 10...15 км і навіть більше.

2 СИНОПТИЧНІ ТА ТЕРМОДИНАМІЧНІ УМОВИ ВИНИКНЕННЯ ГРАДУ

При прогнозі граду насамперед аналізуються синоптичні умови, сприятливі утворенню градових хмар. Аналіз матеріалів у дні з градом і без граду показав, що на території Східної Європи над рівнинною місцевістю град і градові хмари в 90..95% випадків відзначалися в теплий період року вдень у зоні фронтів, особливо холодних, малорухомих із хвилями і фронтів оклюзії з боку теплого повітря. Імовірність випадіння граду збільшується, якщо на карті АТ-500 спостерігається адвекція холоду, а на карті АТ-850 - адвекція тепла. Особливо уважно необхідно стежити за положенням і динамікою осередків холоду на АТ-500.

Розглянемо зазначені синоптичні умови докладніше.

а) град утворюється на холодному фронті, особливо поблизу вершини хвильового збурення (центральної частини циклону), поблизу точки оклюзії, при переміщенні його зі швидкістю 30...40 км·год⁻¹ і більше. Градові хмари розташовуються звичайно ланцюжком над приземним положенням холодного фронту з відхиленням від нього ± 50 км. При зменшенні швидкості переміщення холодного фронту і в міру віддалення від центра циклону, імовірність розвитку градових хмар і утворення граду зменшується. При швидкості переміщення холодного фронту 10 км·год⁻¹ і менше град малоімовірний.

б) малорухомий фронт із хвильовими збуреннями, що зміщуються уздовж фронту зі швидкістю 30...40 км·год⁻¹ і більше. Градові хмари розвиваються на ділянці холодного фронту хвилі і розташовуються ланцюжком уздовж лінії його приземного положення. Чим більше швидкість руху хвилі, тим імовірніше розвиток градових хмар, при

зменшенні швидкості хвилі імовірність розвитку градових хмар зменшується, при швидкості її $10 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ і менше град малоімовірний.

в) фронт оклюзії, особливо ділянка поблизу точки оклюзії і центра циклону при переміщенні його зі швидкістю $30\text{...}40 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ і більше. Градові хмари розташовуються звичайно ланцюжком уздовж приземного його положення ($\pm 25 \text{ км}$), а також у зоні верхнього холодного фронту. При швидкості переміщення фронту $10 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ і менше град малоімовірний.

г) неглибока барична улоговина в теплому секторі циклону, на периферії антициклону, в малоградієнтному баричному полі на приземній карті погоди. Ця улоговина може бути помітною і на картах АТ-850 та АТ-700. В улоговині, що окреслюється іноді лише однією проміжною ізобарою (ізогіпсою), при високих денних температурах повітря біля поверхні землі ($\geq 26\text{...}28 \text{ }^\circ\text{C}$), точці роси $\geq 8\text{...}10 \text{ }^\circ\text{C}$, у другій половині дня можуть розвинути потужні конвективні хмари з грозами, зливами, шквалами і градом (виникають так звані "лінії шквалів"). Синоптик у цих випадках звичайно проводить фронт оклюзії на денних і вечірніх картах погоди в теплому секторі циклону. (Відзначимо, що на нічних і ранкових картах погоди в цій неглибокій улоговині за даними метеорологічних станцій хмарність не спостерігається, однак на ТВ та ІК знімках супутника за ці ж терміни можна знайти невеликі смуги, плями, гряди і скупчення слаборозвинених конвективних хмар.) У другій половині дня під дією термічної конвекції в зазначеній улоговині розвиваються потужні купчасто-дощові хмари з грозами, зливами, шквалами і градом. На знімках ШСЗ в денний час над цими районами видно великі яскраві білі смуги щільних конвективних хмар і пов'язаних з ними явищ погоди.

д) передня і центральна частина осередку (улоговини) холоду в тропосфері (улоговини або замкнутого осередку холоду на картах ВТ $_{1000}^{500}$).

Розвиток градової хмарності і випадіння граду на землю відзначалися, як правило, при підвищених значеннях температури і вологості біля земної поверхні та у нижній тропосфері. У середній і верхній тропосфері вертикальні градієнти температури були близькі чи перевищували вологадіабатичний градієнт ($\gamma_{\text{ва}} \leq \gamma \leq \gamma_{\text{са}}$). При зазначених значеннях енергія нестійкості в тропосфері велика, що є однією з умов розвитку в денний час влітку (і особливо навесні) потужних конвективних хмар із градом над рівнинною місцевістю. Однак наявності значної енергії нестійкості в повітряній масі недостатньо для реалізації цієї енергії у вигляді потужних конвективних хмар, гроз, злив, шквалів і граду. Для реалізації енергії нестійкості необхідні ще й сприятливі синоптичні умови. Наприклад: влітку над сушею в денний час у теплому секторі циклону відзначаються, як правило, високі температури біля земної поверхні ($\geq 25\text{...}30 \text{ }^\circ\text{C}$). Значення вологості й енергія нестійкості також є великими. Однак, незважаючи на це, у теплому секторі циклону влітку в денний час

переважає ясна, малохмарна, суха і спекотна погода. Енергія нестійкості теплої повітряної маси не реалізується. Утворюються тільки слабо розвинуті по вертикалі купчасті хмари «гарної» погоди. І тільки наближення і проходження холодного фронту (фронту оклюзії) через пункт (територію) прогнозу призводить до реалізації енергії нестійкості, до бурхливого розвитку конвекції.

Слід відмітити, що в зоні теплих фронтів, антициклонів і баричних гребенів біля земної поверхні і на висотах град у хмарах і на землі не відзначався.

3 ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ГРАДОВИХ ПРОЦЕСІВ В УКРАЇНІ

З 90-х років ХХ ст. в Європі та Україні спостерігається зростання кількості та інтенсивності стихійних явищ погоди, пов'язаних із зонами активної конвекції (злив, гроз, граду, шквалу, смерчів), їх повторюваності, умов формування, просторово-часової мінливості. Крім того, попереджувальність цих явищ зменшується, що зумовлено значною неоднорідністю конвекції у часі та просторі і недостатньою вивченістю просторово-часової мінливості її кліматичних характеристик.

Крупний град (20 мм і більше) в Україні спостерігається переважно у теплий період року і утворюється в суперкоміркових хмарах при проходженні фронтів (особливо холодних - 75%). Можливий він і при внутрішньомасових процесах.

Протягом року максимум повторюваності числа днів з градом приходить на травень-липень, у добовому ході – на після полуденні години. Повторюваність випадків крупного граду та його величина має добре виражений сезонний хід в Україні: максимум повторюваності (більше 70%) та найбільший діаметр спостерігається у червні та липні, коли конвективні процеси досягають найбільшого розвитку. Навесні та восени град великого діаметру спостерігається рідко.

На повторюваність, інтенсивність та діаметр граду впливають місцеві орографічні особливості, висота місця над рівнем моря. У гірських районах і в передгір'ї град випадає частіше, ніж на рівнині. При цьому навітряні схили з теплою підстильною поверхнею є найбільш градонебезпечними. Із збільшенням висоти місцевості над рівнем моря найбільша повторюваність зміщується на більш пізні місяці. Так, на заході України максимальна кількість крупного граду спостерігається у липні, а в центральних районах – у червні. У цьому ж регіоні розвиток градових процесів починається на місяць раніше.

Град - явище локальне і повторюваність його по пункту незначна, оскільки просторовий масштаб градових процесів значно менше щільності

мережі спостережень. Тому для визначення градонебезпечності території (як і для сильного шквалу та смерчу) кількість випадків з крупним градом, що спостерігався у даному регіоні, розглянемо до одиниці площі 1 млн. га. Проведені розрахунки показали, що в Україні у такому мезорайоні за 10 років спостерігається 2-3 випадки дуже інтенсивних градобиттів. На території країни такі процеси бувають кожен рік.

Виділяються регіони, де повторюваність випадків катастрофічного граду в мезорайоні у декілька разів більша. Найбільш небезпечними є західні області України, де період повторення інтенсивних градових процесів такий же як і на півдні (1,3 роки), але щільність випадків стихійного метеорологічного явища в мезорайоні значно більша. Особливо виділяються райони Прикарпаття. У цьому регіоні на площі 1 млн. га за 10 років спостерігається 3-4 випадки граду, що досягає критеріїв СМЯ. Такі градобиття можуть пошкодити до 20% площ сільськогосподарських культур. Особливо інтенсивні процеси спостерігаються на південно-західних схилах Волино-Подільської височини. Тут за зазначений період може бути більше 10 випадків катастрофічних градобиттів, які можуть призвести до спустошливих пошкоджень сільськогосподарських культур на значній площі мезорайону. Повторюються такі процеси кожні три роки. На навітряних схилах височини з теплою підстильною поверхнею виникають найбільш сприятливі умови для розвитку інтенсивної конвекції та градових процесів. Додатковим фактором активізації конвекції у цьому регіоні є вузькі долини річок, розташовані паралельно основним потокам повітряних мас, які підсилюють динамічний фактор. У цьому регіоні також спостерігається значна повторюваність південно-західних циклонів, які приносять вологі повітряні маси з Чорного та Середземного морів. Усі ці фактори разом створюють найбільш сприятливі умови для утворення інтенсивних градових процесів. При їх розвитку окремі комірочки можуть розвиватись по типу суперкоміркових і зумовлювати утворення градових доріжок, коли інтенсивний град одночасно може спостерігатись на значній площі. Тому у цьому регіоні, градові процеси, хоч і спостерігаються рідше, ніж у Криму та Одеській області (період повторення 2 роки), але кількість випадків крупного граду на одиницю площі в мезорайоні значно вища.

Значна повторюваність випадків стихійного граду спостерігається також на південних, відкритих південним та південно-західним вологим повітряним масам, схилах Придніпровської височини. У цьому регіоні на площі 1 млн. га за 10 років може спостерігатись 4-6 випадки СМЯ, хоча процеси такої інтенсивності бувають не часто – кожні 4-5 років. Найбільш небезпечним є Баштанський район Миколаївської області, де конвективні явища можуть досягати дуже великої інтенсивності. У цьому районі спостерігається велика повторюваність не лише крупного граду, а й інших конвективних явищ: сильних шквалів, злив, смерчів.

Найбільш часто (кожні два-три роки) інтенсивні градові процеси в Україні розвиваються в Криму, Одеській та Запорізькій областях, але град у цих регіонах випадає в основному плямами, тому й щільність випадків СМЯ на одиницю площі у мезорайоні невелика – 3-4 випадки за 10 років. На узбережжі морів та великих водойм кількість випадків крупного граду майже вдвічі менша, оскільки термічні інверсії, що виникають в умовах бризової циркуляції, послаблюють конвекцію.

Дуже рідко інтенсивні градові процеси розвиваються на північному сході (Сумська область) та на крайньому сході (Луганська область) країни, де вологозапас повітряних мас недостатній для розвитку процесів такої інтенсивності. Рідко інтенсивні градобиття спостерігаються і в Поліссі, де повітряні маси хоч і мають значний запас вологи, але температура повітря і особливо підстильної поверхні, значно нижча, ніж на півдні, і недостатня для розвитку інтенсивної конвекції. У цих регіонах за 10 років спостерігається найменша кількість випадків з СМЯ.

4 ВИКОРИСТАННЯ СУПУТНИКОВОЇ ТА РАДІОЛОКАЦІЙНОЇ ІНФОРМАЦІЇ ДЛЯ ПРОГНОЗУ ГРАДУ

Радіолокаційна інформація дозволяє виявити зони потужної конвективної хмарності на відстані до 300 км від пункту, де встановлено метеорологічний радіолокатор (МРЛ). Проте за результатами численних досліджень радіус дії МРЛ-2 і МРЛ-5 при вірогідності виявлення таких метеоб'єктів як Сб з грозою, градом та шквалом не менше 95% знаходиться в діапазоні 150 – 200 км. Користувачу інформація надходить у термінах «град», які йому зрозумілі і ступінь небезпеки яких він добре уявляє.

Спостереження за послідовні строки дають можливість виявити Сб і пов'язані з ними небезпечні явища погоди, у тому числі і шквали. Встановити напрямок і швидкість переміщення Сб та їх еволюцію, визначити для кожного явища геометричні розміри, інтенсивність, тенденції розвитку. Періодичність оновлення інформації МРЛ у радіусі огляду змінюється в широких межах, але для переважної більшості споживачів вона становить від 3 до 15 хв. Таким чином можна уточнити складений раніше прогноз конвективних явищ на найближчі 3 год, а іноді на більший термін. З використанням доплерівських радіолокаторів з'явилась можливість не лише надійно виділяти градові Сб, але й визначати в них положення зони градових частинок.

Проте неможливо визнати радіолокаційну інформацію про небезпечні явища адекватною загальноприйнятою метеорологічною. За результатами застосування радіолокаційних критеріїв можна говорити не про град, а про градонебезпечну купчасто-дощову хмару.

ПРАКТИЧНА ЧАСТИНА

МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ГРАДУ

Відомо більше 20 методів прогнозу граду, але універсальної методики, яка давала б добрі результати в будь-якому географічному регіоні, не існує. Розглянемо метод ГМЦ, розроблений в Гідрометеорологічному центрі Росії, метод Н.І. Глушкової, розроблений у Високогірному геофізичному інституті Північного Кавказу (ВГІ) та метод Г.Д. Решетова. Загальним для зазначених методів є врахування синоптичних умов, побудова та аналіз фактичної або прогностичної кривих стратифікації T і T_d .

В основі методу, розробленого в ГМЦ Росії, лежить обчислення параметрів конвекції, розрахованих на час її максимального розвитку, а при наявності фронту – на час його проходження. Визначаються та розглядаються такі параметри:

1. Товщина конвективно-нестійкого шару (КНШ, гПа). При наявності декількох КНШ розглядається їх сума.

2. Потужність конвективної хмари $h_k = h_2 - h_1$ (км), де h_2 - висота рівня конвекції, h_1 - висота рівня конденсації для часток, які підіймаються з нижньої межі КНШ.

3. Висоти ізотерм 0, -10, -20, -30, -40 °С.

4. Середня вертикальна швидкість конвективних потоків \bar{w}_k (м·с⁻¹), для часток висхідних з КНШ.

5. Середня вертикальна швидкість в купчасто-дощових хмарах, (\bar{w} , см·с⁻¹).

6. Інтенсивність зливових опадів (I , мм·год⁻¹).

При прогнозі граду необхідно додатково враховувати висоту ізотерм -30 °С (h_{-30}) та -40 °С (h_{-40}), а також висоту верхньої межі хмар h_2 (км.) У 82 % випадків при $h_2 < h_{-30}$ спостерігались зливи без гроз, при $h_{-40} > h_2 > h_{-30}$ у 87 % відмічались грози без граду, град спостерігався у 77 % випадків при $h_2 > h_{-40}$.

Порядок розрахунку граду за методом ГМЦ Росії

Порядок розрахунків та їх результати пояснимо на прикладах. Для визначення можливості виникнення і випадіння граду скористаємось даними радіозондування по м. Київ за 00 МСЧ 22.05. 2011 р. (табл. 2).

Результати розрахунків та прогностичні висновки заносяться до табл. 3. На рис. 1 представлені криві стратифікації T і T_d , які побудовані за даними радіозондування по м. Києву за 00 МСЧ 22 травня 2011 року.

Таблиця 2 - Дані зондування атмосфери. Київ, 00 МСЧ 22.05.2011 р.

Пункт спостереження/ Фактичні дані	p, гПа	T, °C	Td, °C
	1000	19,6	11,6
Київ,	973	21,2	12,2
22.05.2011 р./	951	20,6	9,6
Бориспіль	925	18,6	7,6
13 год 24 хв	850	12,0	6,0
град 6 мм	768	4,8	-0,2
	700	-0,9	-4,5
Td ₀ = 15,0 °C	612	-9,5	-11,7
	500	-19,1	-31,1
	451	-23,1	-40,1
	400	-30,1	-45,0
	300	-45,3	
	250	-55,7	
	200	-61,5	

1. Визначимо можливість розвитку термічної конвекції та побудуємо криву стану для часток повітря, які підіймаються від нижньої межі КНШ.

2. Повітря, що оточує Сб, не знаходиться в стані насичення ($T - T_d > 2 \text{ } ^\circ\text{C}$), тому адіабатична крива розподілу T та T_d в хмарі виправляється з урахуванням втягнення. Відхилення температури повітря від адіабатичної кривої стратифікації T і T_d в купчасто-дощовій хмарі на рівнях 500 і 700 гПа розраховують за формулами 1- 4:

$$\delta T_{500} = -M_{500} (T' - T)_{500} \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right)_{700}, \quad (1)$$

$$M_{500} = 0,6 - 0,02(T' - T)_{500}, \quad (2)$$

$$\delta T_{700} = -2,5M_{700} \left(\frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right) \Delta p, \quad (3)$$

$$M_{700} = 0,003 + 0,001(T' - T)_{700}, \quad (4)$$

де M - коефіцієнт втягнення; q' - масова частка водяної пари на кривій стратифікації в Сб; q - масова частка водяної пари на кривій точки роси до початку конвекції; $(T' - T)_{700}$ та $(T' - T)_{500}$ - різниці між температурою в Сб та температурою на кривій стратифікації на початку конвекції на вказаних поверхнях.

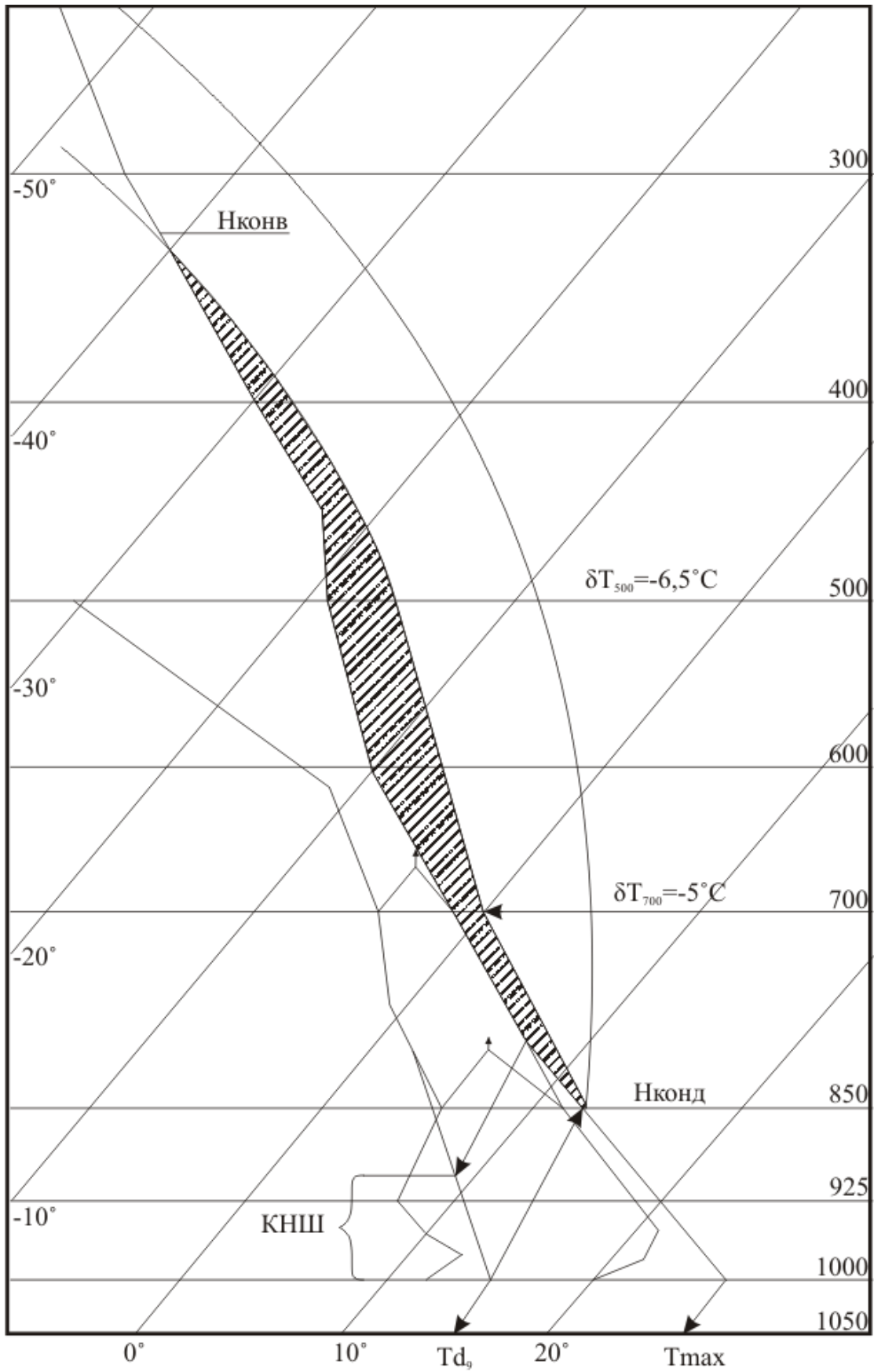


Рис. 1 – Прогноз граду за методом ГМЦ Росії.

У формулі (1) різниця ($q'-q$) відповідає рівню 700 гПа, а у формулі (3) – середині шару 850...700 гПа, тобто рівню 775 гПа; величина Δp дорівнює 150 гПа, якщо рівень конденсації знаходиться нижче поверхні 850 гПа, та дорівнює різниці між тиском на рівні конденсації і на рівні 700 гПа, якщо він вище поверхні 850 гПа.

Підставивши у формули 1 – 4 відповідні значення для м. Києва, зняті з рис. 1, отримаємо:

$$M_{500} = 0,6 - 0,02((-9,7 - (-19,1))) = 0,412;$$

$$\delta T_{500} = -0,412((-9,7 - (-19,1)) \frac{7,8 - 3,8}{1 + 0,2 \cdot 7,8}) = -6,5;$$

$$M_{700} = 0,003 + 0,001(5,0 - (-0,9)) = 0,009$$

$$\delta T_{700} = -2,5 \cdot 0,009 \left(\frac{9,3 - 5,1}{1 + 0,2 \cdot 9,3} \right) \cdot 150 = -5,0.$$

Тобто поправки на втягнення для поверхонь 500 і 700 гПа склали відповідно -6,5 та -5,0 °С.

2. Отримані за формулами (1) і (3) значення δT_{500} і δT_{700} відкладають на аерологічній діаграмі вліво від вологоадіабатичної кривої стану на поверхнях 500 і 700 гПа. Третьою точкою є точка із значеннями T і p на рівні конденсації для часток, які піднімаються з нижнього рівня КНШ.

З'єднуючи вказані три точки прямими лініями, отримуємо криву стратифікації T і T_d в S_b з урахуванням ефекту втягнення в шарі від рівня конденсації до рівня 500 гПа. Вище поверхні 500 гПа криві стратифікації T і T_d в S_b з урахуванням ефекту втягнення будуть співпадати з вологою адіабатою, яка проходить через знайдену на поверхні 500 гПа точку, до перетину з кривою стратифікації T на початок конвекції.

3. За методикою побудови моделі конвекції для часток, які підіймаються від поверхні землі, визначаємо:

товщина КНШ = 1000 - 900 = 100 гПа;

висота рівня конденсації $h_1 = 1,5$ км (850 гПа);

висота рівня конвекції $h_2 = 8,7$ км (320 гПа);

потужність конвекції $h = 8,7 - 1,5 = 7,2$ км; (850 - 320 = 530 гПа).

4. Висоти ізотерм: 0 °С = 2,9 км; -10 °С = 4,1 км; -20 °С = 5,7 км; -30 °С = 7,2 км; -40 °С = 8,5 км.

5. Розрахуємо середні значення $(\overline{T'-T})$ в хмарному шарі. Різницю $(T'-T)$ визначаємо через кожні 50 гПа. В даному випадку $(\overline{T'-T}) = 1,9$ °С. За графіком (рис. 2) визначаємо середню швидкість конвективних токів $\overline{w_k}$

з урахуванням тиску на нижній межі КНШ та середньої різниці $(\overline{T'-T})$ у хмарному шарі.

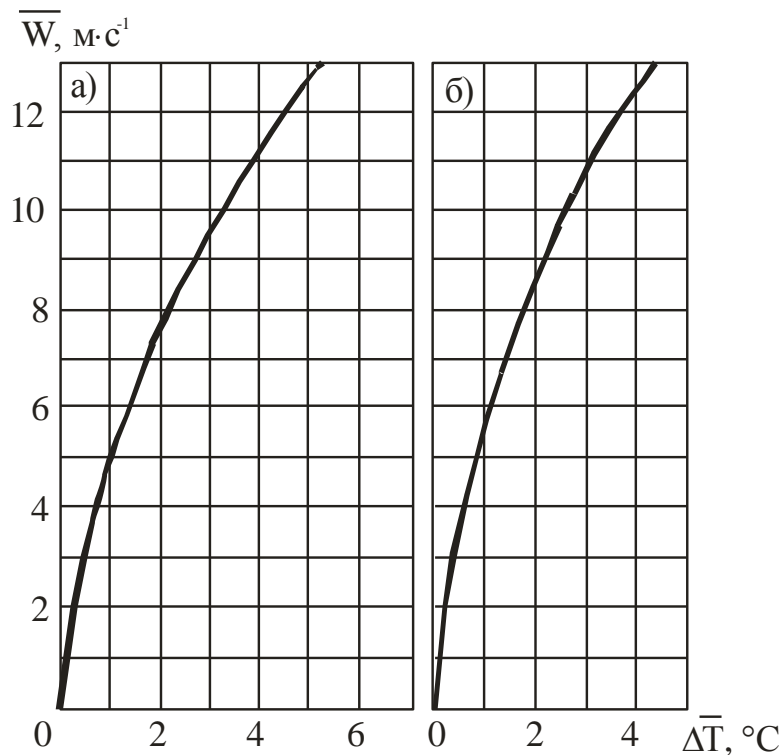


Рис. 2 - Графіки для визначення середньої швидкості конвективних токів (\overline{w}_k , м · с⁻¹).
 а - при термічній і вільній конвекції;
 б - при вимушеній конвекції.

6. У цьому прикладі конвекція розвивається в шарі 850...320 гПа; отже $\overline{w}_k = 7,8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

7. За формулою (5) розраховуємо середню конвективну швидкість в хмарі:

$$\overline{w} = \sum_{i=1}^{i=n} 0,33 \cdot 10^{-4} m \overline{w}_k h, \quad (5)$$

де \overline{w}_k - середня вертикальна швидкість конвективних токів в м · с⁻¹,
 m - маса КНШ в грамах, чисельно рівна товщині КНШ в гектопаскалях;
 $h = h_1 - h_2$ - потужність конвекції, що дорівнює товщині шару атмосфери в гПа.

Підставивши у формулу (5) відповідні значення отримаємо:

$$\overline{w} = 0,33 \cdot 10^{-4} \cdot 100 \cdot 7,8 \cdot 530 \approx 14 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}.$$

8. Інтенсивність зливових опадів ($\text{мм}\cdot\text{год}^{-1}$) визначається за формулою (6):

$$I_{\text{зл}} = 1,5\Delta q_{850} + 3,0\Delta q_{700}, \quad (6)$$

де Δq - зміна масової частки водяної пари (%) при підйомі повітря з відповідних ізобаричних поверхонь (850 і 700 гПа) на величину δp ($\text{гПа}\cdot\text{год}^{-1}$). Коефіцієнт переведення від \bar{w} ($\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$) в δp ($\text{гПа}\cdot\text{год}^{-1}$) у теплий період року для поверхні 850 гПа дорівнює -3,7; для поверхні 700 гПа = -3,1, тобто $\delta p_{850} = -3,7\bar{w}$, $\delta p_{700} = -3,1\bar{w}$.

За формулою (6) розраховуємо інтенсивність зливових опадів, для чого від \bar{w} , $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$ перейдемо до аналогу індивідуальних змін тиску за одну годину (δp , $\text{гПа}\cdot\text{год}^{-1}$).

$$\begin{aligned} \delta p_{850} &= -3,7 \cdot 14 = -52 \text{ гПа}\cdot\text{год}^{-1}; \\ \delta p_{700} &= -3,3 \cdot 14 = -46 \text{ гПа}\cdot\text{год}^{-1}. \end{aligned}$$

На аерологічній діаграмі визначимо прирощення Δq , використовуючи значення δp_{850} і δp_{700} :

$$\begin{aligned} \Delta q_{850} &= 0,1 \text{ г}\cdot\text{кг}^{-1}; \\ \Delta q_{700} &= 0,4 \text{ г}\cdot\text{кг}^{-1}. \end{aligned}$$

Інтенсивність зливових опадів:

$$I_{\text{зл}} = 1,5 \cdot 0,1 + 3,0 \cdot 0,4 = 1,4 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}.$$

Результати розрахунків параметрів конвекції (заповнена табл. 3) порівнюємо з даними табл. 4. Більшість параметрів конвекції вказують на імовірність випадіння граду. Висота ізотерми -40°C знаходиться нижче висоти температури на верхньому рівні хмарності -43°C , тобто $h_2 > h_{-40}$, що вказує на значну імовірність випадіння граду.

В основі методу прогнозу граду Н.І. Глушкової лежить урахування механізму виникнення граду в процесі опадоутворення. За експериментальними даними встановлено, що в купчасто-дошовій хмарі спостерігається наростання з висотою вертикальної складової швидкості повітряного потоку і ця швидкість досягає максимального значення $(w_k)_{\text{max}} > 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ приблизно в середній частині хмари, що забезпечує накопичення в хмарі твердих та великих крапельних частинок, тобто формування зони акумуляції. Ця зона знаходиться над рівнем, де спостерігається w_{max} . Сприятливі умови росту градин створюються тоді, коли зона акумуляції розташована вище ізотерми 0°C , а рівень, на якому швидкість конвективного потоку дорівнює нулю ($w_k = 0$), повинен бути вище ізотерми -20°C .

Таблиця 3 - Результати розрахунків параметрів конвекції та прогноз граду за методом ГМЦ. Київ, 12.06.2011 р.

m, г, ΔН, гПа	h ₁ , км, гПа	h ₂ , км, гПа	h, км, гПа	Висота ізотерм, км					$\overline{(T^* - T)}$, °С	\overline{w}_K , м/с	\overline{w} , см/с	I _{зл} , мм/ГОД	Висновок
				0, °С	-10, °С	-20, °С	-30, °С	-40, °С					
100	1,5	8,7	7,2										Значна імовірність граду
100	850	320	530	2,9	4,1	5,7	7,2	8,5	1,9	7,8	14	1,4	

Таблиця 4 - Повторюваність різних значень параметрів конвекції при градових процесах

m _{кнш} , Г	Рівень конвекції h ₂ , км	Висоти ізотерм, км					\overline{w}_K , м с ⁻¹	\overline{w} , см с ⁻¹	I _{зл} , мм год ⁻¹									
		0, °С	-10, °С	-20, °С	-30, °С	-40, °С												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10									
Градації параметрів конвекції																		
100-300	301-600	4,0-9,0	9,1-11,5	1,0-2,9	≥3,0	2,0-4,0	>4,0	4,0-6,0	>6,0	h ₂ <h ₋₃₀	h ₋₄₀ >h ₂ >h ₋₃₀	h ₂ >h ₋₄₀	10-15	>15	10-70	>70	3-20	>20
Імовірність градових процесів, %																		
18,8	81,2	9,7	90,3	12,6	87,4	4,2	95,8	18,8	81,2	Град мало імовірний	13,0	77,0	10,8	89,2	8,2	91,8	17,5	82,5

Примітка: дані табл. 4 отримані при побудові й аналізі моделей конвекції в районі полігону УкрНДГМІ.

За допомогою моделі конвекції за величиною $(T'-T)_{\max}$ розраховується $(w_k)_{\max}$. В окремих випадках таких рівнів може бути декілька. Визначається температура повітря на рівні $(w_k)_{\max}$ та висота нульової ізотерми. Чим нижче розташовується нульова ізотерма, тим більше імовірність випадіння граду.

На рис. 3 дана графічна залежність режиму росту граду від максимальної швидкості конвекції $(w_k)_{\max}$ та температури повітря на цьому рівні $T_{w \max}$. На графіку виділені зони утворення опадів. Значення w_{\max} можна визначити за допомогою графіка (рис. 4) або приблизно: якщо рівень з ΔT_{\max} знаходиться вище ізобаричної поверхні 500 гПа, $w_{\max} \approx 2 w_k$; якщо рівень з ΔT_{\max} - нижче 500 гПа, то $w_{\max} \approx w_k$ (w_k розраховується за формулою $\bar{w}_k = \sqrt{R(\overline{T'} - \overline{T}) \ln \frac{p_0}{p}}$).

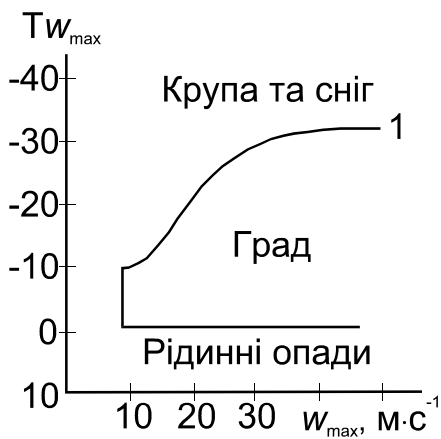


Рис. 3 - Графік для визначення можливості утворення граду в залежності від величини максимальної швидкості висхідного потоку w_{\max} та температури повітря $T_{w \max}$ на цьому рівні.

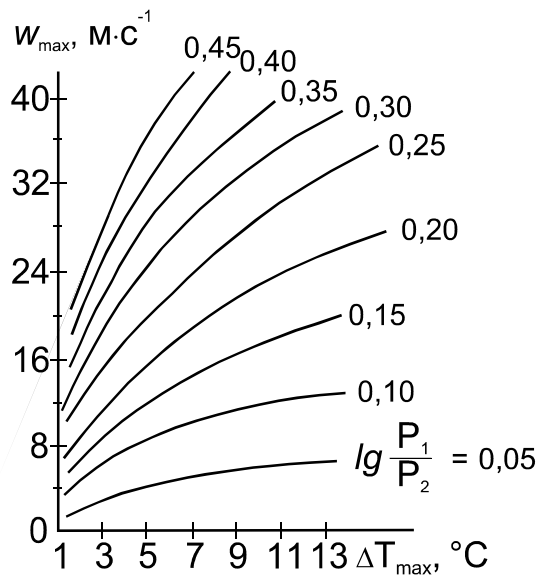


Рис. 4 - Графік для визначення максимальної швидкості конвективного потоку w_{\max} у хмарах.

Максимальна швидкість конвективного потоку визначається за формулою (7):

$$w_{\max} = \sqrt{2Ac_p \Delta T_{\max} \eta \lg \frac{p_1}{p_2}}, \quad (7)$$

де A - механічний еквівалент теплоти, $A \cong 1$; c_p - питома теплоємність, $c_p = 1$; ΔT_{\max} - максимальне відхилення кривої стану T' від кривої

стратифікації T ; η - коефіцієнт переходу від теплової енергії до кінетичної, $\eta = \frac{T_0 - T_c}{T_0}$; T_0 - абсолютна температура на рівні конденсації; T_c - температура сухого повітря на рівні $\Delta T_{\max} = T' - T$ за абсолютною шкалою; p_1 та p_2 - тиск на рівні конденсації та на верхній межі вологонестійкого шару.

Випадіння граду визначеного розміру прогнозується шляхом кореляції w_{\max} і положення нульової ізотерми (рис. 5 та рис. 6).

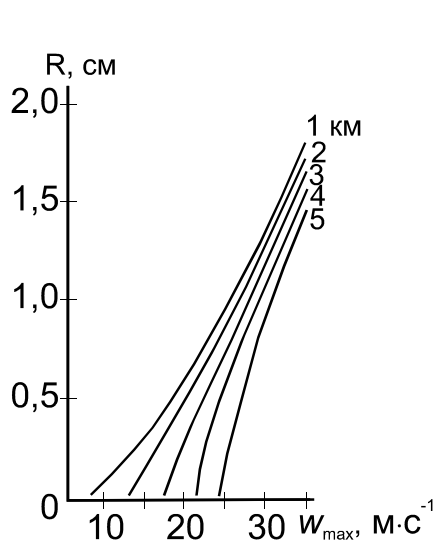


Рис. 5 – Визначення розміру градин з урахуванням температури танення.

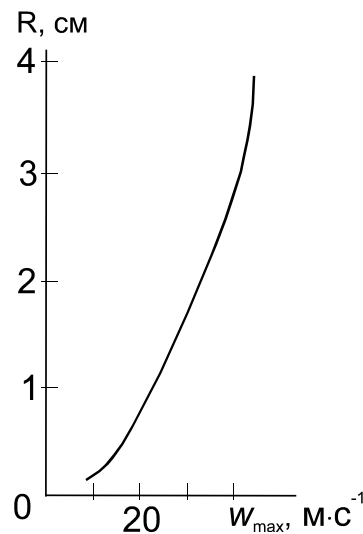


Рис. 6 – Графік для визначення розміру градин без урахування танення.

Встановлено, що градини діаметром більше 3 см, пролітаючи через теплий шар атмосфери, тануть незначно, тому, при w_{\max} в хмарі більше $30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, радіус градин (R , см), що досягають поверхні землі, можна визначити за формулою

$$R = v w_{\max}^2, \quad (8)$$

де $v = 1,45 \cdot 10^{-3} \text{ с}^2 \cdot \text{см}/\text{м}^2$; w_{\max} , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Градини меншого розміру при падінні нижче ізотерми 0°C звичайно встигають частково розтанути. Для визначення кінцевого розміру градини може бути використаний графік (рис. 5), на якому представлена залежність кінцевого розміру градин від висоти ізотерми 0°C при різних значеннях w_{\max} . У випадках, коли $w_{\max} \geq 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ та при проходженні через пункт прогнозу великої системи Сб, пов'язаної з циклоном, розмір градин, що випадають, визначають за допомогою графіка (рис. 6).

Розрахунки випадіння граду вказаними методами доцільні у тих випадках, коли в повітрі, яке оточує купчасто-дощову хмару, $T = T_d$, але при $T - T_d \geq 2$ °С необхідно враховувати втягнення у хмару повітря із середовища, яке її оточує. На ізобаричних поверхнях 700 та 500 гПа вплив втягнення може бути визначений за допомогою формул 1 – 4.

Порядок розрахунку граду за методом Н.І. Глушкової.

В основі цього методу лежить визначення рівня конденсації під час конвекції. При середній відносній вологості в шарі 850...500 гПа $\geq 60\%$ рівень конденсації визначається по аерологічній діаграмі як точка перетину ізограми, що проведена уверх від точки найбільшої вологості в граничному шарі, з кривою стратифікації температури. При середній відносній вологості в шарі 850...500 гПа $< 60\%$ знаходиться середнє значення точки роси $\overline{T_d}$ у шарі земля - 850 гПа. Від цього значення $\overline{T_d}$ проводиться ізограма уверх до перетину з кривою стратифікації температури. Для визначення необхідності подальших розрахунків у вказаних випадках слід від знайденого рівня конденсації опуститися вниз по сухій адіабаті до тиску біля поверхні землі та визначити T_3' - температуру повітря біля поверхні землі, при якій можливий розвиток конвекції. Якщо $T_3' > T_{\max}$ (T_{\max} - прогнозована на день максимальна температура повітря), прогнозується відсутність конвекції та подальші розрахунки не виконуються. Якщо $T_3' \leq T_{\max}$, слід очікувати розвиток конвекції та виконати розрахунок граду.

Крива стану в даному методі будується вздовж вологої адіабати, починаючи з рівня конденсації.

Далі потрібно визначити всі необхідні для прогнозу граду за методикою ВГІ параметри конвекції. Для розрахунку скористаємось даними табл. 5 та побудуємо прогностичні криві стратифікації температури і точки роси (рис. 7).

1. У даному випадку в шарі 850...500 гПа середня відносна вологість перевищує 60% (вона складає 72 %), тому рівень конденсації проходить через точку перетину ізограми, проведеної від максимального значення вологості в приземному шарі ($q_{\max} = 12,2\%$) з кривою стратифікації температури. Точка перетину знаходиться на поверхні 850 гПа, внаслідок чого рівень конденсації визначається як точка перетину вказаної ізограми з кривою стратифікації на 850 гПа. Висота рівня конденсації $h_1 = 1,5$ км.

В повітрі, яке знаходиться навколо купчасто-дощової хмари, $T - T_d \geq 2$ °С, отже необхідно враховувати втягнення повітря із навколишнього середовища. Вплив втягнення на хмарову стратифікацію T і T_d у даному прикладі складає для поверхні 500 гПа $-4,8$ °С, для поверхні 700 гПа $-4,0$ °С.

Таблиця 5 - Дані зондування атмосфери. Одеса, 00 МСЧ 23.06.2009 р.

Н, м	p, гПа	T, °C	Td, °C
000	991	16,6	14,7
380	967	20,4	15,8
900	934	18,8	13,6
1492	850	14,2	11,0
3102	700	1,4	-2,1
3380	679	0,0	-6,0
5730	500	-14,1	-19,1
7390	400	-26,3	-32,2
9400	300	-43,1	-49,1
9720	287	-46,1	-50,7
10610	250	-52,5	-57,5
11190	230	-53,2	-58,2
12050	200	-51,9	-58,1
13930	150	-52,5	-62,5

2. Необхідно встановити можливість розвитку конвекції, для чого від рівня конденсації до поверхні землі проводимо суху адіабату і визначаємо значення температури $T_3' = 27 \text{ }^\circ\text{C}$. В даному випадку ($T_{3 \text{ max}} = 28 \text{ }^\circ\text{C}$), $T_{3 \text{ max}} > T_3'$. Розвиток конвекції можливий.

3. Обчислюємо рівень максимальної швидкості конвективного потоку $h_{w \text{ max}} = 6,4 \text{ км}$, (450 гПа), максимальне відхилення кривої стану від кривої стратифікації $\Delta T_{\text{max}} = 3,0 \text{ }^\circ\text{C}$, температура на кривій стану $T'_{w \text{ max}} = -17,0 \text{ }^\circ\text{C}$.

4. Користуючись графіком (4) визначаємо w_{max} .

В даному випадку $\lg \frac{p_1}{p_{\text{max}}} = 0,28$, де p_1 - тиск на рівні конденсації (850 гПа), p_{max} - тиск на рівні максимальної швидкості (450 гПа), $w_{\text{max}} = 20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

5. За значеннями w_{max} та T'_{max} (3) прогнозуємо можливість формування граду: визначена координатами точка попадає у зону II - область виникнення граду.

6. Розмір градини встановлюємо без врахування танення, $R = 10 \text{ мм}$ (рис. 6). Отримані результати заносимо до табл. 6.

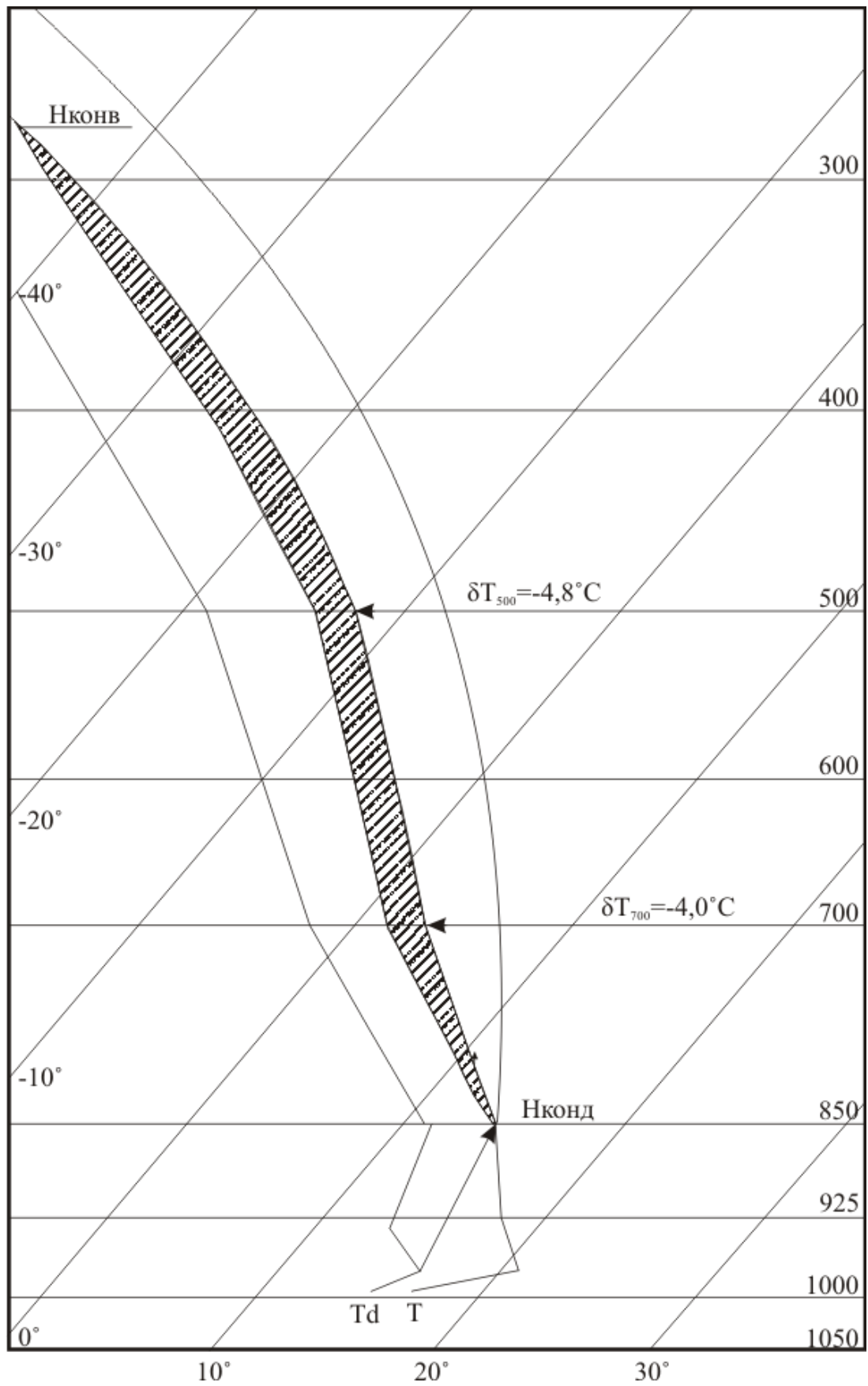


Рис. 7 – Прогноз граду за методом Н.І. Глушкової.

Таблиця 6 – Розрахунок граду за методом Н.І. Глушкової

\bar{f}_{850}^{500} , %	$h_1(p_1)$, км, гПа	h_2 , км, гПа	T_{\max} , °C	T'_3 , °C	$h_{w_{\max}}$, км $p_{w_{\max}}$, гПа
1	2	3	4	5	6
72	1,5 850	10,4 240	28,0	27,0	6,4 450
ΔT_{\max} , °C	$T'_{w_{\max}}$, °C	$\lg \frac{p_1}{p_{w_{\max}}}$	w_{\max} , м/с	R, мм	Висновок
7	8	9	10	11	12
3,0	-17,0	0,28	20	10	Град

Прогноз гроз та граду за методом Г.Д. Решетова проводиться за трьома параметрами, які знаходяться за допомогою аерологічної діаграми: висота вершин купчасто-дощової хмарності ($H_{\text{ВМХ}}$), значення температури повітря на цій висоті ($T_{\text{ВМХ}}$) і вертикальна потужність хмари ($\Delta H_{\text{ВМХ}}$) в шарі від'ємних температур (від висоти нульової ізотерми в частинці, що піднімається, до рівня $H_{\text{ВМХ}}$).

При наявності сприятливих для формування гроз синоптичних умов, до яких віднесено наявність фронтальних розділів (особливо холодних фронтів), зони поблизу вершини хвилі, центральної частини молодого або розвинутого циклону, навколо точки оклюзії, улоговини в теплому секторі циклону, а також малоградієнтного поля тиску на приземній карті і улоговини (осередку) холоду на висотах, можливість виникнення гроз та граду одночасно визначається за комплексним графіком Г.Д. Решетова (рис. 8).

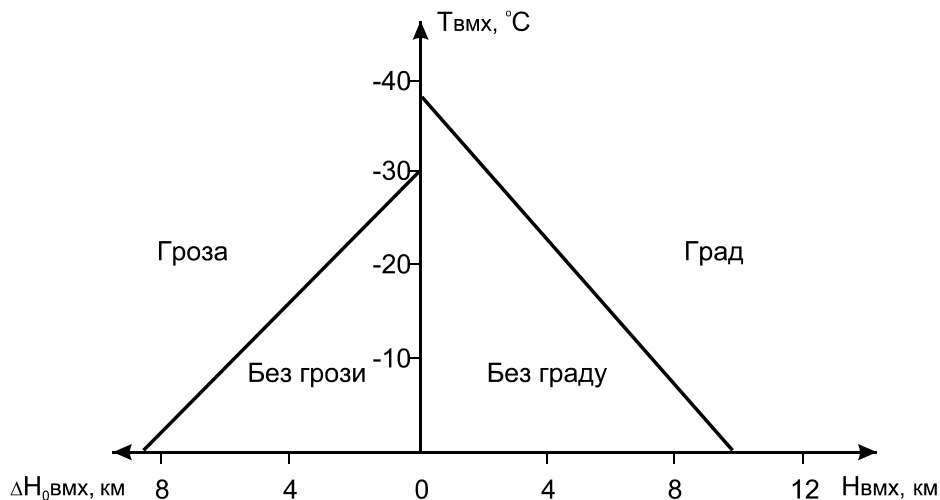


Рис. 8 – Номограма для прогнозу гроз і граду за методом Г.Д. Решетова.

Запитання для самоперевірки студентів

1. Дати визначення явища «град».
2. Град якого розміру відносять до стихійного метеорологічного явища?
3. Яка стратифікація атмосфери сприятлива для виникнення граду?
4. Дати характеристику комплексу термодинамічних умов, сприятливих для виникнення граду?
5. Охарактеризуйте синоптичні умови сприятливі для виникнення граду?
6. Назвіть основні параметри конвекції, що розраховуються в методі прогнозу граду ГМЦ Росії.
7. В чому полягає суть методики прогнозу шквалів Г.Д. Решетова?
8. В чому полягає особливість застосування методу Н.І. Глушкової?

Завдання

Скласти прогноз граду для міст Києва, Харкова, Одеси за методами ГМЦ Росії, Н.І. Глушкової та Г.Д. Решетова, скориставшись порядком розрахунку, який детально представлено у розділі 5.

Вихідні матеріали

Дані радіозондування за 00 МСЧ (табл. 7).

Таблиця 7 – Дані радіозондування за 00 МСЧ по пунктах Київ, Харків, Одеса

Пункт	p_0 , гПа	T, °C	Td, °C	Пункт	p_0 , гПа	T, °C	Td, °C
Київ, 22.06.2010	1000	19,6	11,6	Харків, 04.07.2011	991	18,8	17,1
	973	21,2	12,2		961	21,2	18,3
Град 7 мм 15 год 05 хв	925	18,6	7,6	Град 7 мм 13 год 34 хв	915	19,0	15,1
	850	12,0	6,0		850	14,2	7,2
	768	4,8	-0,2		718	4,0	3,4
	700	-0,9	-4,5		700	2,8	2,4
	612	-9,5	-11,7		645	-0,5	-3,1
	566	-11,7	-23,7		546	-7,7	-14,7
	500	-19,1	-31,1		500	-11,9	-17,9
	400	-30,1	-35,2		400	-24,5	-27,1
	300	-45,3			300	-38,7	-44,7
	250	-55,7			250	-48,5	
200	-61,5		200	-56,5			

Одеса, 13.08. 2011	1002	20,8	13,8	Київ, 11.07.2012	994	25,4	19,4
	983	20,4	15,4		968	21,6	14,6
	925	25,0	9,0		925	18,0	12,0
Град 5 мм	850	18,8	9,8	Біла	850	13,8	5,8
12 год 50 хв	700	5,0	0,5	Церква	764	6,8	-3,2
	652	-0,7	-2,1	Град 7 мм	700	3,0	-0,3
	615	-0,5	-15,5	15 год 05 хв	659	0,2	-3,0
	500	-11,9	-28,9		500	-12,7	-19,7
	400	-23,3	-29,3		400	-23,7	-27,4
	300	-38,3	-43,3		300	-38,7	-45,7
	250	-45,5	-45,5		250	-48,3	
	200	-48,7	-48,7		200	-48,5	

Звітні матеріали

1. Бланки аерологічних діаграм з побудованими кривими.
2. Заповнені табл. 3 та 6 з результатами розрахунків.
3. Текст прогнозу граду по пункту (у робочому зошиті).

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
для лабораторної роботи з дисципліни
«Короткострокові прогнози погоди»

Укладачі: к.геогр.н., проф. Івус Г.П.
ас. Гурська Л.М.

Електронна версія © Гурська Л.М.

Підп. до друку _____ Формат _____ Папір офсетний

Умовн. друк. арк. _____ Тираж _____ Зам. № _____

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15