

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МІЩЕНКО Н. М.

СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2019

УДК 551.515
М71

Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як конспект лекцій (протокол №3 від 31.10.2019 р.)

Міщенко Н. М.

Синоптична метеорологія: конспект лекцій. Одеса, Одеський державний екологічний університет, 2019. 78 с.

В конспекті лекцій викладені основні теоретичні питання синоптичної метеорології, детально розглянуті практичні методи обробки та аналізу аеросиноптичного матеріалу та деяких полів метеорологічних величин необхідні синоптику-прогнозисту в оперативній практиці для подальшого успішного складання прогнозу погоди.

Конспект лекцій складається з семи розділів відповідно зі структурою викладання лекційного курсу і призначений для студентів 3 курсу спеціальності 103 «Науки про Землю», спеціалізація «Організація метеорологічного та геофізичного забезпечення Збройних Сил України». Може служити практичним посібником для спеціалістів служби погоди.

ISBN 978-966-186-043-7

© Міщенко Н.М., 2019
© Одеський державний екологічний університет, 2020

ЗМІСТ

Вступ.....	6
Тема 1	
Загальні принципи та поняття синоптичної метеорології.....	7
1.1 Сутність синоптичного аналізу.....	7
1.2 Форми баричного рельєфу.....	9
1.3 Кати погоди, принципи їх складання.....	12
Тема 2	
Види метеорологічної інформації. Шляхи її отримання і вимоги до неї.....	17
2.1 Види метеорологічної інформації та її споживачі.....	17
2.2 Шляхи отримання метеорологічної інформації.....	18
2.3 Вимоги, що ставляться до метеоінформації.....	21
Тема 3	
Первинний аналіз аеросиноптичного матеріалу.....	22
3.1 Загальні принципи аналізу карт погоди.....	22
3.2 Первинний аналіз (обробка) приземних і висотних карт погоди...	23
3.3 Первинна обробка аерологічної діаграми.....	
Тема 4	
Характеристики полів метеорологічних величин.....	36
4.1 Поняття полів метеорологічних величин. Градієнти, адвективні та трансформаційні зміни.....	36
4.2 Поле атмосферного тиску, його зміни.....	39
4.3 Поле вітру та температури, їх зміни.....	41
4.4 Поле хмарності та її зміни.....	47
Тема 5	
Розрахунок деяких характеристик метеорологічних полів.....	53
5.1 Розрахунок похідних	53
5.2 Розрахунок лапласіанів.....	55
5.3 Розрахунок градієнтів.....	56
5.4 Розрахунок вихору та дивергенції.....	58
Тема 6	
Розрахунок геострофічного, градієнтного та дійсного вітру.....	62
6.1 Розрахунок геострофічного вітру.....	62
6.2 Розрахунок градієнтного вітру.....	64
6.3 Розрахунок дійсного вітру.....	65

Тема 7

Поля вертикальних рухів в атмосфері.....	68
7.1 Класифікація вертикальних рухів повітря.....	68
7.2 Види полів вертикальних рухів та їх інтерпретація.....	71
7.3 Методи розрахунку вертикальних рухів.....	72
Список використаних джерел.....	78
Перелік інтернет-ресурсів.....	78

ВСТУП

Метою дисципліни «Синоптична метеорологія» є вивчення закономірностей розвитку синоптичних процесів, змін погодних характеристик, що ними визначаються, а також методів їх аналізу та короткострокового прогнозу для використання одержаних знань у практичній діяльності з метеорологічного забезпечення військових підрозділів Збройних Сил України.

Завдання: розгляд закономірностей розвитку атмосферних процесів синоптичного масштабу, основи їх теоретичного аналізу, фізико-статистичні методи розрахунку характеристик погодоутворювальних процесів з метою подальшого складання прогнозу синоптичного положення і погодних умов.

У результаті вивчення дисципліни студент повинен **знати:**

- види метеорологічної інформації, вимоги до неї, джерела її надходження та способи прийому, обробки і передачі;
- теоретичні засади аналізу та прогнозу атмосферних процесів;
- основні кількісні та якісні характеристики метеорологічних полів, їх структуру та просторово-часові особливості для процесів синоптичного масштабу;
- закономірності розвитку синоптичних процесів;

вміти:

- одержувати метеорологічну інформацію у різних (табличному, графічному, за допомогою телеграм) способах подання, використовувати код КН-01 для прийому і передачі даних про погоду, виконувати обробку і всебічний аналіз фактичної та прогностичної інформації із застосуванням ручної техніки синоптичного аналізу і комп'ютерних технологій;
- розраховувати основні кількісні характеристики синоптичних процесів за даними карт погоди;
- за допомогою аеросиноптичного матеріалу визначати синоптичні об'єкти, ідентифікувати основний погодоутворювальний процес і передбачати можливі сценарії його розвитку на підставі розрахунків його характеристик та прогностичної інформації для подальшого складання прогнозу погоди;

Дисципліна «Синоптична метеорологія» базується на знаннях студентів, що отримані при вивченні дисциплін «Вища математика», «Фізика», «Методи гідрометеорологічних вимірювань», «Фізика атмосфери», «Динамічна метеорологія».

1. СИНОПТИЧНИЙ МЕТОД

ТЕМА 1

ЗАГАЛЬНІ ПРИНЦИПИ ТА ПОНЯТТЯ СИНОПТИЧНОЇ МЕТЕОРОЛОГІЇ

1.1 Сутність синоптичного аналізу.

1.2 Форми баричного рельєфу.

1.3 Карти погоди, принципи їх складання.

1.1

Синоптичною метеорологією називається наука, що вивчає закономірності розвитку атмосферних процесів з метою прогнозу погоди.

Погодою називається стан атмосфери в певний момент або проміжок часу над будь-яким пунктом або районом земної кулі.

Погода характеризується сукупністю значень метеорологічних величин, найважливішими з яких є:

- Тиск, температура і вологість повітря;
- Вітер, хмарність, атмосферні опади;
- Особливі явища (туман, ожеледь, гроза, заметіль, курна (піщана) буря і ін.).

Зміни погоди можна передбачити, як правило, тільки на основі вивчення розподілу метеорологічних величин над географічними районами глобального масштабу, тобто співмірні з розмірами океанів і континентів.

Для аналізу погоди в глобальному масштабі використовують географічні карти, на які спеціальними умовними позначками і цифрами наносяться значення метеорологічних величин, а також особливі явища погоди, які визначаються в єдиний момент часу на великій мережі метеорологічних станцій, ці карти називаються синоптичними картами або *картами погоди*.

Карти погоди складаються як за спостереженнями біля поверхні Землі, так і за аерологічними спостереженнями для різних висот. Це дає можливість проводити тривимірний аналіз погодних процесів.

Виявлення фізичних закономірностей розвитку атмосферних процесів з допомогою синоптичних карт для подальшого вивчення і прогнозування погоди називається *синоптичним методом*.

Синоптичний метод є потужним засобом вивчення атмосферних процесів великого масштабу. Будучи географічним за формою, цей метод має глибоку фізичну сутність: він дозволяє на основі законів фізики атмосфери досліджувати і виявляти причини зміни погоди.

Синоптичний метод постійно розвивається і вдосконалюється, при цьому відбувається поступовий перехід від якісних форм аналізу і прогнозу до кількісних. В даний час він набуває нового змісту в зв'язку зі створенням об'єктивних форм аналізу і гідродинамічних (чисельних) методів прогнозу полів метеорологічних величин.

Основним прийомом синоптичного аналізу є зіставлення характеристик погоди, нанесених на карти погоди.

При цьому зіставляються:

- 1) значення однієї і тієї ж метеорологічної величини в різних пунктах, на різних висотах за один і той же момент часу;
- 2) значення різних метеорологічних величин в одному і тому ж пункті, в різних пунктах і на різних висотах за один і той же момент часу;
- 3) значення одного або різних метеорологічних величин в послідовні моменти часу як в одному, так і в різних пунктах.

Основними принципами синоптичного аналізу є:

1. **Комплексність.** Характеристики погоди аналізуються не ізольовано, а в комплексі, разом - з урахуванням їх взаємозв'язку і взаємозумовленості.

2. **Тривимірність.** Розглядаються властивості атмосфери не на одному рівні в горизонтальній площині, а в значній товщі атмосфери на різних рівнях (тропосфера і нижня стратосфера).

3. **Історична послідовність.** Проводиться узгодження аналізу даної карти погоди з аналізом попередніх карт. Процеси, які відбуваються в атмосфері, зазвичай мають значну тривалість і можуть простежуватися по послідовних картах погоди. При правильному аналізі не повинна порушуватися логічна послідовність розвитку атмосферних процесів.

Найважливішими перевагами синоптичного методу є його наочність та оперативність.

На одну карту можна нанести відомості про погоду у великому географічному районі, на півкулі або навіть на всій земній кулі. Відповідно можна дати прогноз погоди з будь-якого району земної кулі, в тому числі дуже віддаленого від місця складання прогнозу. Це необхідно, наприклад, для оперативного забезпечення польотів літаків по авіатрасах великої протяжності.

Синоптичний метод дозволяє більш-менш успішно долати труднощі, пов'язані з недостатністю метеорологічної інформації, її переривчастістю в просторі і в часі. Це досягається шляхом

- *Інтерполяції* - визначення проміжного значення метеорологічної величини по її значенням на двох або декількох метеорологічних станціях та
- *Екстраполяції* - знаходження передбачуваного значення метеорологічної величини за межами області, де значення цієї величини відомі.

Інтерполяція і екстраполяція можуть здійснюватися в просторі (по горизонталі або вертикалі) і в часі (між термінами спостережень і за їх межами). Інтерполяція і екстраполяція здійснюються тим успішніше, чим простіше закономірність зміни даної метеорологічної величини в просторі або в часі. Специфіка синоптичного методу полягає в тому, що він пристосований до аналізу великомасштабних атмосферних процесів (процесів синоптичного масштабу), що охоплюють по горизонталі тисячі кілометрів.

Для аналізу мезомасштабних процесів (зливи, грози, град і ін.), Що охоплюють по площі всього кілька десятків квадратних кілометрів, необхідна дуже густа мережа станцій з великою частотою спостережень, що практично нездійсненно. У зв'язку з цим для спостереження за такими процесами використовують додаткові засоби, такі, як радіолокаційні метеорологічні станції і метеорологічні ШСЗ з апаратурою високої роздільної здатності.

1.2

Загальна циркуляція атмосфери(ЗЦА) існує через різницю температур між полярними і екваторіальними областями, яка підтримується обміном випромінювання між Землею і навколишнім простором. Загальна циркуляція атмосфери призводить до обміну повітря між різними широтами і областями Землі.

Атмосферною циркуляцією називається сукупність повітряних течій синоптичного масштабу.

При всій складності в ній можна виділити цілком певні *структурні елементи*

- баричні системи,
- атмосферні фронти;
- повітряні маси.

Саме ці елементи є основними об'єктами синоптичного аналізу, тому їх називають **синоптичними об'єктами**.

Баричними системами називаються області зниженого і підвищеного атмосферного тиску, що утворюються в зв'язку з неоднорідністю його розподілу.

Оскільки поле тиску тісно пов'язане з полем вітру, баричним системам притаманне характерний розподіл повітряних течій. Сукупність баричних систем утворює баричний рельєф (рис. 1.1).

Баричні системи виявляються на картах погоди шляхом проведення ізоліній тиску ($p = \text{const}$), названих ізобарами.

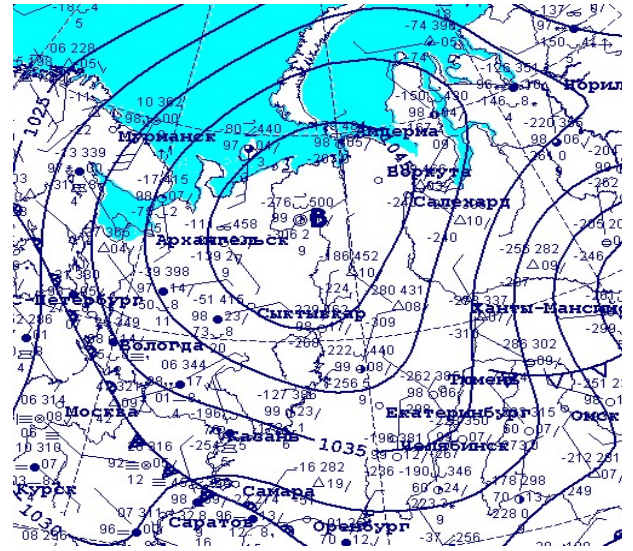
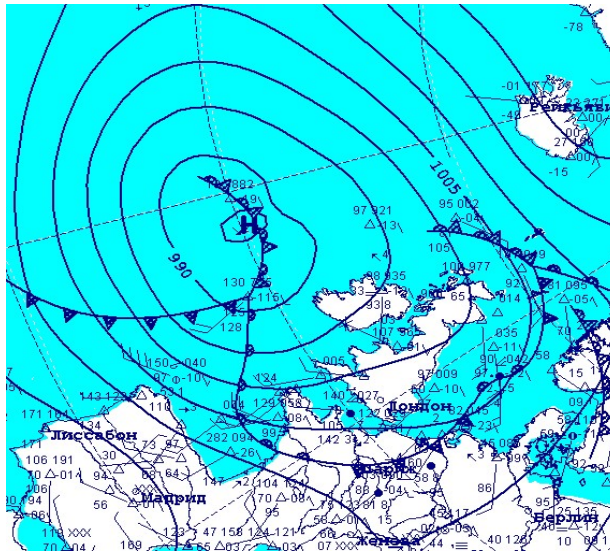
До областей зниженого тиску відносяться циклони і улоговини, до областей підвищеного тиску - антициклони і гребені (відроги).

Циклоном називається атмосферний вихор із загальною циркуляцією проти годинникової стрілки і мінімальним тиском в центрі (рис.1.1 а).

Ізобаричні поверхні в циклоні знижуються від периферії до центру, тобто мають вигляд неправильної воронки, оберненої опуклістю вниз. Ізобари в циклоні замкнені, форма їх різна. Діаметр (горизонтальна вісь) циклону досягає 100-3000 км, вертикальна потужність - 15-20 км. Тиск в центрі циклону в помірних широтах змінюється від 950 до 1030 мб. В середньому тиск в центрі циклону (глибина циклону) становить 1000 мб.

а)

б)



в)

г)

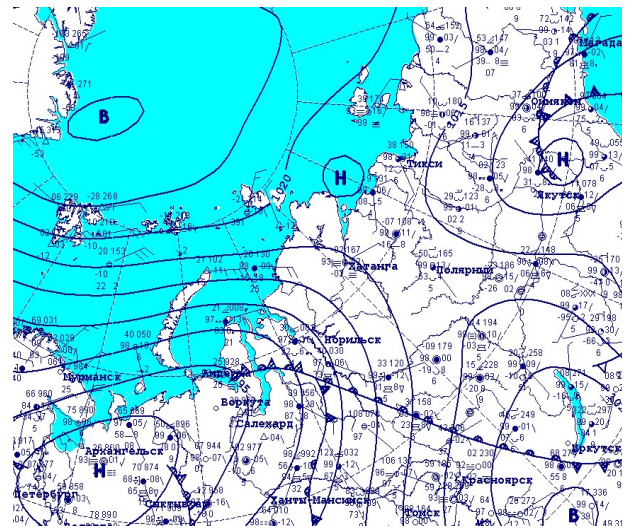
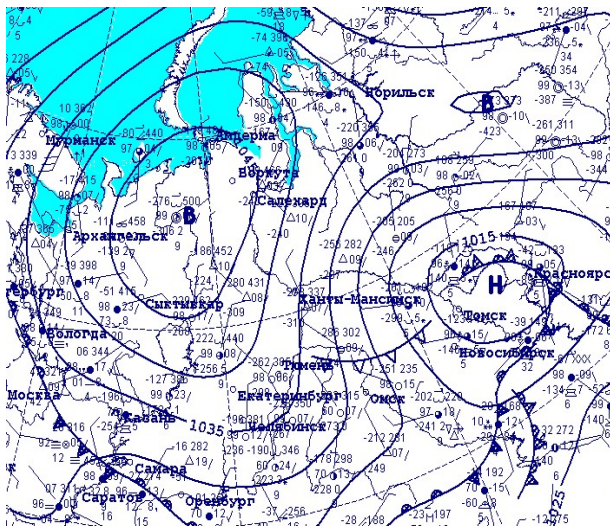


Рис. 1.1 – Форми баричного рельєфу на приземній карті погоди: а) циклон, б) антициклон, в) відріг, г) сідловина

Циклону властива своя система повітряних течій. В шарі тертя центр циклону є точкою збіжності повітряних течій, тобто поле руху складається з двох простих полів: кругового (в північній півкулі проти годинникової стрілки, в південній - за годинниковою стрілкою) і стоку.

У вільній атмосфері лінії току майже збігаються з ізобарами (ізогіпсами). В циклоні переважають висхідні рухи повітря. Погода найчастіше хмарна, з опадами (рис. 1.2 а.)

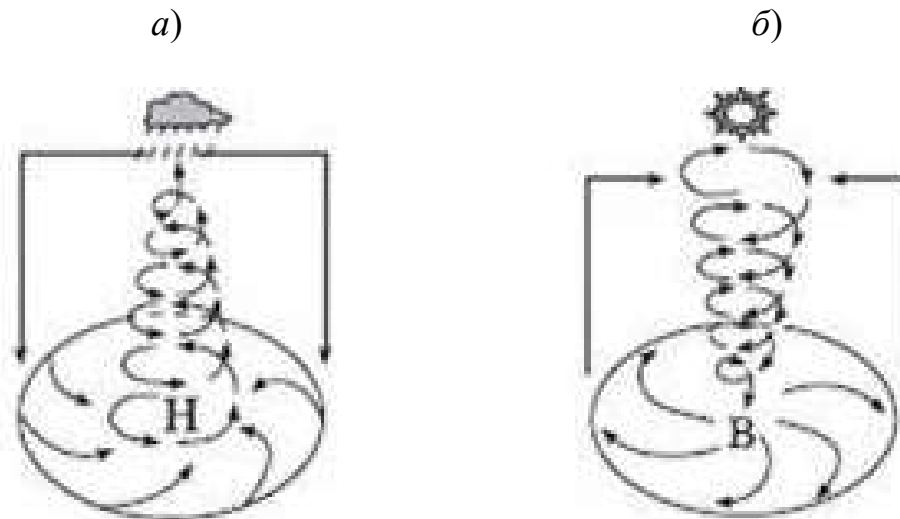


Рис. 1.2— Лінії току і погода в циклонах та антициклонах

Улоговина - область зниженого тиску, розташована між двома областями підвищеного тиску.

Часто це витягнута периферія циклону (наприклад, V-подібна улоговина). Лінія в області улоговини, що представляє геометричне місце точок зі зниженим тиском, називається її віссю. Ізобаричні поверхні в улоговині знижуються від периферії до осі, тобто мають вигляд улоговини, оберненої опуклою частиною вниз. Поле повітряних течій в улоговині має циклонний характер, причому в шарі тертя вісь улоговини є лінією збіжності повітряних течій. В улоговині переважають висхідні рухи повітря і хмарна, часто з опадами погода (рис.1.2 а).

Антициклон - атмосферний вихор з максимальним тиском у центрі і загальною циркуляцією повітря за годинниковою стрілкою (1.1 б.).

Ізобари в антициклоні замкнуті. Ізобаричні поверхні підвищуються від периферії до центру, тобто мають вигляд неправильного купола. Розміри антициклонів можна порівняти з розмірами циклонів. Антициклон також гігантський повітряний вихор з циркуляцією в північній півкулі за годинниковою стрілкою, а в південній - проти годинникової стрілки. В шарі тертя центр антициклону - точка розбіжності ліній току. У вільній атмосфері лінії току майже збігаються з ізобарами. В антициклоні переважають низхідні рухи повітря і малохмарна погода. Повітряні течії та погода в антициклоні представлені на рис. 1.2 б.

Гребінь - область підвищеного тиску між двома областями зниженого тиску.

Часто це більш витягнута периферійна частина антициклону. Лінія в області гребеня, що представляє геометричне місце точок з найбільшим тиском, називається віссю гребеня. Ізобаричні поверхні підвищуються від периферії до осі гребеня, тобто мають вигляд улоговини, оберненої опуклою

частиною вгору. В шарі тертя вісь гребеня є лінією розбіжності повітряних течій. У гребені переважають низхідні рухи повітря і малохмарна погода.

Відріг- сильно розвинений гребінь часто з самотійною замкнутою ізобарою (рис. 1.1 в).

Сідловина - область, яка знаходиться між двома навхрест лежачими циклонами і двома антициклонами (рис. 1.1г). Ізобаричні поверхні мають вигляд сідла - вони підвищуються в сторону антициклонів і знижуються в бік циклонів. Для сідловини характерні слабкі вітри.

1.3

Для аналізу атмосферних процесів і прогнозу погоди використовуються такі карти:

- а) карти погоди - приземні і висотні;
- б) діаграми і графіки - аерологічні діаграми, вертикальні розрізи, допоміжні номограми, таблиці і графіки.

Приземні карти погоди складаються шляхом нанесення даних, що містяться в метеорологічних телеграмах. Порядок нанесення даних і застосовані умовні знаки (символи) визначаються відповідними настановами по службі погоди. Приклад їх нанесення представлено на рис. 1.3.

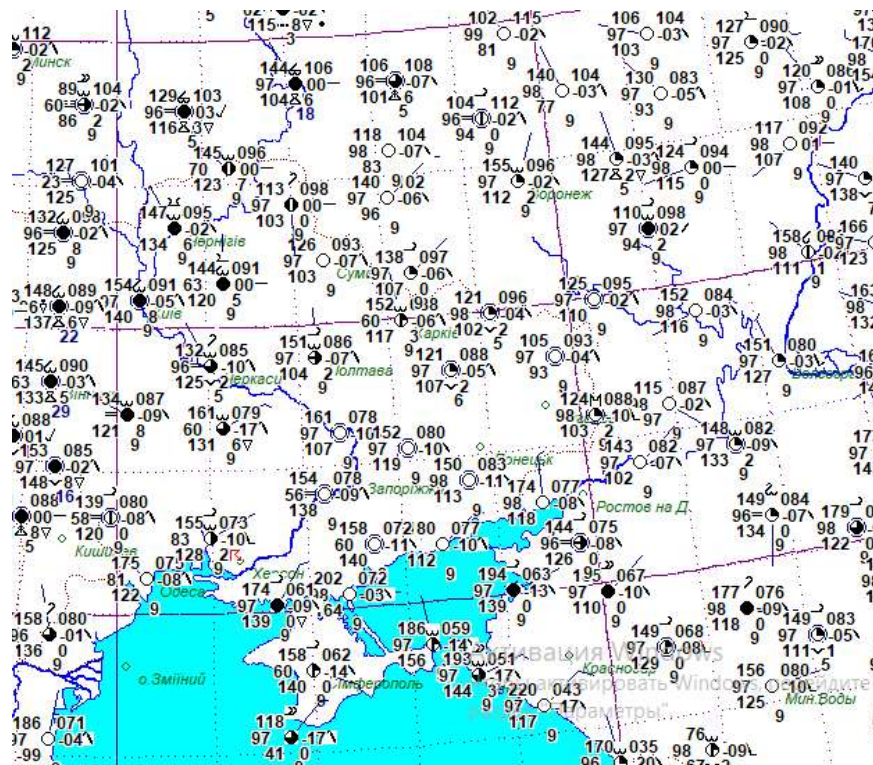


Рис. 1.3 – Приклад нанесених даних на приземну карту погоди

Нижче наведені дані, що нанесені на приземній синоптичній карті у вигляді цифр та синоптичних символів, які слід читати в наведеному порядку:

1. Загальна кількість хмарності **N**
2. Кількість хмарності нижнього та середнього ярусів **Nh**
3. Форма хмарності нижнього (**C_L**), середнього (**C_M**) та верхнього (**C_H**) ярусів
4. Нижня межа хмарності **h**
5. Явища погоди в строк **ww**
6. Видимість **VV**
7. Напрямок і швидкість вітру **dd, ff**
8. Температура повітря **T**
9. Температура точки роси **T_d**
10. Атмосферний тиск на рівні моря **PPP**
11. Барична тенденція (зміна тиску за останні 3 год) **arpp**
12. Явища погоди між строками спостережень **W₁W₂**

На рис. 1.4 наведена схема нанесення метеорологічних даних на карту погоди, застосовувана з 1974 р.

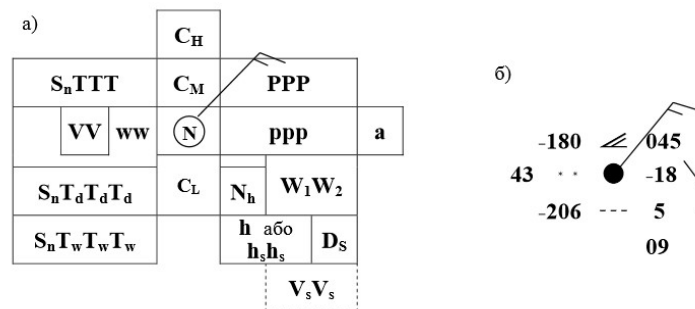


Рис. 1.4 - Розміщення величин навколо символу станції; а) схема, б) приклад

На приземній карті погоди наноситься великий комплекс метеорологічних величин і явищ погоди, тому вони є найбільш інформативними.

Для аналізу стану полів метеорологічних величин на різних висотах за даними вертикального зондування атмосфери складаються висотні карти погоди - **карти баричної топографії**.

Карти баричної топографії поділяються на:

- Карти абсолютної топографії (**АТ**),
- Карти відносної топографії (**ВТ**).

Карта абсолютної топографії (АТ) являє собою карту геопотенціальних висот даної ізобаричної поверхні $p = const$ над рівнем моря.

Карта абсолютної топографії ізобаричної поверхні $p = const$ характеризує стан баричного поля.

Крім геопотенціальних висот (hhh), на карту АТ наносять температуру повітря (TT) у цілих градусах Цельсія; дефіцит точки роси (DD) у цифрах коду; напрямок (dd) і швидкість (ff) вітру в умовних позначеннях; зміна абсолютного геопотенціалу за останні 12 чи 24 години (Δh) у геопотенціальних декаметрах (рис.1.5).

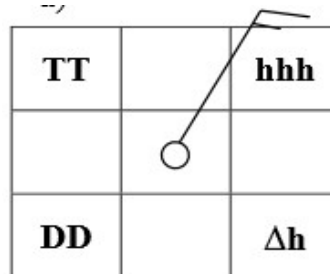


Рис. 1.5 – Схема нанесення даних на карти абсолютної баричної топографії

Порядок і приклад читання

Стандартна ізобарична поверхня 850 гПа знаходиться на висоті ____ геопотенціальних декаметрів. Вітер ____° ____ м/с, температура повітря ____ °С, дефіцит ____ °С.

Геопотенціалом називається робота, яка витрачається на подолання сили тяжіння $F = mg$ при переміщенні частинки з масою $m = 1$ кг від центру Землі до заданого рівня.

В даний час в оперативній роботі служби погоди використовують карти абсолютної топографії: *АТ-850*, *АТ-700*, *АТ-500*, *АТ-400*, *АТ-300*, *АТ-200*, *АТ-100*, *АТ-50*.

Кожний з наведених вище ізобаричних поверхонь відповідає своя висота (табл. 1.1).

Таблиця 1.1 – Середні висоти стандартних рівнів атмосфери

Р, гПа	1000	925	975	850	700	500	400	300	250	200
Z, км	0			1,5	3,0	5,0	7,0	9,0	10,5	12,0

Для обчислення геопотенціальної висоти (H_p) заданої ізобаричної поверхні ($p = const$) над рівнем моря використовується співвідношення:

$$H_p = H_{1000} + H_{1000}^p$$

де H_{1000} - висота стандартної поверхні 1000 гПа над рівнем моря:

$$H_{1000} = h(p_0 - 1000),$$

h - величина барометричного ступеня,

p_0 - приведенне до рівня моря атмосферний тиск.

Барометричний ступінь показує, на скільки метрів в атмосфері необхідно піднятися або опуститися, щоб тиск змінився на 1 гПа.

Для наближених обчислень береться:

$h = 0,9$ при температурі повітря вищій за 15°C ;

$h = 0,8$ при температурі повітря від -15 до 15°C ;

$h = 0,7$ при температурі повітря нижчій за 15°C .

Наприклад, висота поверхні 500 гПа визначається як:

$$H_{500} = H_{1000} + H_{1000}^{500}$$

Карта відносної топографії (BT_{p1}^{p2}) являє собою карту висот H_{p1}^{p2} ізобаричної поверхні $p_2 = \text{const}$ над поверхнею $p_1 = \text{const}$. Найчастіше в оперативній роботі використовують карти BT_{1000}^{500} .

У холодній і більш густій повітряній масі тиск з висотою знижується швидше. Відповідно в холодній масі товщина шару H_{p1}^{p2} менша, ніж в теплій, тобто величина H_{p1}^{p2} прямо пропорційна середній температурі шару T .

Тому карта відносної топографії еквівалентна карті розподілу середньої температури шару між ізобаричними поверхнями p_1 і p_2 .

Це добре видно з барометричної формули геопотенціалу, яка встановлює зв'язок відносного геопотенціалу з температурою шару повітря, розташованого між ізобаричною поверхнею від P_1 до P_2 .

$$\Phi_2 - \Phi_1 = - \int_{p_1}^{p_2} RT d \ln p.$$

Де R - газова стала, T - середнє значення температури в шарі

Таким чином, якщо висота якої-небудь ізобаричної поверхні відраховується від рівня моря, то геопотенціал називається **абсолютним**, а якщо від нижче розташованої ізобаричної поверхні - **відносним**.

Таким чином, на карті BT_{1000}^{500} наноситься товщина шару (ΔH) між ізобаричними поверхнями 500 і 1000 гПа, яка є різницею висот двох поверхонь H_{500} і H_{1000} (рис. 1.6).

$$\Delta H = H_{500} - H_{1000}.$$

		H_{1000}^{500}
	○	
		Δr

Рис. 1.6 – Схема нанесення даних на карту відносної топографії BT_{1000}^{500}

Порядок і приклад читання

Завищення стандартної ізобаричної поверхні 500 гПа над стандартною ізобаричною поверхнею 1000 гПа складає _____ гп.дам.

Аерологічні діаграми будуються для аналізу результатів зондування атмосфери в окремих пунктах і дозволяють проаналізувати зміни з висотою температури і вологості повітря в пункті зондування атмосфери і обчислити ряд додаткових характеристик атмосфери.

Існує два види бланків аерологічних діаграм:

- Аерологічна діаграма (АТ) побудована в косокутній (К) системі координат (рис.1.7 а), яка в свою чергу буває для теплого півріччя (АДКТ) і для холодного півріччя (АДКХ);

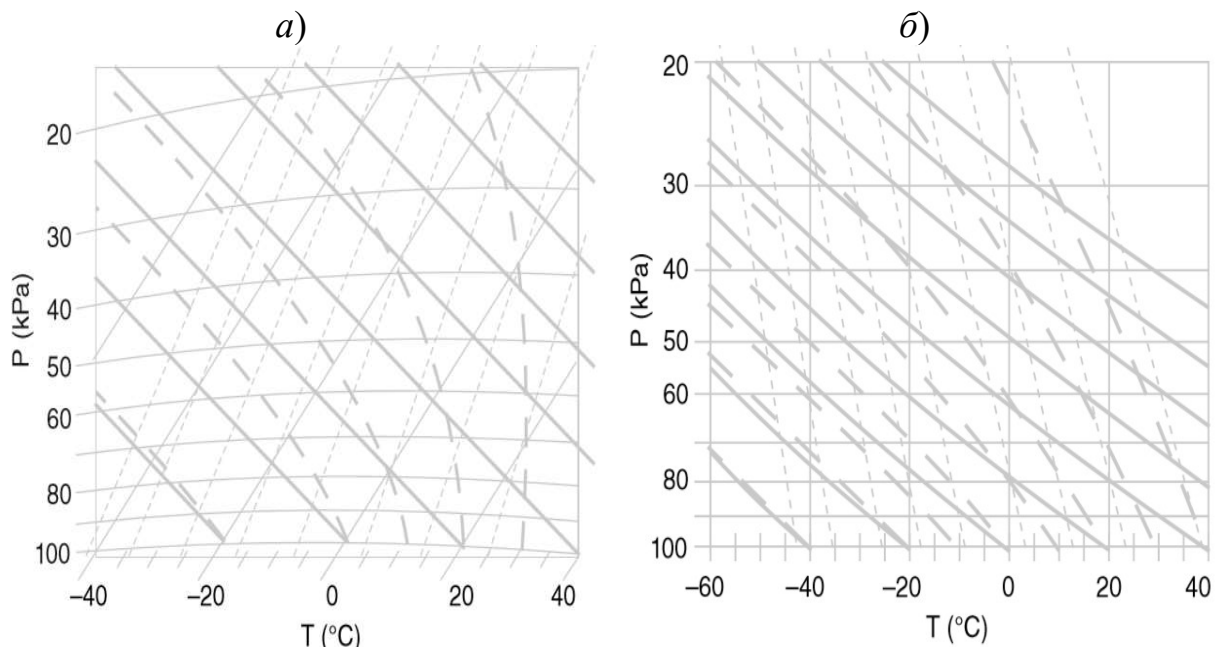


Рис. 1.7 – Приклади аерологічних діаграм (АТ) побудованих в а) косокутній (К) системі координат та б) в прямокутній (П) системі координат

- Аерологічна діаграма (АТ) побудована в прямокутній (П) системі координат (рис.1.7 б) і застосовується для всіх сезонів (АДП).

На даних бланках в якості горизонтальних координат використовується температура ($x = T$), в якості вертикальних - тиск ($y = P 0,286$).

На відміну від АДП ізотерми на АДКТ/Х нахилені до ізобар під кутом 50° . Вони використовуються з метою більш точного термодинамічного аналізу результатів зондування.

Вертикальні просторові, часові розрізи атмосфери являють собою графіки, за допомогою яких за результатами одночасних зондувань атмосфери в ряді пунктів, розташованих на карті приблизно уздовж однієї прямої (вісь x) або за послідовні строки спостережень, аналізують стан атмосфери в площині XOZ або за часом відповідно.

ТЕМА 2

ВИДИ МЕТЕОРОЛОГІЧНОЇ ІНФОРМАЦІЇ. ШЛЯХИ ЇЇ ОТРИМАННЯ І ВИМОГИ ДО НЕЇ

2.1 Види метеорологічної інформації та її споживачі.

2.2 Шляхи отримання метеорологічної інформації.

2.3 Вимоги, що ставляться до метеоінформації.

2.1

Метеорологічною інформацією називається сукупність відомостей про стан атмосфери або про стан окремих метеорологічних величин.

Розрізняють два види метеорологічної інформації:

1) первинну інформацію про поточну погоду, яка безпосередньо визначається в результаті метеорологічних спостережень;

2) вторинну інформацію - інформацію про погоду що спостерігалася у вигляді різних зведень, синоптичних карт, аерологічних діаграм, вертикальних розрізів, карт хмарності, отриманих із супутникових спостережень, і т. п.

Правильність аналізу атмосферних процесів і успішність складання прогнозів значною мірою залежать від якості і своєчасності надходження первинної метеорологічної інформації.

При вирішенні задачі складання метеорологічних прогнозів атмосфера повинна розглядатися як складна система, стан якої характеризується рядом параметрів, що розглядаються в комплексі.

У цей комплекс входять:

- Відомості про хмарності;
- Атмосферні явища (гроза, пилова буря, опади, тумани і т.і.);
- Горизонтальна дальність видимості;
- Швидкість і напрямок вітру;
- Температура повітря;

- Атмосферний тиск;
- Вологість повітря та ін.

Більшість цих параметрів вимірюється безпосередньо або визначається візуально (наприклад, кількість хмар і їх форма); деякі ж з них можна отримати тільки шляхом розрахунків (вертикальна складова руху повітря).

Комплекс вимірюваних або спостережуваних параметрів визначається двома обставинами:

- 1) оптимальністю числа параметрів, необхідних для обґрунтованого аналізу стану атмосфери;
- 2) особливостями споживача.

Споживачами гідрометеорологічної інформації є:

- Населення через засоби масової інформації;
- Органи законодавчої і виконавчої влади;
- Збройні сили;
- Цивільна авіація;
- Органи попередження і ліквідації надзвичайних ситуацій;
- Транспорт (морський і річковий, залізничний і автомобільний);
- Сільське господарство;
- Паливно-енергетичний комплекс;
- Будівництво;
- Органи природно-ресурсного комплексу;
- Комунальне господарство та інші структури різних форм власності.

Споживачі забезпечуються даними регулярних спостережень на станціях і постах, усіма видами прогнозів, в тому числі, попередженнями про стихійні явища і екстремально високе забруднення навколишнього середовища, багаторічними гідрометеорологічними даними, оцінками наслідків зміни клімату для галузей економіки, даними гідрометеорологічної експертизи проектно-дослідницьких робіт.

Основою гідрометеорологічного забезпечення різних споживачів є дані спостережень за різними метеорологічними величинами і явищами погоди в атмосфері

2.2

На теперішній час можна виділити такі системи отримання метеорологічної інформації:

- 1) наземна мережа синоптичних і аерологічних станцій;
- 2) суднові, стаціонарні і дрейфуючі автоматичні буйкові морські гідрометеорологічні станції;
- 3) метеорологічні радіолокаційні станції;
- 4) метеорологічна космічна система;
- 5) авіаційна розвідка погоди.

Роль кожної з цих систем різна. Система може бути основною або додатковою, вона може відповідати або майже відповідати комплексу загальних вимог, може лише допомагати основній системі виконати ці вимоги.

Розглянемо характеристики систем отримання метеорологічної інформації та оцінимо переваги і недоліки кожної з них.

На синоптичних станціях проводяться спостереження за атмосферним тиском, температурою і вологістю повітря, швидкістю і напрямом вітру, кількістю, формою і висотою нижньої межі хмар, дальністю видимості в горизонтальному напрямку, видом і кількістю атмосферних опадів, особливими атмосферними явищами (туман, гроза, пилова буря, ожеледь і т.д.). Таким чином, синоптичні станції здійснюють великий комплекс вимірювань (спостережень) з високим ступенем точності.

Крім синоптичних станцій, в службі погоди широко використовуються аерологічні станції, які здійснюють вертикальне зондування атмосфери за допомогою телеметричних приладів - радіозондів. В результаті цього отримують дані про тиск, температуру, вологість, швидкість і напрямок вітру на різних висотах.

Синоптичні і аерологічні станції, які проводять регулярні спостереження в інтересах служби погоди, утворюють наземну мережу синоптичних (аерологічних) станцій.

Синоптичні станції наземної мережі проводять синхронні метеорологічні спостереження о 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 і 21 годині московського декретного часу.

Строки 00, 06, 12 і 18 годні називаються основними синоптичними термінами. Решта термінів називаються додатковими. Спостереження за атмосферними явищами проводяться безперервно.

Аерологічні станції, що входять в наземну мережу, проводять зондування атмосфери рідше, ніж спостереження на наземній мережі синоптичних станцій. Це пояснюється меншою часовою мінливістю метеовеличин у вільній атмосфері в порівнянні з приземним шаром. **Основними** в даному випадку є терміни 00 і 12 годин грінвіцького середнього часу, а **додатковими**- 06 і 18 год.

Наземна мережа синоптичних станцій в наш час є основною системою отримання метеорологічної інформації, яка, тим не менш, не позбавлена таких недоліків як недостатня густота мережі станцій в різних районах земної кулі і дискретність спостережень.

Світовий океан займає більш ніж 3/5 поверхні нашої планети і відіграє найважливішу роль в розвитку атмосферних процесів. Він є головним постачальником вологи в атмосферу, величезним тепловим резервуаром; його взаємодія з прилеглим шаром атмосфери істотно впливає на зміни її стану.

Тому природно, що служба погоди вкрай зацікавлена в створенні надійної, стійкої системи отримання регулярної метеорологічної інформації з акваторії Світового океану.

Постійно діюча система отримання інформації в Світовому океані включає в себе в якості основних елементів острівні гідрометеорологічні станції і судна погоди.

Є кілька шляхів поліпшення отримання метеорологічної інформації з акваторії Світового океану.

Перший шлях - використання комерційних і промислових суден для проведення гідрометеорологічних спостережень.

Другий шлях - створення мережі автоматичних якірних і дрейфуючих буйкових гідрометеорологічних станцій. Створення такої мережі пов'язано з великими технічними труднощами. В процесі експлуатації цієї мережі доведеться вирішувати складне завдання оперативного збору інформації та передачі її у відповідні центри для безпосереднього використання або ретрансляції.

Мережа метеорологічних радіолокаційних станцій має самостійне значення як система отримання метеорологічної інформації. Це визначається наступними обставинами. Радіолокаційні станції дозволяють здійснювати безперервний огляд стану атмосфери як в часі, так і в просторі. Внаслідок цього в поле їх огляду потрапляють такі явища, які неможливо зафіксувати досить повно при дискретних за часом і простором спостереженнях традиційної наземної мережі синоптичних станцій. Це в першу чергу відноситься до купчасто-дощових хмар, злив, гроз та деяких інших атмосферних явищ. Таким чином, спостереження за допомогою метеорологічних радіолокаційних станцій дозволяють простежити зародження, розвиток та переміщення мезомасштабних метеорологічних явищ.

За допомогою радіолокаційних станцій отримують також достовірні відомості про зони хмарності, її мікроструктури, водності, положенні нульової ізотерми в хмарах, інтенсивності опадів, тобто про найбільш важливі фізичні характеристики хмар.

Істотну роль метеорологічні радіолокаційні станції відіграють у виявленні та прогнозі небезпечних атмосферних явищ. В даний час створюється міжнародна мережа радіолокаційних станцій, яка як один з елементів увійде до Світової організації служби погоди. Інформація, що отримується з метеорологічних радіолокаційних станцій, класифікується (за комплексом спостережень) як додаткова до основної системи.

2.3

Вимоги, що ставляться до первинної метеоінформації, обґрунтовуються, з одного боку, внутрішньою структурою і закономірностями розвитку атмосферних процесів, методами їх аналізу та прогнозу а, з іншого боку, запитами споживача метеорологічної інформації.

Відповідно до цих вимог первинна метеорологічна інформація повинна бути: *глобальною, тривимірною, комплексною, синхронною, регулярною, оперативною.*

Відзначимо, що всі ці вимоги повинні виконуватися в сукупності, тому що порушення хоча б однієї з них значно знецінює всю інформацію, що надійшла. Розглянемо кожну з цих вимог окремо.

Глобальність означає, що метеорологічна інформація повинна надходити в прогностичні центри з прилеглої території, за розмірами сумірної з територією континентів або океанів, а в ряді випадків - з територією всієї півкулі. Це визначається масштабною і «швидкоплинністю» розвитку атмосферних процесів, які необхідно враховувати навіть при складанні прогнозу для будь-якого одного пункту.

Тривимірність метеорологічної інформації означає, що дані спостережень повинні характеризувати стан атмосфери не тільки за площею над великими географічними районами, а й по висоті, тобто в тривимірному просторі. Такі вимоги до метеорологічної інформації диктуються тим, що атмосферні процеси розвиваються в значній товщі повітря, взаємодія між процесами на різних висотах виявляється дуже тісною.

Комплексність первинної інформації визначається необхідністю комплексного аналізу в першу чергу полів тиску, вітру, температури і вологості з метою якнайповнішого виявлення закономірностей розвитку атмосферних процесів, особливо з урахуванням взаємозв'язку в розвитку цих полів і різних атмосферних явищ.

Синхронність означає проведення метеорологічних спостережень в єдині фізичні моменти часу на всій території, яку охоплюють спостереження, наприклад на півкулі. Це дозволяє проводити для єдиного терміну порівняльний, об'єктивний аналіз часової мінливості полів метеорологічних величин і явищ, синоптичних об'єктів, з якими вони пов'язані. Крім того, синхронність спостережень полегшує збір і поширення метеорологічної інформації в масштабах земної кулі.

Регулярність первинної метеорологічної інформації означає систематичне, а не епізодичне проведення метеорологічних спостережень у встановлені терміни. Як іноді відзначають, метеорологічна інформація є циркулярною, тобто обов'язковою для всіх її складових осередків. Саме регулярність первинної інформації дозволяє проводити послідовний аналіз атмосферних процесів, простежувати їх розвиток з часом, з'ясовувати різні деталі і особливості.

Оперативність означає, що інформація повинна надходити споживачеві в мінімально допустимі строки. Це також невід'ємна вимога до первинної метеорологічної інформації. Навіть найповніша і якісна інформація втрачає свою цінність, якщо вона застаріла. Така інформація не може бути використана в прогностичній практиці. Необхідна оперативність досягається при оптимальній системі збору і поширення метеорологічної інформації.

ТЕМА 3

ПЕРВИННИЙ АНАЛІЗ АЕРОСІНОПТИЧНОГО МАТЕРІАЛУ

3.1 Загальні принципи аналізу карт погоди.

3.2 Первинний аналіз (обробка) приземних і висотних карт погоди.

3.3 Первинна обробка аерологічної діаграми.

3.1

Карти погоди характеризують погоду географічного району в єдиний фізичний момент часу.

Перше завдання, яке вирішується при аналізі карт погоди, полягає в доданні карті погоди наочності. У процесі вирішення цього завдання визначаються:

- закономірності розподілу метеорологічних величин і географічного положення синоптичних об'єктів, тобто циклонів і антициклонів, повітряних мас і атмосферних фронтів;
- помилки в нанесенні даних і аналізі попередніх карт погоди. Це завдання вирішується в процесі обробки (первинного аналізу) карт.

Друге завдання полягає у виявленні:

- структури синоптичних об'єктів, їх еволюції та переміщення;
- тенденцій в розвитку синоптичних процесів;
- змін погодних умов.

Третє завдання - обчислення додаткових характеристик, що безпосередньо не спостерігаються (горизонтальні градієнти тиску і температури, вертикальна складова швидкості вітру та ін.).

Аналіз карт погоди проводять шляхом зіставлення один з одним значень різних метеорологічних величин. При цьому зіставляють:

- а) показання даної станції з показаннями ряду сусідніх станцій в даний момент;
- б) показання однієї і тієї ж станції по вертикалі;
- в) показання однієї і тієї ж станції в даний і попередні терміни спостережень;

г) значення різних метеорологічних величин на одній і тій же станції в даний момент.

Зіставлення проводиться з метою виявлення просторового розподілу метеорологічних величин і явищ погоди, їх зміни в часі, а також зв'язків між різними величинами або явищами.

Аналіз карти погоди, ґрунтується на існуючих в атмосфері фізичних зв'язках між полями метеорологічних величин або явищами погоди. Так, при проведенні ізобар враховують, що вітер, як правило, відхиляється від них ліворуч; положення фронтів визначають за характером змін в полях тих чи інших метеорологічних елементів; при аналізі поля вологості повітря враховуються дані про хмари, температури і т. п.

Стан атмосфери в даний момент знаходиться в тісному зв'язку з її попереднім станом. Дотриманню історичної послідовності в аналізі слід приділяти велику увагу при проведенні фронтів, а для районів з нерегулярною мережею метеорологічних і аерологічних станцій - і при аналізі баричного поля.

Перед початком аналізу карт для даного терміну спостережень необхідно уважно переглянути карти за кілька попередніх термінів. Такий перегляд дозволяє не тільки з'ясувати попередній розвиток процесів, а й отримати уявлення про ймовірне положення баричних утворень і фронтів на тій карті, до аналізу якої приступають.

Аналіз повинен правильно відображати на картах погоди просторову структуру баричних утворень і фронтів, існуючих в атмосфері в даний момент. Цього можна досягнути тільки в разі, якщо аналіз приземної карта погоди і карт баричної топографії буде проводитися у взаємному зв'язку один з одним. Узгодження структури приземного баричного поля і полів абсолютного геопотенціалу досягається шляхом обліку за допомогою рівняння статички даних про температуру.

Велика увага при аналізі повинна приділятися виявленню місцевих впливів, що виявляються в показаннях окремих станцій або невеликої групи станцій. Ці впливи дуже різноманітні і можуть відбиватися на значеннях або одного, або відразу декількох метеорологічних величин.

3.2

Порядок обробки приземної карти погоди

Первинний аналіз приземних карт погоди містить такі операції:

1) *аналіз поля тиску* – проведення ізобар і визначення областей високого і низького тиску, тобто центрів циклонів та антициклонів;

2) *аналіз поля баричних тенденцій* – проведення ізобар і виявлення осередків зростання та падіння тиску, тобто виділяються зони значної (≥ 1 гПа/3 год) зміни тиску;

3) *аналіз повітряних мас* – виділення особливих явищ погоди, тобто виконується операція, що має назву "*підйом карти*";

4) проведення атмосферних фронтів.

Проведення ізобар

Ізобари – лінії рівних значень атмосферного тиску – характеризують його розподіл у просторі. Ізобари проводяться простим чорним олівцем суцільними плавними лініями через 5 гПа (кратні 5) на основних картах погоди і через 2,5 гПа на кільцевих картах.

Під час проведення ізобар здійснюється інтерполяція між значеннями тиску повітря на сусідніх станціях та враховується напрямок і швидкість вітру на цих станціях.

Вектор вітру у приземному шарі відхиляється від ізобар у бік низького тиску на кут 20-40° над сушею та 15-20° на морем. У гірських районах за наявності розриву у полі тиску хвилястою лінією проводяться орографічні ізобари, відхилення вектора вітру від ізобари при цьому може становити 90-180°. Чим вищим є гірський хребет, тим довшим є розрив у полі тиску на рівні моря на приземній карті. У межах широтних кіл від 15° півн.ш. до 15° півд.ш. кут відхилення вітру наближається до 90°.

Оскільки швидкість вітру є пропорційною величині горизонтального баричного градієнта, то чим густіше розташовані ізобари, тим сильнішим є вітер.

Усі ізобари підписуються цілим числом гПа: розімкнені ізобари з двох боків, замкнені – у якомусь одному місці, *звичайно* з північного боку.

Аналіз баричного поля на картах погоди дозволяє виявити різноманітні форми баричного рельєфу (баричні системи): циклони, вторинні (**окремі**) циклони, баричні улоговини, антициклони, вторинні антициклони (ядра, відроги), баричні гребені, баричні сідловини, смуги (перемички) зниженого або підвищеного тиску, розмиті баричні поля.

У центрі областей низького тиску ставлять чорним олівцем літеру "Н", а у центрі осередку високого тиску – літеру "В". При визначенні центра циклону чи антициклону окрім ізобар урахується й вітер. Центр баричного утворення розташовується у районі екстремального тиску – найвищого або найнижчого, причому береться до уваги, що циркуляція повітря у циклоні здійснюється проти годинникової стрілки, а у антициклоні – за годинниковою стрілкою. За відсутності достатньої кількості даних корисно урахувати, що центр баричної системи *звичайно* є зміщеним відносно геометричного центра у бік сильних вітрів.

Коли радіус першої замкненої ізобари є дуже великим, більш ретельний аналіз часто дозволяє виявити декілька циклонічних чи антициклонічних центрів зі замкненими циркуляціями, тому доцільно проводити проміжні ізобари. Виявлення кожного центра багатоцентрної баричної системи дозволяє точніше провести лінії атмосферних фронтів.

На основних картах погоди позначають положення центрів баричних утворень у попередні строки (червоним кольором символ ● у випадку

циклон у та синім кольором символ $\bigcirc$ у випадку антициклон у) і з'єднують їх лінією, що дозволяє визначити траєкторію переміщення баричних утворень. Над символами, що позначають положення центрів за попередні строки надписують тиск у центрі та строк, для якого центр був нанесений. Це дозволяє надалі перейти до прогнозу майбутніх траєкторій переміщення баричних утворень.

Проведення ізалобар

Барична тенденція – зміна тиску за останні 3 години – наноситься праворуч від кружка станції і характеризує локальні зміни тиску за часом. Ізотенденції (ізалобари) проводяться простим чорним олівцем як тонкі переривчасті лінії через 1 гПа/3 год. Зазвичай ізалобара "0" не проводиться, і, якщо зміна тиску за останні три години перевищує 3 гПа, ізалобари проводяться через 2 гПа/3 год.

Ізотенденції підписуються цілим числом зі знаком "-" для від'ємних тенденцій і без знака "+" для додатних. У центрі областей падіння тиску червоним олівцем ставиться літера "П", а у центрах зростання – синім олівцем літера "Р". Поряд з літерою відповідним кольором ставиться максимальна величина баричної тенденції з точністю до десятих гПа/3 год. (без знаків "-" або "+"). Осередки падіння та зростання тиску, які належать одному баричному утворенню, називають ізалобаричною парою.

Підйом карти

Для наочності на приземних картах погоди кольоровими олівцями робиться *підйом карти*, тобто виділяються явища погоди у строк спостереження (погода, що нанесена ліворуч від кружка станції). Зеленим олівцем виділяються усі явища, що належать до опадів, а жовтим – явища, що погіршують горизонтальну видимість. Окрім облогових опадів усі явища виділяються синоптичними символами, що відповідають явищу погоди, але без деталізації. Розмір символів повинен бути таким, щоб на карті погоди можна без превеликого зусилля розрізнити як окремі явища, так і зони, які вони охоплюють.

Обробка карт баричної топографії

Баричне поле змінюється з висотою і на декількох кілометрах над рівнем моря може мати вже іншу структуру, ніж біля земної поверхні. Разом з тим, знання висотного баричного поля є дуже важливим для якісного синоптичного аналізу.

Для того, щоб одержати уявлення про розподіл метеорологічних величин на різних висотах над великими територіями, складають карти баричної топографії. Хоч і можна було б скласти висотні карти за принципом приземної

карти, де за основу береться висота $H = \text{const}$, зручніше користуватися картами, де за основу береться тиск $p = \text{const}$. На таких картах значення тиску у всіх точках є однаковим, а величиною, що змінюється, є висота.

Поверхня, яка подумки проводиться через усі точки з однаковим тиском, називається ізобаричною поверхнею. Вона розташовується не паралельно земній поверхні: над якимись районами вона піднімається, над іншими – опускається відносно рівневої поверхні. Спосіб відображення положення такої поверхні у просторі називається топографією, а через те, що відображується поверхня $p = \text{const}$, використовується термін "барична топографія".

Коли висота ізобаричної поверхні $p = \text{const}$ відраховується від рівня моря (абсолютного нуля), на картах наноситься абсолютна висота ізобаричної поверхні $p = \text{const}$ для кожного пункту аерологічного зондування, і такі карти називаються *картами абсолютної топографії* (АТ) з додаванням індексу, що відповідає величині тиску на цій поверхні. Наприклад, АТ₇₀₀ – карта абсолютної топографії ізобаричної поверхні 700 гПа.

В оперативній практиці використовуються, головним чином, карти абсолютної топографії АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀, АТ₃₀₀.

При аналізі карт АТ виконуються такі операції.

1) На картах АТ₈₅₀ і АТ₇₀₀ проводяться *ізотерми* червоним кольором через 2 (кратні 2) градуси Цельсія. Центри осередків тепла позначаються **червоною літерою "Т"**, а центри осередків холоду – **синьою "Х"**.

2) На усіх картах АТ проводяться *ізогіпси* – лінії однакових значень геопотенціалу – чорним кольором через 4 гп.дам. (кратні 4) геопотенціальні декаметри (гп.дам). На картах АТ вище 400 гПа ізогіпси проводять через 8 гп. дам. Усі ізогіпси підписуються цілим числом декаметрів: розімкнені ізогіпси з двох боків, замкнені – з північного боку.

При проведенні ізогіпс береться до уваги напрямок та швидкість вітру. Вітер спрямований до ізогіпси таким чином, що праворуч від його напрямку залишаються низькі значення геопотенціалу, а праворуч - високі. Також, ізогіпси проводяться тим щільніше, чим сильнішим є вітер.

3) Підписуються центри циклонів (літерою "Н") та антициклонів (літерою "В").

4) На картах АТ₈₅₀, АТ₇₀₀ і АТ₅₀₀ виділяють зони з великими значеннями вологості (на карті АТ₈₅₀ дефіцит точки роси $\leq 1,5$ °С, на карті АТ₇₀₀ $\leq 2,0$ °С, АТ₅₀₀ $\leq 2,5$ °С), для чого зона з вологим повітрям закреслюється зеленим кольором та підписується "Волого".

5) На карти АТ₇₀₀ і АТ₅₀₀ переносяться положення основних приземних центрів та позначаються чорним кольором (символ ● у випадку циклону та символ ○ у випадку антициклону).

6) На карті АТ₈₅₀ проводяться атмосферні фронти чорним кольором. Для позначення типу фронту використовуються фронтальні символи, які вказують тип фронту та напрямок його переміщення.

Карта АТ₈₅₀ використовується для комплексного фронтального аналізу

спільно з приземною картою. Через те, що на висоті AT_{850} (тобто близько 1,5 км) практично не позначається вплив орографічних особливостей місцевості і, в той же час, вона достатньо близько розташована до земної поверхні, основні фронтальні розділи простежуються на ній чіткіше, що дозволяє уточнити положення атмосферного фронту на приземній карті. Атмосферний фронт на карті AT_{850} проводиться за такими ознаками: великі термічні градієнти, збіжність та посилення вітру, велика вологість повітря. При цьому узгоджується положення фронту біля землі та на AT_{850} з урахуванням того, що на AT_{850} він є зміщеним у бік холодної повітряної маси.

Карти AT_{700} і AT_{500} дозволяють зробити висновки про стадії розвитку баричних утворень на підставі того, до яких висот вони простежуються, а також нахилу їх просторової осі та термічного поля AT_{700} . За цими картами можна спрогнозувати майбутнє положення баричних утворень (за правилом ведучого потоку). Вони також дозволяють визначити перенос вихору швидкості, термічну адвекцію тощо, тобто визначити еволюцію приземного баричного поля.

Обробка карт відносної топографії

Кarti відносної топографії позначають літерами "ВТ", а індекси вказують на ізобаричні поверхні, для яких ця відносна топографія розраховувалась. Наприклад, BT_{1000}^{500} означає, що висота ізобаричної поверхні $p = 500$ гПа відраховувалась від висоти ізобаричної поверхні $p = 1000$ гПа,

Карта BT_{1000}^{500} є обов'язковою в оперативній синоптичній практиці, тому що являє собою розподіл значень товщини шару повітря, який становить приблизно половину ваги атмосфери і має велике значення в аналізі великомасштабних атмосферних процесів. На відміну від карт абсолютної топографії, які надають розподіл метеорологічних величин на ізобаричній поверхні, карта BT_{1000}^{500} надає розподіл товщини приземного (тому що ізобарична поверхня $p = 1000$ гПа розташовується приблизно біля земної поверхні) п'ятикілометрового шару, в якому розвиваються процеси, що безпосередньо визначають зміни погодних умов, тобто повітряні маси, атмосферні фронти, циклони та антициклони.

Через те, що на карті BT_{1000}^{500} нанесена товщина шару ΔH і для ізобаричних поверхонь $p = \text{const}$, то маса повітря, яка міститься між ізобаричними поверхнями 500 і 1000 гПа є однаковою. З іншого боку, величина ΔH змінюється, тобто ця маса займає різний об'єм. З цього випливає, що більшим значенням ΔH відповідає менша густина повітря і навпаки, тобто більшим значенням ΔH відповідають більші значення середніх температур $\bar{T}$ шару, який розглядається. Неважко показати за допомогою барометричної формули геопотенціалу, що для випадку $BT_{1000}^{500} \Delta H = 2\bar{T}$, де ΔH вимірюється у геопотенціальних декаметрах (гп. дам), а $\bar{T}$ – у Кельвінах.

Таким чином, карта BT_{1000}^{500} , на якій нанесені значення товщини шару між ізобаричними поверхнями 500 і 1000 гПа, надає розподіл середніх температур у нижньому п'ятикілометровому шарі атмосфери.

Аналіз карти BT_{1000}^{500} полягає у проведенні *ізогіпс* через 4 гп. дам (кратних 4), що є еквівалентним проведенню ізотерм через 2 К. Області великих значень ΔH будуть відповідати великим значенням середніх температур, тобто теплій повітряній масі. Тому області замкнених ізогіпс з найбільшими значеннями ΔH називають осередками тепла. Навпаки, області замкнених ізогіпс з найменшими значенням відносного геопотенціалу називають осередками холоду. Осередки підписуються, як "**Тепло**" і "**Холод**". При аналізі окремої карти BT_{1000}^{500} лінії та підписи на ній проводяться чорним кольором, а при аналізі карти BT_{1000}^{500} на одному бланку з картою AT_{500} ізолінії проводяться червоним кольором (той же колір використовується для підписів "**Тепло**"), а підписи "**Холод**" робляться синім кольором.

У середині осередків тепла і холоду горизонтальний градієнт температури є невеликим, у той час як між цими осередками спостерігається згущення ізогіпс, що відповідає великим горизонтальним градієнтам температури. Області згущення ізогіпс розділяють осередки холоду та тепла і простежуються над великими територіями. Вони можуть проходити у широтному напрямку, відокремлюючи тепліші повітряні маси, що розташовуються південніше, від холодніших, що розташовуються північніше, або набувати меридіональну конфігурацію. Ці зони згущення ізогіпс, які відповідають великим значенням градієнтів відносного геопотенціалу та температури, називається *висотною фронтальною зоною (ВФЗ)*.

У ВФЗ концентруються великі запаси енергії, тому в них, як правило, відбуваються процеси цикло- та антициклогенезу, розвиваються інтенсивні вертикальні рухи, і з ними нерозривно пов'язані струменеві течії.

Через те, що на карті BT_{1000}^{500} видно положення різних з термічної точки зору повітряних мас (теплих і холодних) та зону великих градієнтів температури, що їх розділяє, карту BT_{1000}^{500} використовують для здійснення тривимірного фронтологічного аналізу.

3.3

Побудова та аналіз аерологічних діаграм

Аерологічна діаграма (рис.3.1) – це бланк, на якому по осі абсцисс відкладена температура, а по осі ординат - логарифм тиску. У такій системі координат на бланк нанесені горизонтальними лініями ізобари через кожні 10 гПа і прямими лініями під кутом 90° до ізобари, або з нахилом вправо під кутом 50° в залежності від форми аерологічної діаграми, ізотерми через 1°C .

Аерологічна діаграма (АД) призначена для аналізу результатів радіозондування атмосфери в окремих пунктах, що дозволяє простежити зміни з висотою температури та вологості повітря в пункті зондування атмосфери та розрахувати ряд додаткових характеристик атмосфери.

На побудованій сітці проведені такі лінії.

Сухі адіабати - коричневі лінії, нахилені вліво. Сухі адіабати - лінії рівних потенціальних температур. На рівні 1000 гПа вони проходять через точки з непарними значеннями температур. Відповідні їм потенціальні температури в градусах Цельсія нанесені вздовж ізотерми -30°C на АДКТ і вздовж -60°C на бланках АДКХ.

Вологі адіабати (псевдо адіабати) - зелені пунктирні лінії, які нахилені вліво. Вологі адіабати – лінії рівних значень псевдопотенціальних температур. На рівні 1000 гПа вони проходять через точки з парними значеннями температури. Відповідна їм псевдопотенціальна температура в градусах Кельвіна нанесена вздовж їхніх верхніх кінців. Волога адіабата показує зміну температури частинки повітря, що утримує насичену водяну пару, з висотою. Вологоадіабатичний градієнт $\gamma_{\text{ва}}$, на відміну від сухоадіабатичного $\gamma_{\text{а}}$, не залишається постійним, а залежить від тиску і температури. Найменше значення $\gamma_{\text{ва}}$ має при високих температурах і малому тиску.

Потенціальна температура (Θ) – це температура, якої набула б маса сухого повітря, якщо її адіабатично (тобто без обміну теплом з навколишнім середовищем) перемістити на рівень із стандартним тиском 1000 гПа.

Маса повітря, яка піднімається і утримує ненасичену водяну пару (при $g = 9,806 \text{ м/с}^2$), охолоджується на $0,98^\circ\text{C}$ (1°C) на кожні 100 м підйому і на стільки ж прогрівається при опусканні. Ця величина носить назву сухоадіабатичного градієнта.

Таким чином, суха адіабата показує, як здійснюється підйом ненасиченої частинки повітря за сухоадіабатичним законом: при адіабатичному процесі потенціальна температура повітряної маси не змінюється, але абсолютна температура підвищується при збільшенні тиску (тобто при опусканні) і знижується при зменшенні тиску (тобто при підйомі). Якщо при переміщенні повітряної маси по вертикалі її потенціальна температура (Θ) збільшується або зменшується, то це свідчить про те, що має місце вплив або приплив до неї тепла.

Псевдопотенціальна температура (Θ_p) – це температура, якої набуде частинка, якщо її після псевдоадіабатичного підйому до повної конденсації в ній водяної пари, опустити сухоадіабатично до рівня $P = 1000$ гПа. Очевидно, якщо відбувається переміщення вологої частинки, то на будь-якій висоті вище рівня конденсації її псевдопотенціальна температура залишається постійною.

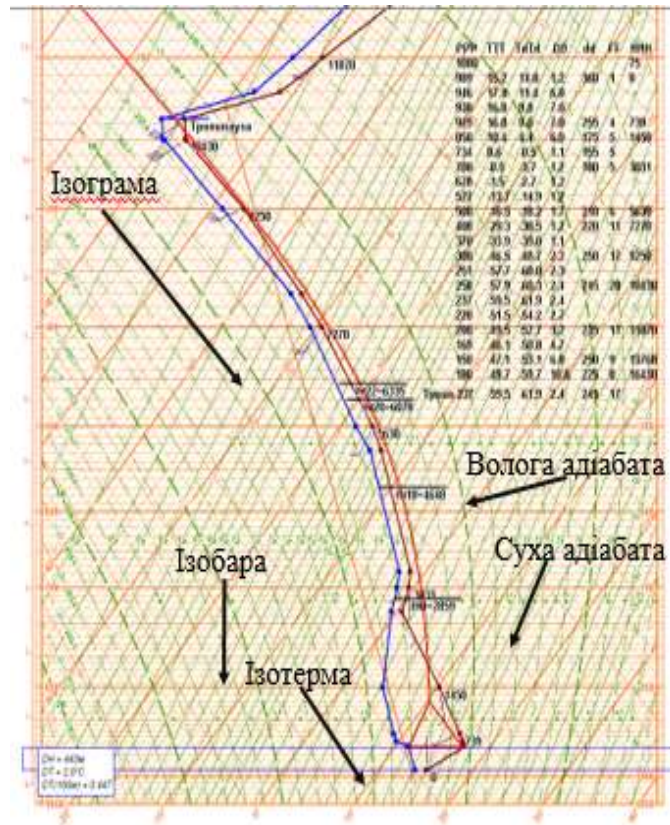


Рис. 3.1 – Загальний вигляд бланку косокутної аерологічної діаграми

Ізограми (лінії питомої вологості $q_{\max}$) - суцільні зелені лінії. Цифри біля ліній на рівні 650 гПа та по правому краю бланка діаграми дають значення відношення суміші, тобто відношення маси водяної пари у визначеному об'ємі повітря до маси сухого повітря в тому ж об'ємі. Масова частка водяної пари q і r пов'язані співвідношенням:

$$\frac{q}{r} = \frac{1}{1+r}, \quad (3.1)$$

де q – масова частка водяної пари у визначеному об'ємі, %; r – маса сухого повітря у тому ж об'ємі, г/кг;. Якщо r змінюється від $0,1 \times 10^{-3}$ до $30,0$ г/кг, то різниця між q і r не перевищує 3%. Тому при розрахунках, які не потребують великої точності, замість q можна використовувати r .

Шкала віртуального додатка у вигляді точок зеленого кольору нанесена на рівнях 900, 720 і 520 гПа.

Позначення ізоліній на конкретному бланку аерологічної діаграми представлені в лівій верхній частині.

Вихідними даними для аналізу стану атмосфери на різних висотах є результати її комплексного зондування, віднесені до конкретного місця і моменту часу, представлені в коді КН-04. Побудова аерологічної діаграми виконується у чітко визначеному порядку.

1. Крива стратифікації (червона лінія) – характеризує розподіл температури повітря з висотою.

Побудова її проводиться наступним способом. На горизонтальній осі знаходять значення температури повітря, яке відповідає першій точці підйому (біля поверхні землі), після чого переміщуються вздовж ізотерми уверх до перетину з горизонтальною лінією (ізобарою), що відповідає значенню тиску в тій самій точці підйому. На перетині вказаних ліній ставиться точка. При нанесенні на аерологічну діаграму решти точок підйому діють аналогічно. При цьому використовують всі дані на стандартних ізобаричних поверхнях та в особових точках. Нанесені точки послідовно з'єднують суцільною червоною лінією, яка є кривою стратифікації.

Для оцінки змін температури повітря на різних рівнях від строку до строку на діаграму суцільною коричневою лінією наноситься крива стратифікації за один із попередніх строків зондування. Наприклад, для визначення добових змін температури повітря на висотах на діаграму за ранковий строк наносять криву стратифікації за цей же строк попередньої доби. А для визначення пів добових її змін на діаграму за вечірній строк наносять криву стратифікації за ранок поточної доби.

2. Крива точки роси або депеграма (зелена лінія) – характеризує розподіл температури точки роси з висотою.

Побудова її проводиться за даними точки роси, що розраховується як різниця температури та дефіциту за даними зондування. Методика побудови депеграми є аналогічною побудові кривої стратифікації. Точки з'єднують суцільною зеленою лінією. Оскільки $T_d < T$, то крива точок роси розташовується лівіше від кривої стратифікації або збігається з нею у випадку, коли дефіцит насичення дорівнює нулю.

3. Крива стану (суцільною чорною лінією) – характеризує зміну температури повітря, що адіабатично піднімається. Ця зміна до рівня конденсації відбувається за сухою адіабатою, а вище – за вологою.

Рівень конденсації визначають як висоту, на якій перетинаються суха адіабата, що починається від значення температури на початковому рівні, та ізограма, проведена через значення точки роси на початковому рівні. На рівні конденсації частинка ненасиченого повітря досягає насичення ($T = T_d$) і вище зміна температури відбувається за вологою адіабатою. Таким чином, криву стану до рівня конденсації проводять паралельно сухій адіабаті, а від рівня конденсації – паралельно вологій. Якщо повітря насичене біля поверхні землі ($T = T_d$), сухоадіабатична ділянка підйому відсутня і крива стану від поверхні

землі проходить паралельно вологій адиабаті. Практично рівень конденсації близький до нижньої межі хмар.

При побудові кривої стану, яка характеризує температуру повітряної частинки, що переміщується по вертикалі, за початковий рівень беруть нижню точку на кривій стратифікації (рис.3.2 б). При наявності приземної інверсії або ізотермії крива стану проводиться з верхньої межі інверсії або ізотермії (рис.3.2 а).

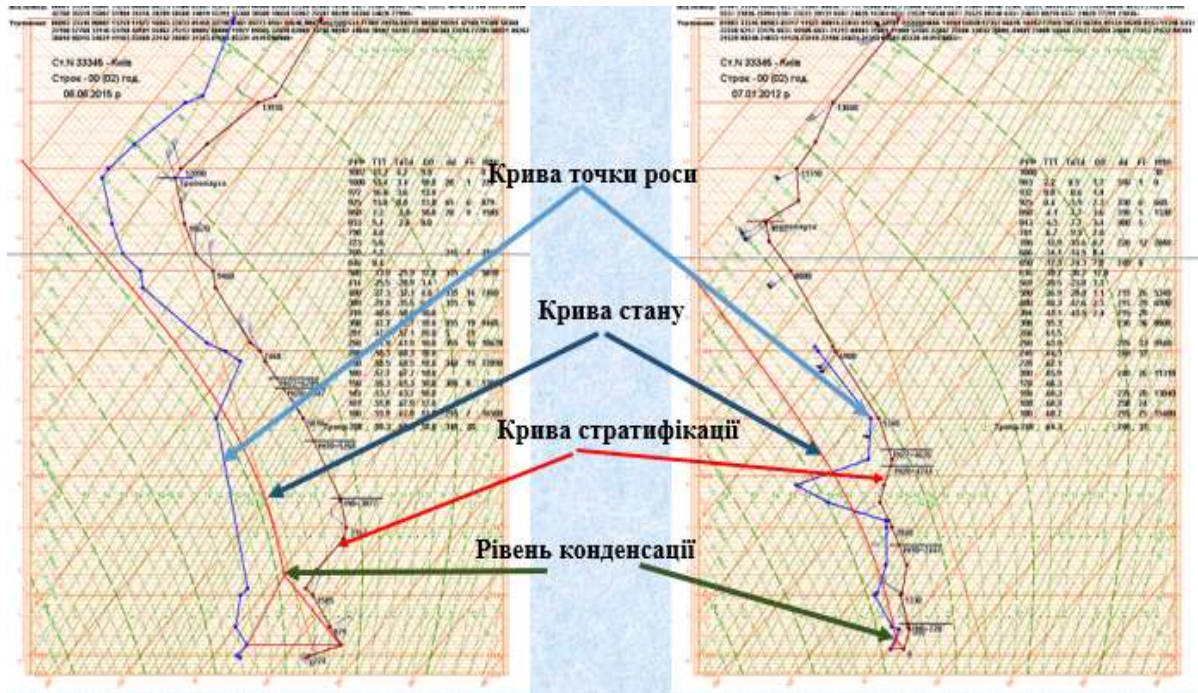


Рис. 3.2 – Приклади побудови кривих стану при наявності приземної інверсії а) та при її відсутності б)

4. *Енергія нестійкості* шару характеризується площею, обмеженою кривими стану та стратифікації.

Для існування конвективних вертикальних рухів в атмосфері та оцінки їх інтенсивності важливим фактором є співвідношення між температурою повітряної частинки, яка переміщується по вертикалі (крива стану), та температурою навколишнього середовища (крива стратифікації). Якщо на якомусь рівні температура частинки буде відрізнятися від температури навколишнього середовища, тоді ця частинка (одинична маса повітря) під дією сили Архімеда набуває вертикального прискорення і починає переміщуватися. У разі, якщо $T_{\text{част}} > T$ – вона зазнає позитивного прискорення і піднімається вгору, при $T_{\text{част}} < T$ – частинка зазнає негативного прискорення й опускається вниз. Частинка буде переміщуватися до тієї висоти, доки її температура не зрівняється з температурою навколишнього середовища. Чим більша різниця температури частинки, яка піднімається, та навколишнього середовища, тим більша і величина прискорення, якого зазнає частинка.

Таким чином, при порівнянні положення кривої стратифікації і кривої стану, можна зробити висновок про енергію нестійкості. Енергія нестійкості *додатна*, якщо крива стану розташовується *правіше* від кривої стратифікації, тобто $\gamma > \gamma_a$ або $\gamma > \gamma_{va}$ (рис.3.3) і область між кривими стану та стратифікації в цьому випадку замальовується **червоним кольором**, *від'ємна* якщо крива стану розташовується *лівіше* від кривої стратифікації, тобто $\gamma < \gamma_a$ або $\gamma < \gamma_{va}$ (рис.3.3) і область між кривими стратифікації та стану замальовують **синім кольором**.

5. Визначають характер стратифікації. Вертикальний розподіл температури повітря з висотою називається стратифікацією атмосфери. Стратифікація може бути стійка, нестійка і байдужа по відношенню до сухого (і ненасиченого) або насиченого повітря. Стійкість атмосфери характеризується вертикальними градієнтами температури.

При стійкій стратифікації атмосфери, якщо повітря сухе або ненасичене, вертикальний температурний градієнт менший від сухоадіабатичного, а при насиченні – менший від вологоадіабатичного.

При $\gamma < \gamma_{va}$, тобто менше $0,65^\circ\text{C}/100\text{м}$, атмосфера вважається стійкою: $\gamma < 0,65^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

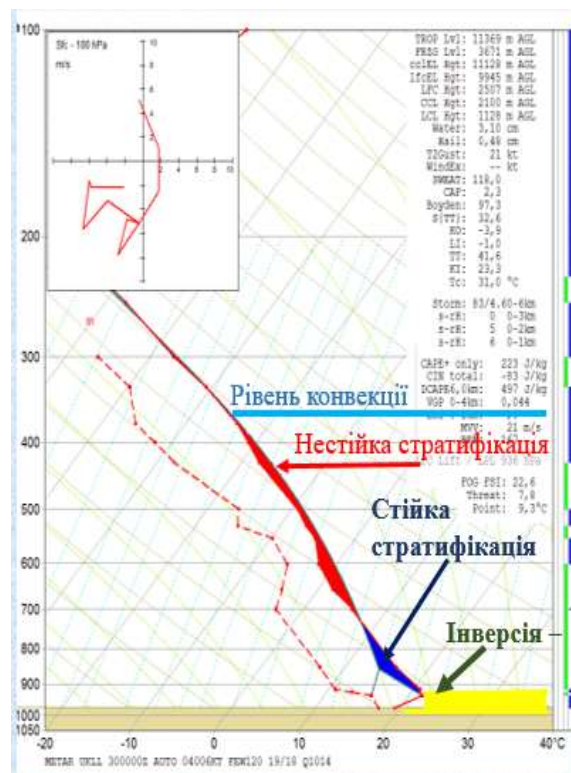


Рис. 3.3 – Аерологічні діаграми з додатною та від'ємною енергіями нестійкості

При нестійкій стратифікації атмосфери (рис.3.3), якщо повітря сухе або ненасичене, вертикальний температурний градієнт більший за сухоадіабатичний, при насиченні – більший за вологоадіабатичний (при даній температурі і тиску повітря). Нестійка стратифікація атмосфери сприяє розвитку і підтримці конвекції в атмосфері.

При $\gamma > \gamma_{ва}$, тобто більше $0,65^\circ\text{C}/100\text{м}$, атмосфера вважається волого-нестійкою:

$$\gamma > 0,65^\circ\text{C}/100\text{ м.}$$

При цьому утворюються конвективні хмари, спостерігаються зливові опади, грози.

При $\gamma > \gamma_a$, тобто більше $1^\circ\text{C}/100\text{м}$, атмосфера вважається сухонестійкою або абсолютнестійкою:

$$\gamma > 1^\circ\text{C}/100\text{ м.}$$

6. Наносять напрямок та швидкість вітру на основних ізобаричних поверхнях та в особливих точках. Стовпчики у лівій та правій частинах бланка без вертикальних ліній призначені для нанесення даних про вітер.

7. Виділяють рівень тропопаузи. Тропопауза визначається як зона, розташована вище поверхні 500 гПа, між шаром з великими значеннями вертикального градієнта температури у верхній тропосфері й шаром ізотермії, інверсії або уповільненого падіння температури з висотою в нижній стратосфері. За початок тропопаузи беруть рівень, на якому значення вертикального градієнта температури становить $\leq 0,2^\circ\text{C}/100\text{ м}$. На рівні тропопаузи, який визначається за даними телеграми, проводиться хвиляста коричнева лінія, яка позначається словом "тропопауза". При наявності двох тропопауз кожна з них позначається окремо.

8. Відмічають нижню та верхню межі шарів інверсії або ізотермії (жовтим кольором), проставляють їх товщину шару Δh в метрах, величину приросту температури ΔT і вертикальний градієнт температури γ у відповідному шарі. При визначенні шарів інверсії слід пам'ятати, що поблизу рівня 300 гПа розташовується тропопауза, а вище – стратосфера. Природним розподілом температури повітря у стратосфері є збільшення її з висотою, тому вище тропопаузи інверсії не виділяють.

Характер інверсій визначається за ознаками синоптичної ситуації, в умовах якої відбувався запуск радіозонда. Розрізняють приземні інверсії та інверсії вільної атмосфери. До приземних інверсій належать радіаційні, орографічні, теплового повітря та весняні (снігові), а до інверсій вільної атмосфери – інверсії тертя, динамічні, стискання (осідання) та фронтальні.

9. Відмічають нижню і верхню межі шару хмар (хвилястими синіми лініями). Проміжок між ними заштриховують нахиленими синіми лініями. Також проставляють форми хмар і вказують товщину хмарного шару.

Для хмарних шарів на аерологічній діаграмі характерні такі ознаки:

- одноманітний хід температури повітря з висотою з вертикальним градієнтом, близьким до вологоадіабатичного або який перевищує його;
- малі значення дефіциту точки роси, що змінюються в межах $0 - 3^{\circ}\text{C}$.

Купчаста хмарність. Сприятливими умовами для виникнення і розвитку купчастої хмарності є:

- високий вологовміст повітря біля поверхні землі і на висотах;
- значна нестійкість повітряної маси за відсутності в період максимального розвитку конвекції потужних шарів інверсії або ізотермії;
- відносно низьке положення ізотерми- 10°C , біля якої розташовується рівень інтенсивної кристалізації.

Нижній межі купчастої хмарності відповідає рівень конденсації, а верхньою межею є рівень конвекції (при $D \leq 5 - 7^{\circ}\text{C}$ в шарі між рівнями конденсації і конвекції), при великих значеннях D у вказаному шарі висота верхньої межі розташовується нижче від рівня конвекції на 2 - 3 км.

Шарувата хмарність. Для шаруватої хмарності характерні такі ознаки:

- одноманітний хід температури з висотою;
- $\gamma \geq \gamma_a$;
- середні значення дефіциту точки роси для основних ізобаричних поверхонь за наявності та відсутності шаруватих хмар наведені у табл. 1.

За нижню межу шаруватої хмарності береться рівень, де D не перевищує величину, зазначену в рядку 2 табл. 3.1 (нижня межа не обов'язково збігається з рівнем конденсації).

Таблиця 3.1 – Значення дефіциту насичення при наявності та відсутності хмар

$P, \text{гПа}$	850	700	500	300
$D \text{ у хмарах}, ^{\circ}\text{C}$	1,5	2,0	2,5	3,0
$D \text{ без хмар}, ^{\circ}\text{C}$	5,2	7,2	8,2	8,5

ТЕМА 4

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛІВ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ВЕЛИЧИН

- 4.1 Поняття полів метеорологічних величин. Градієнти, адвективні та трансформаційні зміни.
- 4.2 Поле атмосферного тиску, його зміни.
- 4.3 Поле вітру та температури, їх зміни.
- 4.4 Поле вологості та хмарності та їх зміни.

4.1

Числове значення метеорологічного елементу називається **метеорологічною величиною**.

Метеорологічні величини змінюються як у часі, так і в просторі, тобто є функціями координат точки x, y, z і часу t .

$$f = f(x, y, z, t),$$

де f будь яка метеорологічна величина.

Як відомо, *метеорологічні величини* - вимірювані, ті, що спостерігаються, розраховані, - змінюються в часі і просторі. При цьому, розподіл метеорологічних величин у просторі називають **полем цієї величини**.

Для характеристики просторового розподілу метеорологічних величин в фіксований момент часу вводиться поняття еквіскалярної поверхні, в кожній точці якої метеорологічна величина зберігає постійне значення

$$f(x, y, z) = C,$$

де C - постійна для даної еквіскалярної поверхні. Ця постійна різна для різних поверхонь.

Еквіскалярні поверхні (поверхня на якій певна скалярна величина має одне і теж саме значення) різних метеорологічних величин носять назви: тиску - ізобаричні, температури - ізотермічні, щільності - ізопікнічні і т.і.

Більшість метеорологічних величин (атмосферний тиск, температура і вологість повітря та ін.) є величинами скалярними. Їх розподіл можна наочно уявити поверхнями рівних значень заданої величини: ізобаричної поверхні (для тиску повітря), ізотермічними поверхнями (для температури повітря) і т. д., а також значеннями будь-якої величини на цій фіксованій висоті в атмосфері. У метеорології застосовуються і ті, і інші просторові уявлення. Але в повсякденній синоптичній практиці заведено використовувати карти значень тиску тільки для поверхні рівня моря.

Для вільної атмосфери використовують карти висот стандартних ізобаричних поверхонь 1000 гПа, 850гПа, 700 гПа, 500 гПа, 300 гПа і т.д. Для цих же рівнів зазвичай розглядають поля інших метеорологічних величин (вологості, температури повітря, хмарності та ін.).

Дані висот ізобаричної (ізотермічної) поверхні можуть виявитися близькими або однаковими. Поєднуючи значення рівних висот ізобаричних або ізотермічної поверхні (або будь-який інший поверхні рівних значень метеорологічної величини), отримаємо ізолінії метеорологічної величини. Для ізоліній метеорологічних величин застосовуються назви:

- **Ізобари** - лінії рівних значень атмосферного тиску,
- **Ізогіпси** - лінії рівних значень геопотенціалу або рівних висот ізобаричної поверхні,
- **Ізотерми** - лінії рівних значень температури,
- **Ізобронти** - лінії рівних значень річного числа гроз,
- **Ізогони** - лінії рівних значень напрямку вітру,
- **Ізотахи** - лінії рівних значень швидкості вітру,
- **Ізогієти** - лінії рівних значень добових сум опадів,
- **Ізонефи** - лінії рівних значень кількості хмар,
- **Ізотенденції** - лінії рівних значень баричної тенденції, і т.д.

Градiєнт метеорологічної величини

Кількісною мірою зміни метеорологічної величини в просторі служить градієнт цієї величини.

Аналіз полів метеорологічних величин показує, що в одному напрямку поля величина зростає, в іншому - зменшується. У кожній точці скалярного поля можна побудувати вектор градієнта даного поля, що характеризує мінливість метеорологічної величини в просторі. Напрямок метеорологічного градієнта має протилежний зміст, ніж це прийнято в математиці, гідромеханіці. І в великій мірі це пов'язано з розподілом полів вітру і тиску. Під напрямком вітру в метеорології розуміють напрямок, звідки вітер дме (північний вітер - з півночі, південний - з півдня і т.і.).

Вектор вітру спрямований від більш високого значення тиску в бік нижчого, також і метеорологічний градієнт тиску має напрямок від високого тиску до низького, тобто направлений в сторону зменшення метеорологічної величини.

Таким чином, метеорологічний градієнт є вектор, спрямований по нормалі до поверхні рівного значення скалярної метеорологічної величини f в бік її зменшення в просторі або на площині.

Чисельне значення градієнта:

$$|\text{grad } f| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}$$

Коли розглядають зміни метеорологічної величини по вертикалі, то вживають термін "вертикальний градієнт", наприклад вертикальний градієнт тиску - зміна тиску по нормалі до ізобаричної поверхні на одиницю висоти (зазвичай 10 м), вертикальний температурний (або термічний) градієнт - зміна температури по висоті, зазвичай на 100 м.

Адвективні і трансформаційні зміни метеорологічних величин

Розвиток атмосферних процесів, так само, як і зміна всіх метеорологічних елементів відбувається під впливом адвективних і динамічних факторів. Ці фактори завжди діють одночасно і спільно, але з різною інтенсивністю.

- Під адвекцією розуміється горизонтальний перенос метеорологічної величини в просторі, наприклад, температури, вологості, хмарності і т.і., або синоптичних об'єктів - циклонів, антициклонів, фронтів без зміни в часі їх абсолютної величини.

- Динамічні зміни виникають при горизонтальному перенесенні внаслідок нестационарності рухів в атмосфері, тобто при наявності відхилення вітру від геострофічного. Всі найбільш істотні зміни погоди за короткий проміжок часу відбуваються, головним чином, завдяки дії адвекції (адвективні зміни), тобто горизонтального переносу в тропосфері. Саме горизонтальним переносом забезпечується, наприклад, потепління або похолодання в даному районі внаслідок припливу більш теплого, зазвичай і більш вологого, або холодного, зазвичай більш сухого повітря.

- У загальному випадку при розгляді переміщення частинки повітря в горизонтальному напрямку говорять про адвекцію.

- Переміщення частки повітря в вертикальному напрямку - конвекція.
- Горизонтальний перенос будь-якої характеристики, наприклад, ізобари, - трансляція.

- Поступова зміна властивостей повітряної маси внаслідок впливу підстильної поверхні і навколишніх повітряних мас - трансформація.

- Замість терміна «трансформація» щодо баричних утворень, ізобар, атмосферного тиску вживається термін «еволюція».

4.2

Поле атмосферного тиску та його зміни

Баричне поле атмосфери є просторовий розподіл атмосферного тиску. Це скалярне безперервне поле, що характеризується системою поверхонь рівного тиску.

- Атмосферний тиск - тиск, що створюється атмосферою на предмети що знаходяться в ній і на земну поверхню.

У припущенні статичного рівноваги (атмосфера знаходиться в спокої відносно земної поверхні) атмосферний тиск в кожній точці атмосфери дорівнює вазі вищерозміщеного стовпа повітря з основою, рівною одиниці.

Фактично атмосферний тиск дуже близький до цього значення. Одиницями тиску служать

мм рт.ст. (міліметри ртутного стовпа),
мбар (миллибари),
гПа (гектопаскалі)

На рівні моря атмосферний тиск в середньому близький до тиску, зі стовпом ртуті, висотою **760 мм**.

У Міжнародній системі одиниць (СІ) це еквівалентно **101325 Па** (Паскаль)

1013.25 гПа (Па=0.01 гПа).

1 мбар=1 гПа.

Для переходу від **мм рт.ст.** до **гПа** або **мбар** необхідно помножити число мм.рт.с. на $\frac{4}{3}$.

Наприклад, тиск 750 мм рт.ст дорівнює $750 \cdot \frac{4}{3} = 1000$ мбар або 1000 гПа.

Розподіл тиску на земній кулі нерівномірний і зазнає як періодичні (добові, сезонні) зміни, так і неперіодичні коливання. Мінімальні значення тиску на рівні моря становлять від 885 гПа (в тропічному циклоні НЕНСІ поблизу Японії 13 вересня 1961 г.) до 1084 гПа (в Сибіру під 67 ° півн.ш. 31 грудня 1968 р.).

Тиск на деякому рівні являє собою вагу стовпа повітря над цим рівнем, і є єдиною метеорологічної величиною, яка з висотою монотонно зменшується.

Таким чином, чим більше висота, тим менше атмосферний тиск.

Розподіл тиску по вертикалі описується барометричними формулами, які є інтегралами рівняння статки. Для аналізу атмосферних процесів в межах тропосфери і нижньої стратосфери використовують так звану *барометричну формулу реальної атмосфери*:

$$p = p_0 e^{\frac{-g\Delta z}{RT_m}},$$

де p – тиск на висоті z ;

p_0 – тиск на нижньому рівні;

g – прискорення вільного падіння ($9,81 \text{ м/с}^2$)

Δz – різниця висот між ізобаричними поверхнями p_0 та p ;

R – універсальна газова стала ($R = 8,31 \text{ Дж/моль} \cdot \text{К}$)

T_m – середня віртуальна температура шару між ізобаричними поверхнями p_0 та p .

Карта абсолютної топографії ізобаричної поверхні p наближено характеризує розподіл тиску на висоті z і близька до середньої висоті цієї ізобаричної поверхні.

При проведенні ізобар (ізогіпс) можна помітити, що з кожним вищим рівнем, поле тиску (геопотенціалу) стає більш плавним, зникають більшість збурень, відмічених на приземній карті та на картах АТ більш низьких рівнів.

Деякі депресії і баричні максимуми добре виражені на приземній карті, на більш високих рівнях вже проглядаються тільки у вигляді улоговин і гребенів. При цьому густина ізогіпс з висотою зростає.

Пояснюється це тим, що вся тропосфера складається із відносно теплих і холодних повітряних мас, що чергуються по горизонталі. При цьому, як відомо, барична ступінь в теплому повітрі більша ніж у холодному, а це означає, що в перехідних зонах між цими масами повітря, нахил ізобаричних поверхонь з висотою збільшується, що в свою чергу призводить до збільшення градієнта геопотенціалу при переході від нижчих до більш високих ізобаричних поверхонь.

Зміна тиску на станції (локальна зміна тиску) визначається горизонтальним переносом баричних систем (трансляційні зміни) і їх еволюцією.

Таким чином, можна записати що

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{Loc} = \frac{\partial P}{\partial t} - \left(u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y}\right) = \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{Evol} + \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_{Trans}.$$

В якості прикладу розглянемо наступні зміни в точці А (рис.4.1)

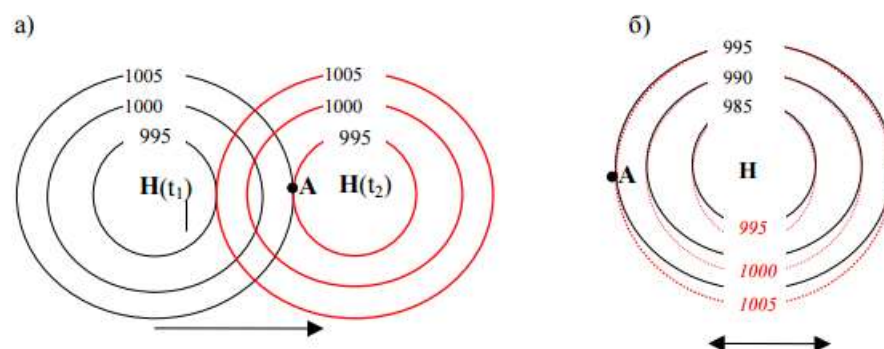


Рис.4.1 – Трансляційні (а) та еволюційні зміни тиску в точці А

Приклад 1. Циклон без зміни тиску в центрі зміститься за деякий час Δt з положення t_1 в положення t_2 . Таким чином, еволюційні зміни в даному випадку дорівнюють нулю. Але тиск в точці А змінилося і за час $\Delta t = t_2 - t_1$ знизився на 10 гПа.

Така зміна називається **трансляційною**.

Приклад 2. Нехай тиск на першій замкнутої ізобарі циклону в початковому моменті часу склало 985 гПа, а на останньому - 995 гПа. Таким чином, циклон, не змінюючи свого положення, заповнився на 10 гПа. У точці А тиск також змінилося на 10 гПа.

Така зміна тиску називається **еволюційною**.

На картах погоди характеристикою локальної зміни тиску є барична тенденція (зміна тиску за останні 3 години).

4.3

Поле вітру та його зміни

Важливою характеристикою поля вітру є лінії току. Це лінії, в кожній точці яких, вектор швидкості спрямований по дотичній до неї. Вектори геострофічного та градієнтного вітру співпадають з ізобарами (ізогіпсами). Лінії току дійсного же вітру у зв'язку з агеострофічністю атмосферних рухів, перетинають ізобари.

Лінії току показують характеристику миттєвого поля швидкостей довкілля, тобто таке поле швидкостей, яке можна спостерігати в даний час. На рис.4.2 можна побачити напрямок руху ліній току в циклоні та антициклоні. Можна відмітити, що у поверхні Землі, лінії току в циклоні спрямовані від периферії до центру, в той час як в антициклоні – навпаки.

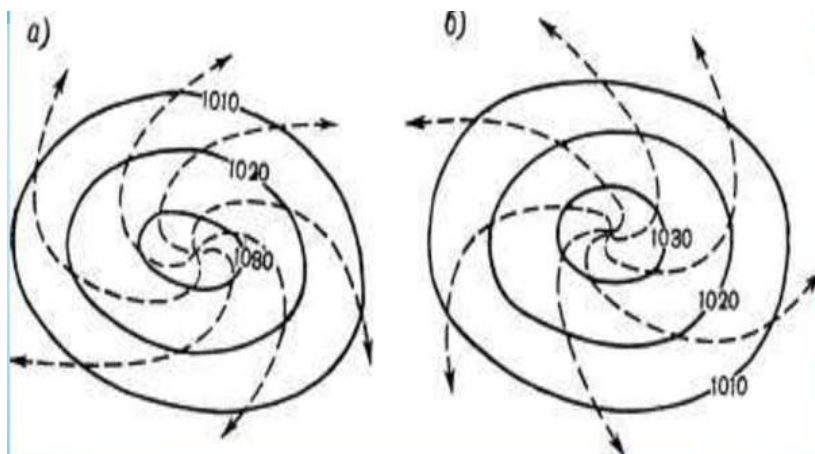


Рис.4.2 – Лінії току в циклоні *а)* та антициклоні *б)*

Таким чином, центр циклону є крапкою збіжності повітряних потоків (накопичення повітря), в той час як центр антициклону – розбіжність повітряних потоків (нестача повітря). Вісь улоговини є лінією максимальної збіжності повітряних потоків, а вісь гребеня – розбіжності.

У вільній атмосфері вітер досить близький до градієнтного, тому напрямок ліній току мало відрізняється від напрямку ізогіпс.

При аналізі синоптичних процесів в помірних широтах рідко будують карти ліній току тому що стан атмосферної циркуляції можна досить надійно оцінити по полю тиску, що представлено на карті приземного аналізу та картах АТ. Але по іншому в тропічній зоні, де баричне поле малоградієнтне, тому особливості циркуляції атмосфери можна представити за допомогою карт ліній току. Зрозуміло, що лінії току не завжди є траєкторіями руху повітряних частинок, тобто лінією, за якою одна і та ж сама частинка здійснює рух. Траєкторії співпадають з лініями току лише тоді, коли баричне поле з часом не зазнає змін (тобто баричне утворення не рухається та не змінює своєї конфігурації). А якщо переміщення баричного творення буде супроводжуватися його еволюцією, то траєкторія руху частинки буде більш складною.

При розробці короткострокового прогнозу погоди, розгляд прогнозів погоди що несправдилися, іноді необхідна побудова траєкторії повітряної частинки. В цьому випадку під повітряною частинкою розуміють значний об'єм повітря з характерними значеннями метеорологічних величин та погодними умовами. Побудова зворотної траєкторії повітряної частинки дозволяє визначити, звідки прийде повітряна маса через проміжок часу Δt . При побудові звичайної траєкторії (за напрямком повітряних течій), ми можемо визначити куди переміститься повітряна частинка. В оперативній практиці частіше використовують саме зворотню траєкторію.

Для визначення траєкторії руху повітряної частинки спочатку вимірюють швидкість геострофічного вітру за допомогою градієнтної лінійки (рис.4.3) нижньою шкалою.

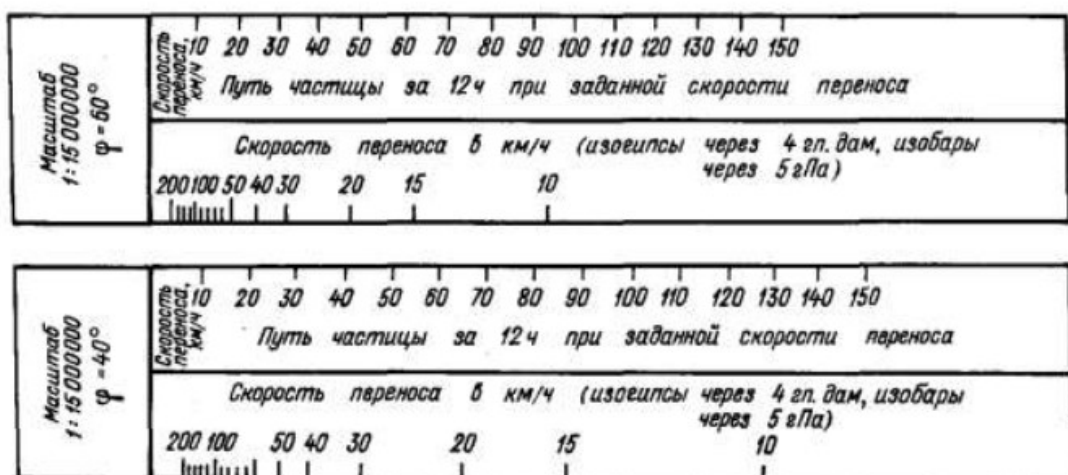


Рис.4.3 – Градієнтна лінійка для визначення швидкості геострофічного вітру в км/год для широти 40° и 60°

Після цього, отримане значення швидкості геострофічного вітру відкладають за необхідним напрямком (за потоком або проти потоку) за допомогою верхньої шкали.

На сьогоднішній день необхідності власноруч відкладати лінійкою траєкторію немає потреби. При наявності прогностичних даних, побудувати майбутню криву стратифікації через кожні 3 години буде досить швидко. Якщо в наявності прогностичних даних немає, теж є альтернатива градієнтній лінійці. Існують сайти іноземних прогностичних центрів, де після задання необхідних параметрів (координати місці прогнозу та позначення рівнів, на яких планується проводити траєкторію та період часу на який необхідно побудувати траєкторію) можна отримати графічний вигляд траєкторії повітряної частинки (рис.4.4).

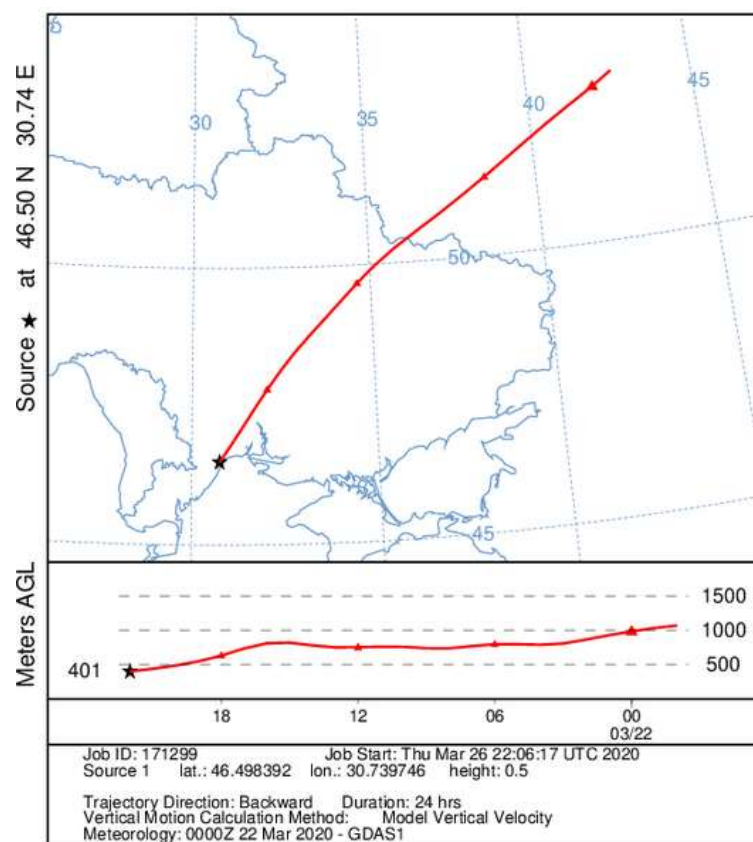


Рис. 4.4 – Приклад побудованої зворотної траєкторії повітряної частинки для ст.Одеса

Після побудови траєкторії, можна зняти необхідні значення температури (частіше температура представлена в Кельвінах) та використовувати їх для складання прогнозу.

Поле температури

Для синоптичного аналізу поля температури у поверхні Землі та на висотах використовують карти приземного аналізу та карти баричної топографії, дані вертикального зондування атмосфери.

Поле ізотерм як на приземній так і на висотних картах має досить складну структуру, ніж поле тиску або геопотенціалу. Це пов'язано з впливом рельєфу місцевості, локальним особливостями теплообміну повітря з підстильною поверхнею, з впливом хмарності та іншими факторами.

Як відомо, поле температури у поверхні Землі формується здебільшого під впливом притоку сонячної радіації та термічної неоднорідності підстильної поверхні.

Порівняння розподілу фактичної температури та температури променистої рівноваги показує, що вплив зонального розподілу сонячної радіації що надходить, спрямоване на збільшення різниці температур між екватором та полюсом до величини, що відповідає променистій рівновазі. Міжширотний обмін та вертикальний повітряообмін, перенос тепла океанічними течіями та вплив хмарності, що змінює альbedo а умови поглинання сонячної радіації, зменшує цю різницю більш ніж на 40% та підтримує її у визначених для кожного сезону межах. Тобто різниця температур між екватором та полюсом змінюється від сезону до сезону. Відбувається це по причині того, що досить значно змінюється кількість тепла до полюсів, в той же час приплив тепла до екватору впродовж року залишається практично незмінним. Саме тому потужність зональної циркуляції влітку значно менша ніж взимку, та в північній півкулі менша ніж в південній.

На формування поля температури планетарного масштабу найбільший вплив чинять різниці термічних властивосте материків та океанів. Материки мають найбільшу теплоємність та теплопровідність.

Температура повітря постійно змінюється, виявляючи як добовий і річний хід, так і більш значні неперіодичні коливання, пов'язані з адвекцією повітряних мас, а частково, з адіабатичним підйомом або опусканням повітря.

Річний хід температури повітря залежить від річного обертання Землі навколо Сонця з відповідною зміною радіаційних умов і сезонними змінами загальної циркуляції атмосфери.

Добовий хід температури повітря, як і інших метеорологічних величин, пов'язаний з добовим обертанням Землі. Також добовий хід є досить простим - з одним максимумом близько місцевого полудня і мінімумом близько сходу сонця. Істотний внесок у формування локальних змін температури повітря вносить адвекція.

Нормальний добовий хід температури повітря, у вигляді простого коливання з максимумом близько полудня за місцевим часом і мінімумом перед сходом Сонця, може порушуватися під впливом переміщення

повітряних мас і в деяких випадках виявляється навіть протилежним нормальному.

Основними великомасштабними особливостями поля температури є осередки холоду і тепла, гребені тепла і улоговини холоду, фронтальні зони - перехідні зони між теплими і холодними повітряними масами. Приземне поле температури повітря сильно збурене в зв'язку з впливом неоднорідності підстильної поверхні.

У районах проходження атмосферних фронтів, біля кромки льодів на морях і океанах, біля кордонів снігового покриву, в районах теплих і холодних океанічних і морських течій, взимку біля берегової лінії температура повітря по горизонталі часто змінюється стрибкоподібно.

Однак уже на рівні 1.5 км (АТ-850) поле температури стає більш плавним, відображаючи, проте, основні риси приземного термічного поля. Тому при визначенні положення фронтальних зон біля Землі залучаються результати аналізу поля температури на АТ850.

Відомо, що біля поверхні землі на швидкість і напрям вітру істотно впливає шорсткість земної поверхні (тертя). У вільному ж атмосфері на швидкість і напрям вітру впливають зміни баричного градієнта, що відбуваються під впливом горизонтального градієнта температури.

Але баричний градієнт визначає собою напрямок вітру. Якщо баричний градієнт з висотою наближається у напрямку до термічного градієнта, отже, градієнтний вітер з висотою наближатиметься до ізотерми. Так само буде поводитися і дійсний вітер, який у вільній атмосфері практично не відрізняється від градієнтного.

Введемо поняття *термічного вітру*, під яким розуміють приріст вектора геострофічного вітру під час переходу з нижнього рівня атмосфери на верхній, тобто векторна різниця геострофічного вітру на двох рівнях.

Вектор термічного вітру спрямований по ізотермі так, що в північній півкулі область більш низьких температур повітря залишається зліва, область більш високих - справа, якщо дивитися у напрямку вітру.

По взаємному розташуванню вектора швидкості і вектора термічного вітру (по взаємному розташуванню термічного і баричного градієнта) судять про термічної адвекції, тобто про адвекції тепла або холоду.

Адвекція холоду має місце, якщо повітряні течії направлені з області нижчих температур.

Адвекція тепла - якщо вони спрямовані з області більш високих температур. Напрямок течій показують карти абсолютної топографії (зазвичай використовуються карти АТ700 або АТ500).

Розподіл температури в шарі показують карти відносної топографії (зазвичай використовується карта ОТ 1000/500).

При суміщенні карти течій і карти розподілу середньої температури шару отримують карту термобаричного поля, за якою судять про термічну адвекцію.

Розглянемо схематичне представлення термобаричного поля (рис.4.5).

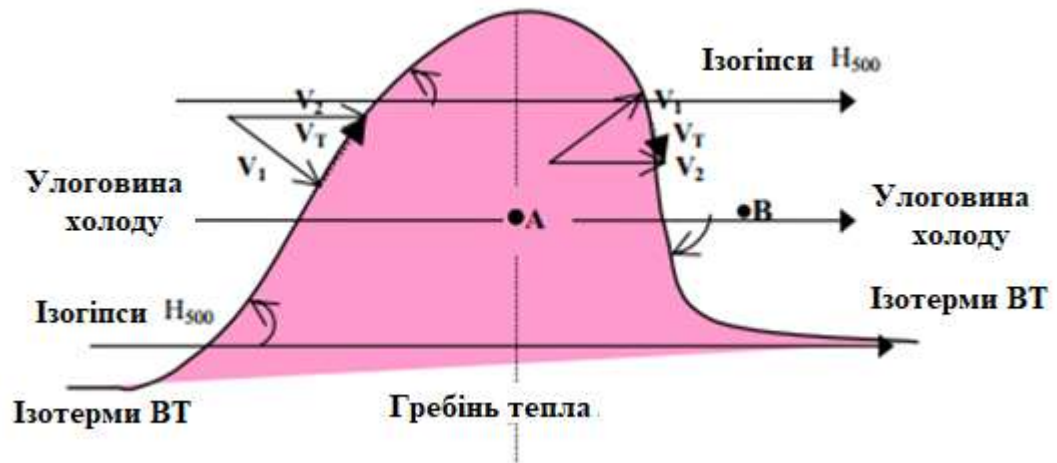


Рис.4.5 - Схематичне представлення адвективних змін температури

Маємо поле ізогіпс на рівні **P2** (наприклад, H_{500}) і поле середньої температури шару (наприклад, H_{1000}^{500}).

Рух по ізогіпсам **AT** в північній півкулі відбувається в напрямку градієнтного вітру так, що низький тиск залишається зліва, а високий - справа.

У напрямку ізогіпс H_{500} , можемо задати вектор швидкості геострофічного вітру на цьому рівні (V_2)

Вектор термічного вітру V_T спрямований по ізотермі H_{1000}^{500} так, що область більш низьких температур залишається зліва, високих - справа.

Згідно з визначенням V_T як векторної різниці вітру під час переходу з нижнього на верхній рівень, добудуємо вектор швидкості геострофічного вітру на нижньому рівні (V_1), в нашому прикладі - на рівні 1000 гПа.

В область **т. А** відбувається перенос з області з більш низькими температурами повітря (тобто через деякий час тут можна очікувати зниження температури) - *адвекція холоду*.

Зауважимо, що:

- При переході від нижнього рівня до верхнього, відбувається лівий поворот вітру (поворот проти годинникової стрілки). Зліва від **т.А** ізотерми відхиляються від ізогіпс H_{1000}^{500} вліво.

- В область **т. В** відбувається перенос з області з більш високими температурами повітря (тобто через деякий час тут можна очікувати підвищення температури) - *адвекція тепла*.

- При переході від нижнього рівня до верхнього відбувається правий поворот вітру (поворот за годинниковою стрілкою). Праворуч від **т. А** ізотерми H_{1000}^{500} відхиляються від ізогіпс H_{500} вправо.

Таким чином, в північній півкулі:

- **Області адвекції холоду** ($\frac{\partial T}{\partial t} < 0$) відповідає *лівий поворот вітру* з висотою (проти годинникової стрілки), при цьому ізотерми H_{1000}^{500} відхиляються від ізогіпс H_{500} вліво

- **Області адвекції тепла** ($\frac{\partial T}{\partial t} > 0$) відповідає *правий поворот вітру* з висотою (за годинниковою стрілкою), при цьому ізотерми H_{1000}^{500} відхиляються від ізогіпс H_{500} вправо.

Отже, по-перше, відхилення ізотерм від ізогіпс показує напрямок термічної адвекції, по-друге, маючи дані про направлення вітру на різних висотах, можна судити про знак адвекції температури в різних шарах атмосфери.

- Якщо ізотерми паралельні ізогіпсам, то змін в ході температури повітря не відбувається (**нульова адвекція**).

На картах погоди найбільша адвекція холоду спостерігається за холодним фронтом в тилу циклону або в передній частині антициклонів що посилюються, де відбувається адвективне підвищення тиску і де формується область низхідних рухів повітря.

Також адвекція тепла зазвичай має місце в передній частині циклонів і в тилувій частині антициклонів, де відбувається адвективним зниження тиску і де формується область висхідних рухів повітря.

Область адвекції тепла відділяється від області адвекції холоду в термобаричному полі тропосфери деякої перехідною зоною, де адвекція відсутня. В середині цієї перехідної зони проводять лінію там, де ізотерми паралельні ізогіпсам. Ця лінія називається *лінією нульової адвекції*.

Лінія нульової адвекції відокремлює область адвекції холоду від області адвекції тепла і, одночасно, відокремлює область адвективного зростання тиску від області адвективного падіння тиску.

Лінія нульової адвекції (подвійна пунктирна лінія на карті) проходить зазвичай через осі улоговини і гребенів, а біля поверхні Землі - через центри баричних утворень.

Крім адвекції великий вплив на зміни температури повітря має також добовий хід метеорологічних елементів. У вільній атмосфері на зміну температури повітря, крім того, будуть впливати вертикальні рухи.

Поле хмарності та її зміни.

Хмари виникають в результаті конденсації та сублімації водяної пари в атмосфері та представляють собою видиму сукупність взважених крапель води та кристалів льоду, що знаходяться на деякій висоті від поверхні Землі. З ними пов'язані опади різного типу та інтенсивності.

Для опису хмарності використовують різні характеристики, від мікрофізичних до макромасштабних. В оперативній практиці найчастіше використовують поняття кількості та форми хмарності, висоти нижньої та верхньої границь.

Кількість та форму хмарності визначають візуально при спостереженнях на наземній синоптичній станції або при аналізі супутникових знімків хмарності (рис.1).

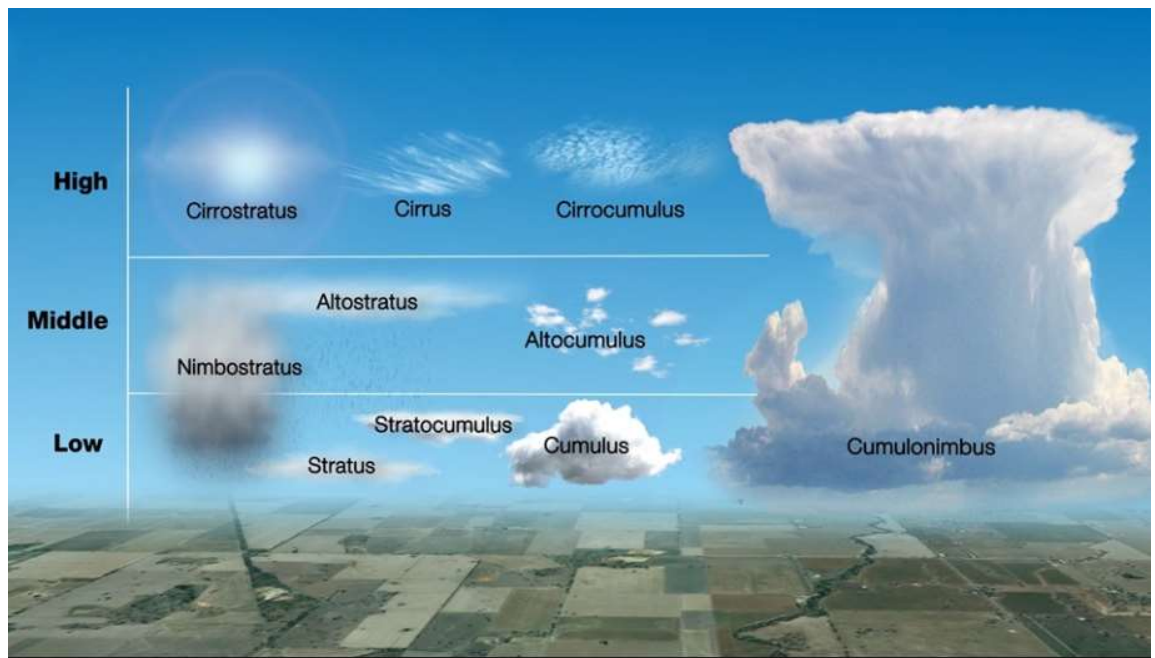


Рис.4.6 - Форми хмар та середні висоти їх розповсюдження

Висоти верхньої та нижньої межі визначають інструментально.

Морфологічна класифікація хмарності базується на врахуванні виоти нижньої межі хмари та її зовнішнього вигляду. В залежності від висоти розповсюдження хмари поділяються на чотири основні типи:

- Хмари верхнього ярусу, нижня межа яких знаходиться вище 6 км;
- Хмари середнього ярусу з нжною межею від 2 до 6 км;
- Хмари нижнього ярусу, нижня межа яких розташовується нижче 2 км;
- Хмари вертикального розвитку.

Кожен тип хмар складається із декількох форм, а форми – із декількох видів та різновидів. Детально це буде розглянуто в розділі «Синоптична метеорологія» -- Основи метеорології та на дисципліні «Супутникова метеорологія».

Хмарні поля мають різну щільність хмарного покриву, тому вони можуть бути класифіковані по даному признаку. При аналізі супутникової інформації використовують наступні градації:

- закрито хмарами більше 80% площини – суцільна хмарність;
- закрито хмарами від 50 до 80% площі – значна хмарність;
- закрито хмарами від 20 до 50% площі – невелика хмарність;
- закрито хмарами менше 20% площі – малохмарно.

При використанні даних наземних спосереджень, використовують такі градації:

- 0...2 бали – ясно (малохмарно);
- 3...7 балів – напів'ясно;
- 8...10 балів – похмуро.

Умовою виникнення хмарностів є наявність вертикальних рухів та наближення водяного пару до стану насичення. Так чином, зі збільшенням швидкостей висхідних рухів та вологості повітря, ймовірність виникнення хмарності поблизу рівня 850 гПа (хмарність нижнього ярусу) збільшується. При дефіциті точк роси 7...8 °С наявність хмарності нижнього ярусу мало ймовірна, а при дефіциті нижче 2 °С хмарність нижнього ярусу буде спостерігатися в більшості випадків, навіть при наявності низхідних упорядкованих вертикальних рухів.

В таблиці 3.1 вже були наведені значення дефіцитів точки роси на стандартних рівнях, які є сприятливими для утворення хмарності та ні.

Але, слід зазначити, що наведені дані в таблиці не є остаточними для прогнозу наявності хмар. Наприклад, влітку, при переважанні купчасто-дощової хмарності радіозонд може потрапити в безхмарні шари між хмарністю, де дефіцит точки роси буде значно більший його критичних значень. Також, слід пам'ятати, що кількість загальної хмарності має просторовий, часовий та сезонний зв'язок.

Поля конвективної хмарності. Конвективні хмари представляють собою ізольовані один від одного хмарні утворення, що з часом групуються та створюють хмарні системи. Також, поля конвективної хмарності можуть представляти собою сукупність таких мезомасштабних систем, як хмарні лінії та гряди, зачинені хмарні комірки, а також хмарні системи об'єктів синоптичного масштабу, як внутрішньотропічна зона конвергенції, тропічні циклони. Іноді відмічаються значні хмарні поля змішаного типу, коли спостерігаються як конвективна, так і неконвективна хмарність. В межах цього поля, в деяких випадках, конвективні хмари можуть виглядати як окремі осередки або скупчуються в деякій частині хмарного поля, а іноді відмічаються як основний хмарний масив.

Розглянемо сезонну повторюваність конвективної хмарності. Влітку повторюваність конвективної хмарності над океанами зростає з півночі на південь, в той час як над континентами однорідне зростання не характерно. Так, приблизно в межах 20...40° влітку відмічається другий мінімум повторюваності конвективної хмарності після високих широт. Після нього вже спостерігається більш рівномірне зростання повторюваності з переміщенням в низькі широти.

В цілому, над континентами від літа до зими повторюваність конвективної хмарності суттєво зменшується (приблизно на 20%). Це пов'язано зі значним послабленням конвекції над континентом взимку через значного зниження температури підстильної поверхні та переважаючого антициклонального режиму циркуляції.

Різноманітність форм конвективної хмарності визначається інтенсивністю та проміжком часу, протягом якого розвиваються конвективні рухи, а також вологість повітря.

При розвитку конвекції в межах граничного шару та при достаній вологості повітря виникають **внутрішньомасові плоскі купчасті хмари** з висотою нижньої межі в помірних широтах 600...1200 м та з горизонтальною протяжністю 0,5...2,0 км, а вертикальною – декілька сотен метрів. Час їх існування – декілька хвилин, за цей час одні хмари зникають, а інші з'являються.

Потужно-купчасті хмари виникають в тих випадках, коли конвекція охоплює шар тропосфери від підстильної поверхні до 4-5 км, вологість повітря при цьому значна. Середня товщина їх в помірних широтах 3-4 км, в тропічній зоні – 6-8 км. Це, як правило, внутрішньомасові хмари. Нижня межа розташовується на висотах від 600 до 1200 м, верхня межа може досягати в помірних широтах 6-7 км, в тропічних – 10-12 км. Горизонтальна протяжність потужних купчастих хмар складає 3-5 км. Час існування окремої потужної купчастої хмари дещо більший, ніж купчастої, але не перевищує години. За мікрофізичній структурі ці хмари є рідкі краплинні.

При активно розвиненій конвекції та високій вологості повітря як в межах однієї повітряної маси, так і на фронтальних розділах виникають **купчасто-дощові хмари**. Відмінність від потужно купчастих хмар в тому, що їх верхня частина складається із крижаних кристалів (змішані хмари).

Як відомо, розвинена купчасто-дощова хмара характеризується наявністю у верхній частині плоского ковадла, що є результатом зсуву вітру або температурною інверсією поблизу тропопаузи. Взагалі, купчасто-дощові хмари не закривають небо на 10 балів, а між окремими хмарами, як правило, простежуються просвіти. Проте, в окремих випадках, на деякий (не тривалий) час може бути закритий весь видимий небосхил.

Ці хмари розповсюджуються по вертикалі значно більше, ніж купчасті хмари. Як правило, при досягненні вершиною висоти пір'ястих хмар вона починає розповзатися та набувати форму ковадла.

Верхня межа купчасто-дощових хмар може досягати висоти 12 км та вище. Нижня межа коливається в межах від 0,4 до 1,0 км.

Із купчасто-дощових хмар випадають зливові опади та спостерігаються грози. Добовий хід та товщина внутрішньомасових конвективних хмар наступний: над суходолом максимум відмічається близько полудня, а мінімум – вкінці ночі. Над морською поверхнею навпаки.

Фронтальні купчасто-дощові хмари чіткого добового ходу не мають. Найбільш сприятливі умови для виникнення конвективної хмарності виникають в областях упорядкованих вертикальних рухів, тобто в улоговинах та циклонах.

Поля неконвективної хмарності. Причиною виникнення неконвективної хмарності є турбулентні та упорядковані вертикальні рухи в сукупності, в деяких випадках, з охолодженням повітря при неадіабатичних процесах. До

них відносять фронтальні шарувато-дощові та високошаруваті хмари, шаруваті, шарувато-купчасті та деякі різновиди високо-купчастих хмар, що виникають в однорідній повітряній масі, пір'ясті, пір'ясто-шаруваті та пір'ясто-купчасті хмари можуть бути як фронтальними так і внутрішньомасовими.

Поля неконвективних хмар можуть формуватися із мезомасштабних хмарних систем, таких як зачинені хмарні осередки, хвилясті хмари, орографічні вихори або бути хмарними системами синоптичного масштабу: хмарні вихори позатропічних циклонів, хмарні полоси, тощо.

Повторюваність неконвективної хмарності від літа до зими суттєво підвищується над континентами. Взимку, в антициклональних умовах над континентами часто виникаються інверсії, які не встигають зникнути вдень. Шарувата (шарувато-купчаста) хмарність, що виникла вночі, вдень не розсіюється. Крім того, над західними континентами в помірних та високих широтах досить активно розвивається циклонічна діяльність, що призводить до збільшення повторюваності фронтальної хмарності. Влітку ж, над континентами виникають частіше нічні радіаційні інверсії, які зі сходом Сонця зникають, таким чином, пов'язані з ними шаруваті (шарувато-купчасті) хмари вдень розсіюються.

Фронтальні неконвективні хмари складаються із системи шарувато-дощових (нижній ярус) та високо-шаруватих (середній ярус) хмар. Слід зазначити, що ця система існує як єдиний хмарний масив. До фронтальних хмарних систем можна віднести пір'ясто-шаруваті та деякі різновиди пір'ястих хмар.

Шарувато-дощові хмари мають нижню межу на висоті 0,1 – 1,0 км та товщину від 2 до 10 км. Максимальну товщину вони мають тоді, коли представляють собою єдину систему хмар $N_s - A_s - C_s$. Горизонтальна протяжність складає $10^2 - 10^3$ км. За мікрофізичній структурі ці хмари є змішані. Період існування – декілька діб.

Високо-шаруваті хмари, у випадку, коли представляють собою самостійний хмарний шар, мають висоту нижньої межі 3 – 6 км, товщину – 0,5 – 3,0 км. Горизонтальна протяжність $10^2 - 10^3$ км.

Шаруваті та шарувато-купчасті хмари відносяться до хмар нижнього ярусу та спостерігаються в межах однієї повітряної маси. Іноді ці хмари спостерігаються у фронтальних хмарних системах, частіше як деградуючі. Внутрішньомасові шаруваті та шарувато-купчасті хмари частіше виникають при переміщенні вологого теплого повітря на холодну підстильну поверхню. Охолодження повітря та урбулентний перенос водяної пари від підстильної поверхні призводить до хмароутворення на деякій висоті від неї. Одночасно можна спостерігати перебудову стратифікації температури в теплому повітрі, що переміщується, що часто призводить до формуванню інверсії температури. При адвекції теплого повітря швидкість вітру, зазвичай, досить значна, то турбулентність в приземному шарі руйнує нижній шар інверсії, тому вона стає припіднятою, що в свою чергу, при достатній вологості повітря

супроводжується виникненням хмарності, верхня межа якої розташовується в інверсійному шарі. Руйнування хмарності відбувається разом з руйнуванням інверсії, тобто при послабленні адвекції тепла або зміні її на адвекцію холоду.

Ще однією причиною виникнення внутрішньомасової хмарності є збільшення вологості повітря в шарі хмароутворення за рахунок турбулентного переносення водяної пари вгору за умови обмеження даного перенесення у верхній частині шару хмароутворення. Це відбувається за рахунок інверсії температури, яка виникає в результаті процесів, не пов'язаних з хмароутворенням. В цьому випадку виникає підінверсійна хмарність, верхня межа якої знаходиться поблизу межі шару інверсії. Найчастіше ця хмарність виникає в антициклонах, де в результаті низхідних упорядкованих вертикальних рухів та розтікання (дивергенції) повітря в шарі тертя виникає інверсія осідання.

При незбуреному шарі інверсії виникають шаруваті хмари St, при хвильових рухах в даному шарі – шарувато-купчасті Sc.

В річному ході висота нижньої межі фронтальної та внутрішньомасової хмарності нижнього ярусу St та Sc менша взимку та більша влітку. Вертикальна проявність фронтальної хмарності влітку більша ніж взимку, а внутрішньомасової нижнього ярусу – взимку більша ніж влітку.

Добовий хід висоти фронтальної хмарності практично відсутній. Слабо виражений він і для внутрішньомасової хмарності. В помірних широтах, найчастіше, найменшу висоту нижньої межі відмічають вранці, після сходу Сонця.

ТЕМА 5

РОЗРАХУНОК ДЕЯКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ПОЛІВ

- 5.1 Розрахунок похідних
- 5.2 Розрахунок лапласіанів
- 5.3 Розрахунок градієнтів
- 5.4 Розрахунок вихору та дивергенції

5.1

Розрахунок похідних

Для розрахунку похідних, як правило, використовують значення метеорологічних величин, проінтерпольованих у вузли регулярної сітки точок, приклад якої наведений на рис. 5.1.

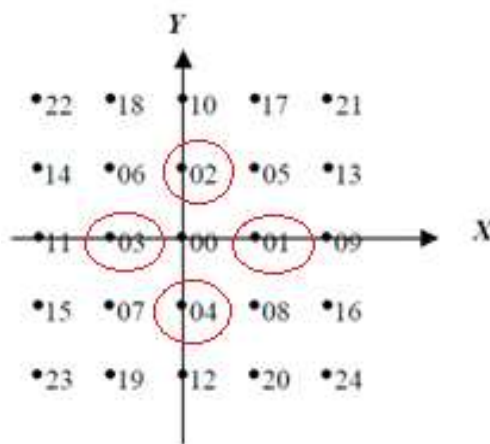


Рис. 5.1 — Прямокутна розрахункова сітка

Відстань між вузлами сітки є її кроком.

Якщо розрахунок ведеться за картами погоди, то подібну сітку роблять на прозорому папері, при цьому крок сітки повинен відповідати 100 або 300 км на карті, з якої знімаються дані. Далі обирається станція, для якої планується робити розрахунки, це і буде нульова точка (f_0). Відносно неї знімаються необхідні дані (f_1, f_2, f_3, f_4) згідно схеми на рис. 5.1.

При використанні даних об'єктивного аналізу (рис. 2) слід звернути увагу на заданий крок сітки. Крок по широті та довготі в розрахункових сітках надається в градусах і в різних моделях може набувати різних значень.

Так, в більшості моделей, що описують великомасштабні атмосферні процеси, кроки $\delta\varphi$, $\delta\lambda$ складають $2,5^\circ$.

NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 DAILY Intrinsic Pressure
Level phi 4 Jul 2015[X Y | P T]

1000.0 mb



В моделях граничного шару атмосфери, в яких враховуються дрібномасштабні ефекти, відстань між суміжними вузлами (крок сітки) береться менше 1°.

Оскільки у глобальній системі координат вісь x спрямована вздовж широтного кола, а вісь y – вздовж меридіана, то крок по x визначається довготним кутом $\delta\lambda$, по y – кутом $\delta\varphi$.

Рис. 5.2 – Приклад даних об’єктивного аналізу у вузлах регулярної сітки точок

Якщо розглядати Землю як кулю, то лінійні розміри кроків $\delta\varphi$ і $\delta\lambda$ будуть співпадати лише на екваторі. Так, якщо $\delta\varphi = \delta\lambda = 1^\circ$, то

$$\delta\varphi = \delta\lambda = \frac{2\pi R_3}{360} = \frac{6,28 \cdot 6,4 \cdot 10^3 \text{ км}}{360} \approx 111 \text{ км},$$

де $R_3 \approx 6400$ км – радіус Землі.

Таким чином, одному радіусу по меридіану ($\delta\varphi$) завжди відповідає відстань 111 км, а лінійні розміри градуса по широті ($\delta\lambda$) залежать від широти місця:э

$$\delta y = 111 \cdot 2,5 = 277,5 \text{ км}, \quad (5.1)$$

$$\delta x = \delta y \cdot \cos \varphi = 277,5 \cdot \cos \varphi \quad (5.2)$$

З (5.2) бачимо, що із зростанням широти, значення δx зменшується, і на полюсі, де $\varphi = 90^\circ$, $\delta x = 0$.

Для розрахунку похідних в точці 0 використовують такі формули:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial f}{\partial x} &= \frac{1}{2\delta s}(f_1 - f_3); \\
\frac{\partial f}{\partial y} &= \frac{1}{2\delta s}(f_2 - f_4); \\
\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} &= \frac{1}{(\delta s)^2}(f_1 + f_3 - 2f_0); \\
\frac{\partial^2 f}{\partial y^2} &= \frac{1}{(\delta s)^2}(f_2 + f_4 - 2f_0);
\end{aligned}
\tag{5.3}$$

де δs – заданий крок сітки; f_0, f_1, f_2, f_3, f_4 – метеовеличини, за якими ведуться розрахунки.

Переміщуючи початок координат з точки 0 в будь-яку іншу область розрахункової сітки та приймаючи цю область за нульову, можна розрахувати похідні для всієї заданої області.

5.2

Розрахунок лапласіану

Лапласіан використовується в багатьох моделях прогнозу, він визначає форму кривизни поверхні. Так, якщо проводити розрахунки з використанням полів тиску, ми отримаємо циклонічну або антициклонічну кривизну поверхні.

Лапласіан розраховується за наступною формулою:

$$\nabla^2 f = \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2},
\tag{5.4}$$

Якщо розписати другі похідні, отримаємо робочі формули для розрахунку:

$$\begin{aligned}
\nabla^2 f &= \frac{1}{4(\delta s)^2}(f_9 + f_{10} + f_{11} + f_{12} - 4f_0), \\
\nabla^2 f &= \frac{1}{4(\delta s)^2}(f_1 + f_2 + f_3 + f_4 - 4f_0).
\end{aligned}
\tag{5.5}$$

Із формули (5.5) видно, що від'ємні значення лапласіану характерні для опуклої поверхні, а додатні для увігнутої. Таким чином, у центрі циклону спостерігатимуться додатні значення лапласіану, а в антициклоні – від'ємні.

Але варто зазначити, що додатні значення можуть бути отримані і в антициклоні, якщо процеси в розрахунковій точці зумовлюють падіння тиску і навпаки, від'ємні значення в циклоні, якщо тиск в ньому починає зростати.

Тому при аналізі отриманих результатів слід детально проаналізувати поля метеовеличин в обраних точках та спробувати пояснити той чи інший результат розрахунку лапласіану.

Зауважимо, що лапласіан може розраховуватися не лише для полів тиску, а й для полів температури та геопотенціалу.

5.3

Розрахунок градієнта

Кількісною мірою зміни метеорологічної величини в просторі служить *градієнт* цієї величини.

Градієнтом величини f називається вектор, який за напрямком співпадає з нормаллю N до еквіскалярної поверхні (додатній напрямок – в бік зменшення f), а за модулем дорівнює похідній від f по N зі зворотнім знаком:

$$|\text{grad } f| = -\frac{df}{dN}$$

Можна показати, що проекція градієнта величини f на будь який напрямок l дорівнює частиній похідній (зі зворотним знаком) від f по l .

$$\text{grad}_l f = -\frac{\partial f}{\partial l}$$

Таким чином, проекції градієнта величини f на осі координат x, y, z дорівнюють: $-\frac{\partial f}{\partial x}, -\frac{\partial f}{\partial y}, -\frac{\partial f}{\partial z}$.

В метеорології найбільший практичний інтерес представляє горизонтальна та вертикальна проекції градієнта величини.

$$\begin{aligned}\text{grad}_l f &= -\frac{\partial f}{\partial n} \\ \text{grad}_l f &= -\frac{\partial f}{\partial z}\end{aligned}$$

де n - нормаль до ізоліній величини f на рівневій поверхні (до ізобар або ізотерм).

Градієнт величини f , показує її зміну на одиницю відстані (наприклад, на 100, 300, 500 км).

В якості скалярного поля розглянемо поле тиску $p(x, y, z)$. Тоді, як відомо,

$$\text{grad } p = \nabla p = \frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k}. \quad (5.6)$$

Для горизонтальної площини

$$\nabla p = \frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{j}.$$

Чисельно градієнт метеорологічної величини на площині дорівнює:

$$|\text{grad } f| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (5.7)$$

Представивши величини, що знаходяться у правій частині виразу (6), у скінченно-різницевої формі, отримаємо робочу формулу для розрахунку градієнта:

$$|\text{grad } f| = \frac{1}{2\delta} \sqrt{(f_1 - f_3)^2 + (f_2 - f_4)^2} \quad (5.8)$$

Таким чином, градієнт метеорологічної величини характеризує її зміну на одиницю відстані (наприклад, на 100 км.)

В оперативній синоптичній практиці наведений спосіб обчислення градієнта застосовується рідко. Найчастіше застосовується один з наступних способів:

1 спосіб. Вимірюється уздовж нормалі відстань між ізобарами δn в сотнях км. тоді чисельно

$$p_n = |\nabla p| = \left| \frac{\delta p}{\delta n} \right| \text{гПа/100км.}$$

Напрямок вектора p_n збігається з напрямком нормалі. Для сусідніх ізобар, кратних 5, $\delta p = 5$.

2 спосіб. Уздовж нормалі до ізобар шляхом інтерполяції визначаються значення p_1 в точці 1, розташованій від розглянутої точки 0 праворуч на відстані 50 км, і p_2 в точці 2, розташованій на відстані 50 км зліва; тоді

$$p_n = |\nabla p| = |p_1 - p_2| \text{гПа/100км.}$$

Аналогічно обчислюються градієнти геопотенціальних висот по ізогіпсам карт АТ, а також горизонтальні градієнти температури по ізотермам.

5.4

Дивергенція і вихор швидкості

Дивергенція вектора швидкості вітру.

Дивергенція є відносна зміна об'єму, який займає одинична маса повітря за одиницю часу.

З дивергенцією пов'язаний приплив (від'ємна дивергенція або конвергенція) або відтік (додатна дивергенція) повітря в даній точці простору (рис.5.3).

Для кількісної оцінки цієї особливості атмосферних рухів використовуються рівняння:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (\text{в системі } X, Y, Z), \quad (5.9)$$

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tau}{\partial p} \quad (\text{в системі } X, Y, P), \quad (5.10)$$

де u, v, w (τ) - проекції вектора швидкості на відповідні осі координат, τ - аналог вертикальної швидкості.

На картах погоди спостерігаються області збіжності або розбіжності повітряних течій, що виглядає як збіжність або розбіжність ізобар, ізогіпс, та виражається як горизонтальна дивергенція вектора швидкості:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (5.11)$$

Відсутність третього члена в рівнянні (5.11) пояснюється умовою $u \gg \tau, v \gg \tau$ для рухів синоптичного масштабу.

Горизонтальна дивергенція, як правило, від'ємна ($D < 0$) в областях зниженого (конвергенція) і додатна ($D > 0$) в областях підвищеного тиску.

a)

b)

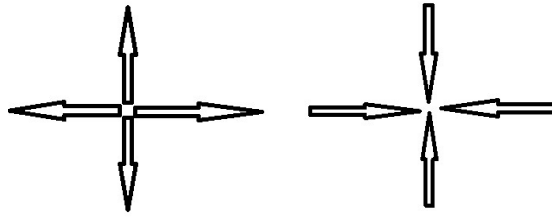


Рис.5.3 – Кінематичне визначення поля течії при а) дивергенції та б) конвергенції

Але не слід повністю ототожнювати дивергенцію зі збіжністю або розбіжністю повітряних потоків в околицях розглянутої точки, оскільки величина дивергенції залежить не тільки від напрямку вітру, а й від модуля швидкості.

Поле, в якому дивергенція швидкості відмінна від нуля, характеризується не тільки збіжністю або розбіжністю ліній току, але і зміною швидкості в напрямку ліній току, або тим і іншим одночасно (рис.5.4).

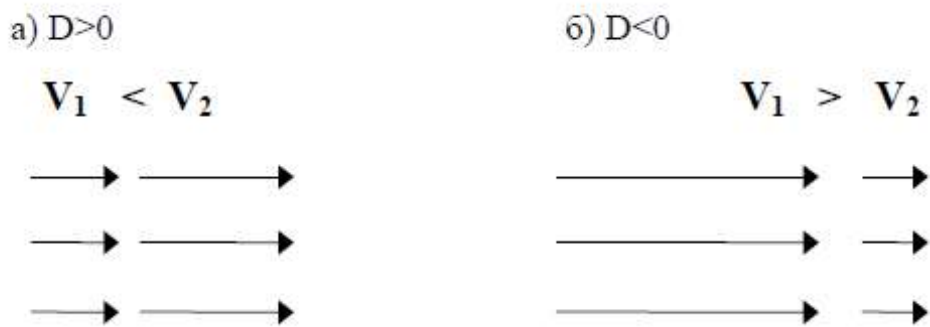


Рис.5.4 -- Дивергенція ($D \neq 0$) в полі прямолінійних повітряних потоків

Можна уявити прямолінійні потоки повітря, де модуль швидкості в напрямку потоку зростає або убыває:

Вихор вектора швидкості вітру

Важливу роль у формуванні та коливанні погоди і клімату відіграють вихрові рухи всіх розмірів, а синоптичного масштабу особливо.

До останніх відносяться вихори з характерним горизонтальним розміром близько 103 км в атмосфері.

Для оцінки тенденції виникнення руху обертання в атмосфері, використовують вихор швидкості, що представляє собою векторний добуток:

$$\vec{\Omega} = \vec{V} \times \vec{c} \quad (5.12)$$

оператора $\nabla = \bar{i} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{j} \frac{\partial}{\partial y} + \bar{k} \frac{\partial}{\partial z}$ на швидкість вітру $c = \bar{i}u + \bar{j}v + \bar{k}w$ (тут i, j, k - одиничний вектор (орта) вздовж осей x, y, z відповідно).

Вихор швидкості має певну величину і напрямок і є характеристикою локального обертання близько миттєвих осей в рухомій атмосфері.

Якщо уявити векторний добуток у вигляді матриці третього порядку і з огляду на те, що складові Ω_x та Ω_y для рухів синоптичного масштабу малі в порівнянні з Ω_z , прийдемо до висновку, що при розгляді синоптичних процесів, вихор швидкості ототожнюється з його вертикальною складовою.

$$\Omega_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \Omega_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad \Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (5.13)$$

де u, v, w - проекції швидкості вітру на осі x, y, z , при цьому вісь z спрямована по нормалі до рівневої поверхні, тобто протилежно напрямку прискорення вільного падіння (g).

У синоптичній метеорології під вихором розуміють вертикальну складову вихор швидкості або завихрення:

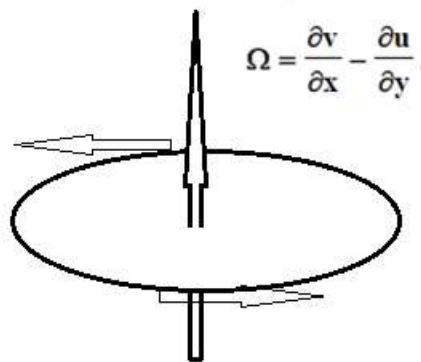


Рис.5.5 – Схематичне представлення вертикальної складової вихора швидкості

Крім рухів відносно земної поверхні, атмосфера бере участь в обертотому русі Землі як планети.

Це означає, що атмосфері, крім відносного вихору швидкості, властивий вихор, який зумовлений добовим рухом Землі з постійною кутовою швидкістю $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (переносний вихор).

Вихрові рухи завжди відбуваються в площині, перпендикулярній до осі вихору.

Так, у разі вихору з вертикальною віссю обертання, рухи відбуваються в горизонтальній площині, а у випадках Ω_x и Ω_y - у вертикальних площинах YOZ XOZ відповідно.

Типовими вихорами синоптичного масштабу є циклони і антициклони.

Не важко розуміти за виразом (5.13), що в північній півкулі складова Ω_z , як правило, додатна ($\Omega_z > 0$) в областях зниженого (рис.5.6), і від'ємна ($\Omega_z < 0$) в областях підвищеного тиску.

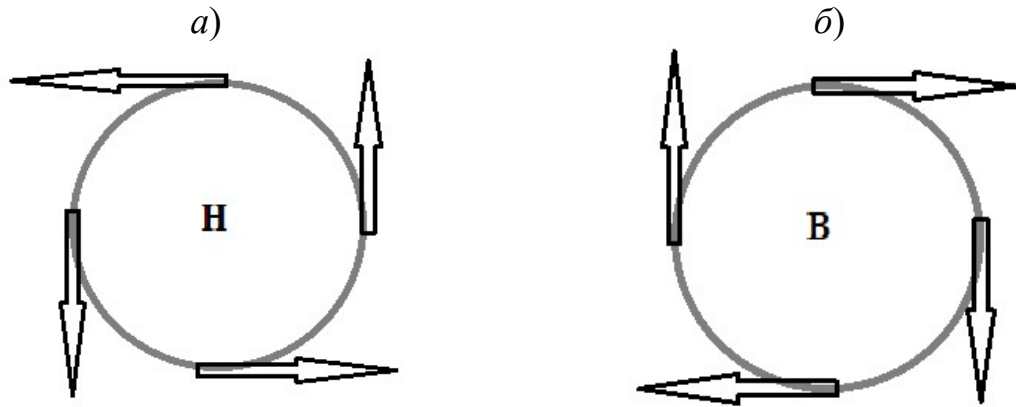


Рис.5.6 – Кінематичне визначення поля течії вихору швидкості в а) циклоні та б) антициклоні

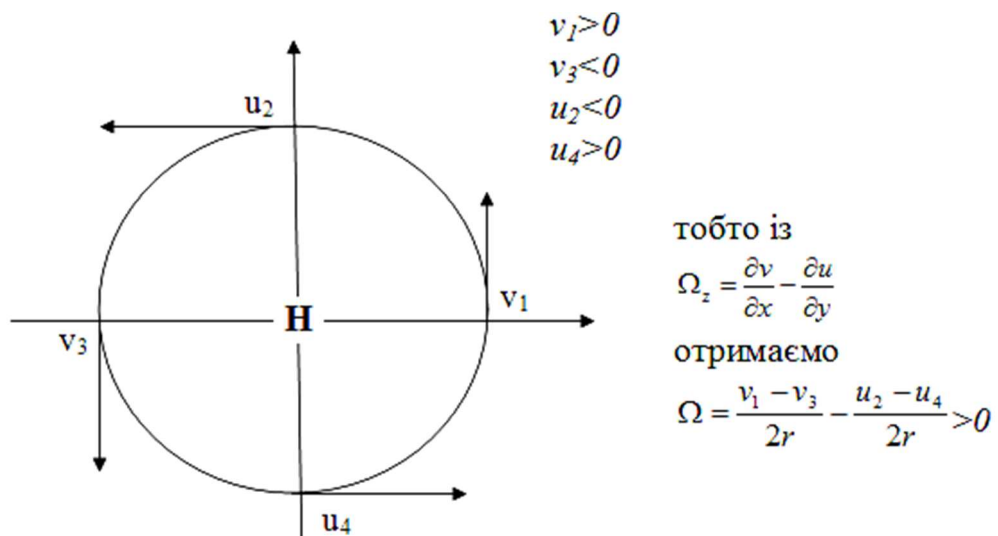


Рис.5.7 – Схематичне представлення напрямків зональної та меридиональної складових швидкості вітру в циклоні

При розрахунку лапласіану в області циклонічно вигнутих ізобар отримаємо додатне його значення, при розрахунку лапласіану в області антициклонічно вигнутих ізобар - від'ємне.

Отже, в областях низького тиску, де циркуляція спрямована проти годинникової стрілки, $\Omega > 0$. В областях високого тиску, де циркуляція спрямована за годинниковою стрілкою - $\Omega < 0$.

Знаки вихору і лапласіану тиску (геопотенціалу) збігаються

З іншого боку, з наближенням циклону тиск в даному районі знижується, висоти ізобаричних поверхонь також знижуються.

З наближенням антициклону тиск і висоти ізобаричних поверхонь підвищуються.

Отже, для циклонічної завихреності зміни $\Omega > 0$, $\nabla^2 p > 0$, тиск падає, тобто $\frac{\partial p}{\partial t} < 0$.

Таким чином, із змінами вихору швидкості тісно пов'язані зміни баричного поля в часі.

ТЕМА 6

РОЗРАХУНОК ГЕОСТРОФІЧНОГО, ГРАДІЄНТНОГО ТА ДІЙСНОГО ВІТРУ

6.1 Розрахунок геострофічного вітру

6.2 Розрахунок градієнтного вітру

6.3 Розрахунок дійсного вітру

6.1

Переміщення частинок повітря одиничної маси виникає під впливом декількох сил, що описується рівнянням руху:

$$\frac{dV}{dt} = G + A + R + C,$$

де G - сила баричного градієнта; A - параметр Коріоліса (сила обертання Землі); R - сила тертя (турбулентної в'язкості); C - відцентрова сила.

При деяких умовах деякі з сил можуть або бути відсутніми або настільки малі, що ними можна знехтувати.

Наприклад, відцентрова сила, проявляється тільки тоді, коли траєкторії переміщення частинок повітря мають значну кривизну. Силою тертя в шарах, розташованих вище від граничного шару можна знехтувати.

Крім того, деякі сили спрямовані протилежно одна одній, таким чином може бути досягнута рівновага діючих сил, тобто

$$\frac{dV}{dt} = 0$$

Хоча сама швидкість $\neq 0$, а лише є в даному випадку величиною постійною.

Рівновага діючих сил не стійка. Під вплив процесів, що відбуваються в атмосфері, в сусідніх районах, на інших рівнях - діючі сили змінюються, причому не однаково, або з'являються нові сили, які раніше були відсутні. Таким чином, рухи в атмосфері переважно *нестационарні*.

Рух повітря при відсутності прискорень називається сталим або стаціонарним.

Дія тертя (R) в граничному шарі спричиняє постійне ослаблення швидкостей. При цьому відбувається дисипація (розсіювання) кінетичної енергії, перетворення на теплову та на інші види енергій.

Дисипація не приводить до припинення циркуляції атмосфери тому, що є причини, що стимулюють виникнення атмосферних рухів.

Першопричиною атмосферних рухів є неоднакове нагрівання підстильної поверхні земної кулі і пов'язане з цим виникнення баричних градієнтів. Але в самому механізмі атмосферної циркуляції закладені можливості нерівномірної зміни тиску в різних районах і виникнення баричного градієнта.

Геострофічний вітер – це горизонтальний рівномірний і прямолінійний рух повітря при відсутності сили тертя і рівновазі градієнта тиску і сили обертання Землі; найпростіша теоретична схема руху повітря на Землі, що обертається.

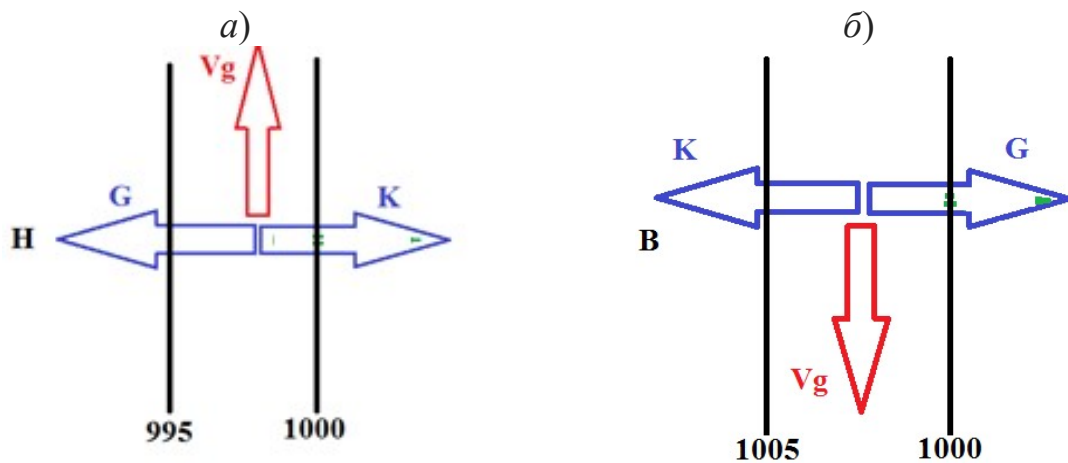


Рис. 6.1 - Розподіл діючих сил в разі геострофічного вітру в циклоні а) і в антициклоні б)

Така умова виконується при прямолінійних ізобарах (рис.6.1) або ізогіпсах карт АТ.

Ні виникнення руху, ні зміна його швидкості не пов'язані з відхиляючою силою обертання Землі (A).

Вектор геострофічного вітру спрямований так, що низький тиск в північній півкулі залишається зліва від напрямку руху, а високий – справа

Сила баричного градієнта і сила обертання Землі в разі геострофічного руху рівні і протилежно спрямовані.

Швидкість геострофічного вітру є функцією баричного градієнта, який тим більший, чим крутіший нахил ізобаричної поверхні до горизонту. Тому є

однозначний зв'язок між швидкістю геострофічного вітру і нахилом ізобаричних поверхонь. Розрахунок геострофічного вітру проводиться за формулами:

$$V_g = \frac{5,4}{\sin\varphi} \frac{\partial p}{\partial n} = \frac{6,7}{\sin\varphi} \frac{\partial H}{\partial n} \quad (6.1)$$

де $\frac{\partial p}{\partial n}$ - градієнт тиску в гПа на 100 км; $\sin\varphi$ - синус широти місцевості, для якої проводиться розрахунок. Якщо розглянути дві сусідні ізобари ($\delta p = 5$ гПа) і виміряти відстань між ними δn в сотнях кілометрів, то формула набуде вигляду:

$$V_g = \frac{27}{\delta n \sin\varphi} \quad (6.2)$$

Оскільки відстань між ізобарами проведеними на приземній карті через 5 гПа, еквівалентна відстані між ізогіпсами, проведеними на карті АТ через 4 гп.дам, то формула (6.2) придатна і для обчислення по картах АТ. Це саме можна сказати і для формули (6.1).

Для зручності розрахунків на підставі вищенаведених формул побудована градієнтна лінійка, за допомогою якої за відстанню між ізобарами або ізогіпсами визначають швидкість геострофічного вітру з урахуванням широти.

Геострофічний вітер є окремий випадок руху. Найчастіше рух відбувається не по прямолінійних, а по криволінійних траєкторіях, тобто $C \neq 0$.

Також градієнтним вітром називається вітер, зумовлений дією сил G , A і C без урахування сили тертя.

6.2

Градієнтний вітер

Якщо розглянути кругові ізобари в циклоні і антициклоні, то сила баричного градієнта спрямована завжди по радіусу кривизни ізобар (ізогіпс) в циклоні до центру, а в антициклоні – від центру. Відцентрова сила завжди

спрямована по радіусу кривизни від центру. Сила Коріоліса врівноважує силу баричного градієнта.

При цьому вектор градієнтного вітру спрямований по дотичній до ізобар (ізогіпс АТ) під прямим кутом, в північній півкулі завжди вправо, а в південній – вліво щодо вектора G.

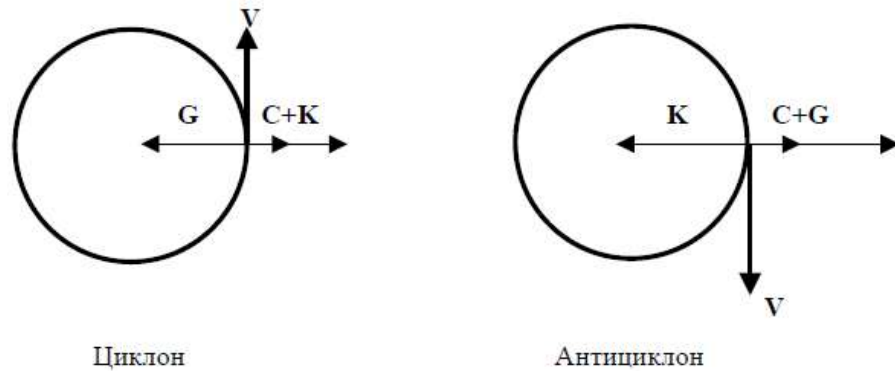


Рис. 6.2 – Розподіл діючих сил в разі градієнтного вітру в циклоні і антициклоні

У центрі циклону і антициклону

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial p}{\partial r} = 0,$$

тобто сила баричного градієнта ($\partial p / \partial r$) як джерело руху дорівнює нулю і відповідно швидкість градієнтного вітру теж = 0.

6.3

Дійсний вітер

Реальні атмосферні рухи в більшій чи меншій мірі нестационарні, тому дійсний вітер в атмосфері відрізняється від градієнтного і геострофічного. Найбільш великі ці відмінності в приземному шарі атмосфери, що пов'язано з впливом сили тертя і нестационарністю атмосферних рухів.

Дійсний вітер можна уявити як суму

$$V = V_g + V',$$

$$u = u_g + u'$$

$$v = v_g + v'$$

де u , і v , - агеострофічні складові швидкості.

Їх виражають через рівняння руху, що використовується в розрахункових схемах, реалізованих для чисельного прогнозу. Поза рамками чисельних прогнозів використання їх недоцільно через трудомісткість обчислювальних операцій.

Найбільші відхилення V від V_g спостерігаються в приземному шарі, де крім нестационарних атмосферних рухів великий вплив сили тертя R .

На практиці для визначення швидкості вітру зазвичай обмежуються використанням залежності

$$V = kV_g,$$

де k - перехідний коефіцієнт, різний у залежності від географічної широти, умов орографії, величини швидкості вітру та ін.

Розглянемо розташування діючих сил щодо вектора швидкості в разі прямолінійних, циклонічних і антициклонічних ізобар з урахуванням сили тертя.

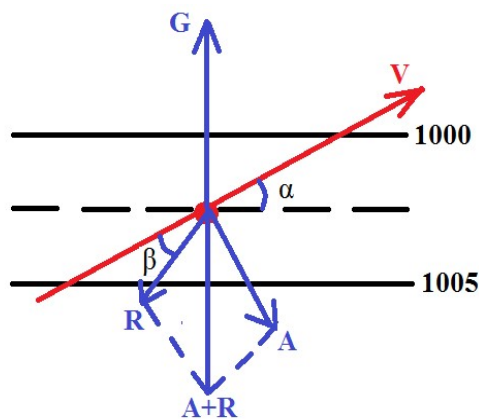


Рис.6.3 – Схематичне представлення діючих сил при дійсному вітрі

Слід звернути увагу на те, що вектор Z перпендикулярний вектору V (збігається з напрямком вектора A при циклонічних ізобарах і протилежний йому при антициклонічних). Вектор R становить з вектором V тупий кут близько $140 - 160^\circ$.

Завдяки впливу сили тертя напрямок вітру в приземному шарі відхилений від дотичної до ізобари в бік низького тиску на кут в середньому близько 30° (над морем близько 15° , сушею - близько 40°).

Швидкість вітру в приземному шарі менше швидкості геострофічного вітру. У помірних широтах наближено:

$$V = 0,7V_g \text{ (море)}$$

$$V = 0,4V_g \text{ (суша)}$$

Отримано також формули для розрахунку дійсного вітру біля поверхні землі (на рівні флюгера) по заданому баричному градієнту. Наприклад, для широт 35 - 65 ° вони виглядають наступним чином:

$$V = \frac{3,7}{\sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n} \text{ (м/с) – море}$$

$$V = \frac{2,3}{\sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n} \text{ (м/с) – суша}$$

Однак практична цінність таких формул не велика, тому що значення сили тертя не залежить від швидкості вітру на даному рівні. Тут важливі особливості підстильної поверхні, ступеня розвитку турбулентності в даному конкретному випадку.

У складних орографічних умовах (гірські райони) напрямок дійсного вітру може відрізнятись від напрямку ізобари на 90 °.

У різних секторах циклону кут відхилення також різний, що можна пояснити, крім усього іншого, різними прискореннями при нестационарному русі в циклоні, який переміщається.

Іншою причиною можуть бути відмінності в стратифікації повітряних мас.

При нестійкій стратифікації турбулентний обмін між нижніми і верхніми шарами атмосфери більш інтенсивний.

Чим нестійкіша стратифікація, тим більше в нижніх шарах вітер наближається за величиною і напрямком до геострофічних вітрів.

До того ж, турбулентність більша при великих швидкостях вітру, ніж при малих; в нестійких повітряних масах більше, ніж в стійких; влітку над сушею більша, ніж взимку.

Отже, кут відхилення вітру від градієнта при великих швидкостях вітру більший, ніж при малих, в нестійких повітряних масах більший, ніж в стійких і т.д.

ТЕМА 7

ПОЛЯ ВЕРТИКАЛЬНИХ РУХІВ В АТМОСФЕРІ

7.4 Класифікація вертикальних рухів повітря

7.5 Види полів вертикальних рухів та їх інтерпретація

7.6 Методи розрахунку вертикальних рухів

7.1

Одним з видів вертикальних рухів в атмосфері є конвекція. Атмосферна конвекція в теплу пору року не тільки здійснює вертикальний перенесення тепла, водяної пари і кількості руху, а й є основною причиною утворення конвективних хмар: купчастих (*Cu*), потужних купчастих (*Cu cong*) і купчасто-дощових (*Cb*).

З купчасто-дощовими хмарами пов'язаний комплекс найбільш небезпечних явищ погоди. Це зливовий дощ, град, сильний снігопад, «снігові заряди», гроза. До числа небезпечних проявів конвективної діяльності відносяться також шквали та смерчі, які мають величезну руйнівну силу, завдають значних матеріальних збитків та нерідко призводять до загибелі людей.

Висхідні і низхідні рухи в купчасто-дощових хмарах (в окремих випадках понад 30 м / с) можуть спричинити катастрофічні перевантаження і втрату керування літальним апаратом. У верхній частині цих хмар спостерігається сильне обмерзання, в грозових купчасто-дощових хмарах можливе ураження літаків і вертольотів блискавками. У купчасто-дощових хмарах і на відстані кількох кілометрів від них виникає сильна турбулентність, що викликає бовтанку літальних апаратів, в результаті політ стає некерованим. Ці небезпечні конвективні явища унеможливають польоти в купчасто-дощових хмарах.

Конвективні вертикальні рухи повітря (або конвекція) виникають в результаті дії на елементарний об'єм (частинку) сил плавучості, а також механічних сил, зумовлених динамічними факторами. У першому випадку утворюється термічна або вільна конвекція, а в другому - вимушена.

Основними причинами формування **термічної конвекції** в граничному шарі атмосфери є нерівномірний прогрів підстильної поверхні і нестійка вертикальна стратифікація атмосфери. В цьому випадку перегрітий об'єм повітря починає підніматися від вихідного рівня, його температура падає з висотою повільніше, ніж навколишнього повітря, і він виявляється теплішим і легшим щодо навколишнього середовища на рівнях вищих від вихідного. Відзначимо, що для цього в ненасиченому повітрі вертикальний градієнт температури повинен бути більший від сухоадіабатичного: $\gamma > \gamma_a$ а в насиченому - більший волого-адіабатичного: $\gamma > \gamma_{ва}$.

Вимушена конвекція переважно спостерігається в зоні атмосферних фронтів і на навітряних схилах пагорбів і гір. Повітря в цьому випадку спочатку піднімається за рахунок упорядкованих вертикальних рухів або за рахунок натікання потоку на висотах, а вище рівня конденсації він піднімається за рахунок виділення теплоти конденсації, тобто під впливом термічних причин.

Конвекція на атмосферних фронтах може розвиватися одночасно з шарувато-дощовою хмарністю і облоговими опадами. Конвективні осередки

хмар в таких випадках бувають приховані від наземного спостерігача, але добре видно на супутникових фотографіях і виявляються радіолокаційними спостереженнями. Такий тип конвекції носить назву затопленої.

Найбільшу небезпеку становлять купчасто-дощові хмари.

При аналізі процесів синоптичного масштабу велику роль відіграють упорядковані вертикальні рухи повітря. Упорядковані вертикальні рухи одного знаку можуть охоплювати значні території, шари атмосфери і мають досить тривалий час існування. Вони поряд з адвекцією зумовлюють суттєві зміни в розподілі температури та вологості в атмосфері. При цьому, адвекція тепла сприяє розвитку висхідних вертикальних рухів, адвекція холоду – низхідних.

Упорядковані вертикальні рухи відіграють важливу роль у формуванні явищ погоди, що пов'язані з конденсацією водяної пари в атмосфері. Тобто, при підйомі повітря відбувається зниження температури до значення точки роси, що в свою чергу призводить до конденсації водяної пари та виникнення хмарності.

Висхідні вертикальні рухи сприяють виникненню хмарності вертикального розвитку та зон облогових опадів.

Вертикальні рухи в атмосфері мають різноманітну природу та масштаби. Виділимо такі класи вертикальних рухів:

1. Неупорядковані вертикальні рухи, пов'язані з *турбулентністю*, можуть спричинити виникнення шаруватих і шарувато-купчастих хмар, якщо турбулентність захоплює нижні шари повітря, або високо-купчастих, якщо турбулентність виникає на більш високих рівнях.
2. Упорядковані вертикальні рухи пов'язані з *конвекцією*, місцевими вихорами та місцевими циркуляційними системами (бризи, гірсько-долинні вітри тощо). Ці рухи є локальними та, як правило, нетривалими. Конвективні вертикальні рухи можна порівняти зі швидкістю горизонтального потоку (10 м/с та більше) і розповсюджуються вони на значну товщу атмосфери. Вони спричиняють істотну конденсацію водяної пари, що, у свою чергу, призводить до виникнення хмарності купчастих форм (Cb) та різноманітних конвективних явищ.
3. Вертикальні рухи, зумовлені *хвильовими рухами* в атмосфері різноманітного походження, в результаті чого можуть виникнути так звані хвилясті хмари – Cc undulates, Cs und, Ac und, Sc und, St und.
4. *Місцеві орографічні ефекти*, що представляють собою опускання чи підйом схилами гірських хребтів чи інших нерівностей земної поверхні. Якщо потік повітря, що рухається в горизонтальному напрямку зустрічає на своєму шляху гірський масив, він або обійде його з боків або буде переміщуватися уверх по схилу. Якщо біля гірського масиву буде спостерігатися інверсійний шар, нижня межа

якого нижча за висоту гори, то повітря може накопичуватися з навітряного боку цього бар'єру. Таким чином такі вертикальні рухи розрізняються за масштабами та причинами, що їх викликають. Орографічні рухи також залежать від розмірів перешкод та швидкості потоку і проявляються, головним чином, у граничному шарі атмосфери, маючи порядок декількох сантиметрів за секунду.

5. Найпомітнішою в атмосфері є роль вертикальних рухів за рахунок *динамічних факторів*.

Упорядковані вертикальні рухи зумовлюються прискоренням горизонтального руху, що приводить до агеострофічних відхилень, дивергенція яких і є причиною виникнення вертикальних рухів.

Інакше кажучи, упорядковані вертикальні рухи виникають за рахунок нестационарності атмосферних процесів, тобто процесів цикло - та антициклогенезу.

Ці вертикальні рухи є відносно стійкими. Зони вертикальних рухів одного знаку порівнюються за розмірами з осередками зростання та падіння тиску біля земної поверхні, а їх порядок становить до 10 см/с., тобто $\tau_{\text{упор}} \leq \tau_{\text{конв}}$. Цей вид вертикальних рухів є причиною формування шаруватої хмарності системи As-Ns.

У шарі тертя за рахунок сил в'язкості також розвиваються вертикальні рухи. Причиною цього є те, що у північній півкулі за рахунок турбулентної в'язкості вітер у граничному шарі відхиляється ліворуч від ізобар. Внаслідок цього, відзначається приплив повітряних мас до центра циклону та висхідні вертикальні рухи у ньому (рис.7.1). Навпаки, в антициклоні спостерігається відтік повітряних мас та низхідні вертикальні рухи.



Рисунок 7.1 – Схема повітряних рухів у циклоні (а) та антициклоні в горизонтальній (площині)

Ці вертикальні рухи також є упорядкованими, а їх розміри порівнюються з горизонтальними масштабами циклонів і антициклонів.

Приклад нанесення даних вертикальних рухів на географічну карту представлено в додатку Б.

7.2

До сих пір, при вивченні атмосферних рухів, ми приділяли основну увагу розгляду горизонтального руху.

Хоча величина горизонтальної швидкості в звичайних умовах на порядок і більше перевищує величину вертикальної швидкості, проте, вони відіграють важливу роль в перенесенні по вертикалі різних домішок і фізичних властивостей повітря (субстанції). З цим процесом пов'язане утворення хмарності та опадів, таких метеорологічних явищ як грози і град, добовий хід метеорологічних величин і т. і.

Вертикальні рухи безпосередньо не вимірюються, а обчислюються за різними формулами, оснований на моделях зв'язку, поля вертикальних рухів з полями вимірюваних метеорологічних величин (тиску, вітру, температури).

Вертикальна складова швидкості руху повітря виникає за рахунок

- впливу сил турбулентного тертя,
- нестационарності руху повітря,
- сили плавучості,
- впливу орографії.

Залежно від основних причин, що спричиняють вертикальні рухи, вони мають різні просторові і часові масштаби, тобто різні розміри областей і інтервалів часу протягом яких ці рухи зберігають один і той же знак.

В Z-системі вертикальна швидкість $w = \frac{\partial z}{\partial t}$ (м/с, см/с) характеризує зміну висоти фіксованої частинки повітря з часом.

При $w = \frac{\partial z}{\partial t} > 0$ висота фіксованої частинки повітря збільшується, тобто частинка здійснює висхідний рух.

При $w = \frac{\partial z}{\partial t} < 0$ висота фіксованої частинки повітря зменшується, тобто частинка здійснює низхідний рух.

В Р-системі аналогом вертикальної швидкості є $\tau = \frac{\partial p}{\partial t}$ (гПа/12 год).

В Р-системі Вертикальна швидкість показує зміну тиску в фіксованій частинці повітря при її піднятті або опусканні.

При $\tau = \frac{\partial p}{\partial t} > 0$ тиск у фіксованій частинці повітря збільшується, тобто частинка здійснює низхідний рух.

При $\tau = \frac{\partial p}{\partial t} < 0$ тиск у фіксованій частинці повітря зменшується, тобто частинка здійснює висхідний рух.

Отже, w та τ мають різну розмірність і різні знаки при підйомі та опусканні повітряної частинки.

До АРМСину надходять прогностичні дані вертикальних рухів на рівнях 850, 700 та 550 гПа розраховані в Р-системі у вигляді карт (рис. 7.2 б). Розглянемо один показовий випадок.

На рис.7.2 а бачимо, що всю територію України займає улоговина потужного північно-західного циклону. На карті вертикальних рухів (7.2б) це виражено максимально низькими їх значеннями.

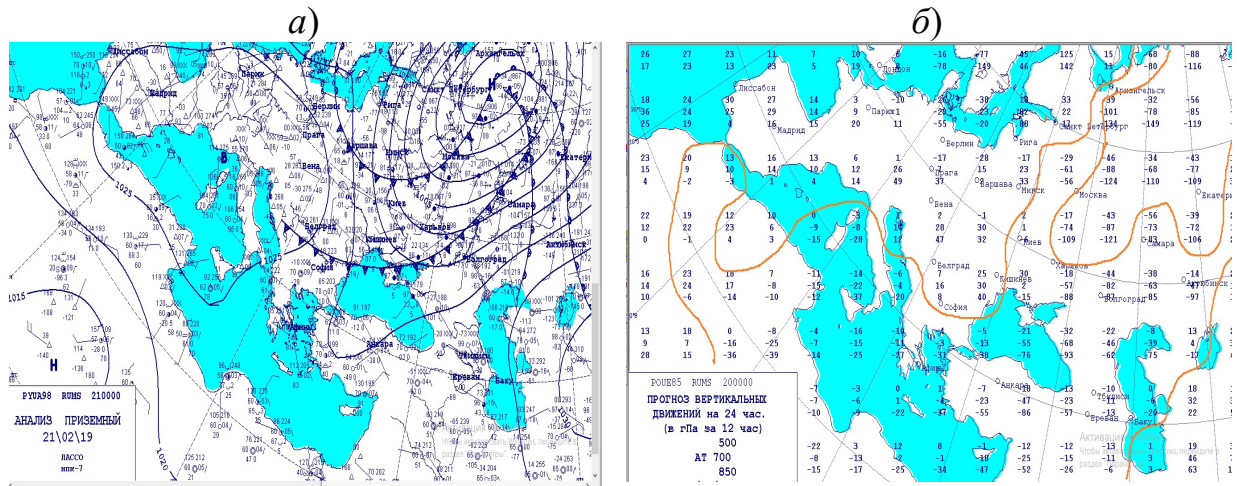


Рис.7.2 – Карта приземного аналізу а) за 21.02.2019р. (00 СГЧ) та карта спрогнозованих на цей день вертикальних рухів

На карті вертикальних рухів, червоними ізолініями окреслені області мінімальних значень вертикальних рухів на рівні 850 гПа

Погода над територією, де значення вертикальних рухів найнижчі визначалася опадами, іноді зливового типу та наявністю хмар від 7 до 10 балів конвективного типу.

7.3

Вертикальні рухи в атмосфері не вимірюються, а розраховуються на основі їх взаємозв'язку з полем тиску, вітру та температури повітря.

Методи розрахунку вертикальних рухів залежно від вихідних рівнянь, що використовуються з цією метою, поділяються на адіабатичний, кінематичний та комбінований.

Адіабатичний метод ґрунтується на використанні рівняння припливу тепла

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{c_p \rho} \frac{dp}{dt}, \quad (7.1)$$

де Q – приплив тепла за рахунок неадіабатичних процесів.

Зробивши деякі перетворення та припустивши адіабатичність процесів, рівняння (7.1) переписується відносно τ :

$$\tau = \frac{gp}{RT} \frac{\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}}{\gamma_a - \gamma}, \quad (7.2)$$

де γ_a і γ – адіабатичний та фактичний градієнти.

Відзначимо, що у випадку насичення повітря водяною парою замість сухоадіабатичного градієнта треба брати волого адіабатичний градієнт.

Аналіз рівняння (7.2) показує, що при розрахунку вертикальних рухів треба брати до уваги параметр стійкості атмосфери ($\gamma_a - \gamma$). Через те, що цей параметр знаходиться у знаменнику, то чим ближче до байдужої ($\gamma_a = \gamma$) є стратифікація, тим меншою буде точність вертикальних рухів, розрахованих за формулою (7.2).

Внаслідок того, що у чисельнику формули (6) присутні локальні зміни температури за часом $\partial T / \partial t$, спочатку треба розрахувати їх, а потім – вертикальні рухи, що також збільшує помилки при розрахунку.

Кінематичний метод розрахунку вертикальних рухів ґрунтується на використанні рівняння нерозривності, яке після деяких припущень перетворюється на рівняння дивергенції:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tau}{\partial p} = 0. \quad (7.3)$$

Сума перших двох складових у рівнянні (3) є дивергенцією вітру в горизонтальній площині D . Тому, коли дивергенція обрахована, вертикальна швидкість визначається через послідовне (кроками) інтегрування рівняння (7.3), використовуючи граничну умову, що на рівні моря $\tau = 0$. Тоді

$$\tau_{p_2} = \tau_{p_1} + \Delta p \bar{D}, \quad (7.4)$$

де індекси 2 і 1 відповідають верхній та нижній межах шару інтегрування;

Δp – товщина шару;

$\bar{D}$ – середня дивергенція у цьому шарі.

Якщо визначати τ у гПа/12 год, дивергенцію розраховувати на сітці з кроком 500 км та припустити, що дивергенція, розрахована за приземним вітром, дорівнює дивергенції на поверхні АТ₁₀₀₀, робочі формули для основних ізобаричних поверхонь набувають вигляду:

$$\begin{aligned}\tau_{850} &= 3,2(D_{1000} + D_{850}), \\ \tau_{700} &= \tau_{850} + 3,2(D_{850} + D_{700}), \\ \tau_{500} &= \tau_{700} + 4,3(D_{700} + D_{500}).\end{aligned}\tag{7.5}$$

Головним недоліком кінематичного методу є те, що розрахунок дивергенції внаслідок нестійкості поля вітру здійснюється з великими помилками, що призводить й до великих помилок у розрахованих вертикальних рухах. Але у низьких широтах, цей метод може дати цілком задовільні результати.

Комбінований метод розрахунку вертикальних рухів ґрунтується на спільному використанні рівняння вихору швидкості, рівняння нерозривності та урахуванні приземної дивергенції тертя.

Рівняння вихору швидкості (Ω), нехтуючи силами в'язкості та беручи до уваги тільки головні члени, можна записати у вигляді:

$$\frac{d\Omega}{dt} = -\ell D, \tag{7.6}$$

де ℓ – параметр Коріоліса.

У геострофічному наближенні

$$\Omega \approx \frac{g}{\ell} \nabla^2 H, \tag{7.7}$$

де $\nabla^2 H = \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}$ – лапласіан висоти ізобаричної поверхні H .

В результаті можна одержати таку формулу для розрахунку

вертикальних рухів:

$$\tau_{p_2} = \tau_{p_1} - \frac{g}{2\ell^2} \Delta p \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_1} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_2} \right]. \quad (7.8)$$

Таким чином, величина вертикальних рухів на якійсь поверхні визначається величиною τ на поверхні, що розташовується нижче, та повною похідною від лапласіанів висот цих поверхонь.

Якщо визначати τ у гПа/12 год, лапласіани розраховувати на сітці з кроком 500 км та взяти якесь стандартне значення параметра Коріоліса, наприклад, для широти 55° , можна одержати такі робочі формули для основних ізобаричних поверхонь:

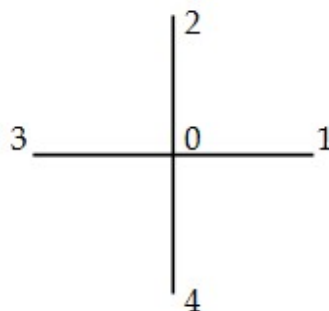
$$\begin{aligned} \tau_{850} &= \tau_{1000} - 2,1 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 P \right)_{\text{земля}} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} \right], \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 2,1 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} \right], \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 2,8 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{500} \right]. \end{aligned} \quad (7.9)$$

Відзначимо, що у формулах (9) величини у круглих дужках є:

$$\frac{d}{dt} \nabla^2 H \equiv (\nabla^2 H)_\kappa - (\nabla^2 H)_n, \quad (7.10)$$

$$\frac{d}{dt} \nabla^2 P = (\nabla^2 P)_\kappa - (\nabla^2 P)_n,$$

де $\frac{d}{dt} \nabla^2 H$ ($\frac{d}{dt} \nabla^2 P$) -- індивідуальна зміна лапласіанів від геопотенціалу H та



приземного тиску поверхні P ; індекси „ k ” і „ n ” позначають величини у кінцевій та початковій точках траєкторії, побудованої на 12 годин, а для розрахунку $\nabla^2 H$ використовуються значення висот ізобаричної поверхні у вузлах сітки (рис. 7.3):

Рисунок 7.3 – Розташування вузлів у сітці для обчислення лапласіанів (крок сітки дорівнює 500 км)

$$\nabla^2 H \equiv H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0, \quad (7.11)$$

зі значеннями висот ізобаричної поверхні у точках сітки (рис. 7.3).

Як вже відзначалося вище, у граничному шарі атмосфери виникають вертикальні рухи $\tau_{\text{тр}}$, пов'язані з впливом сил тертя. Розрахунки показують, що максимального значення $\tau_{\text{тр}}$ набувають на верхній межі граничного шару, причому

$$\tau_{\text{тр}} \approx 3,5 \overline{\nabla^2 p_0}, \quad (7.12)$$

де $\overline{\nabla^2 p_0}$ – середнє значення лапласіана приземного тиску у початковій та кінцевій точках траєкторії, побудованої на 12 годин.

Беручи до уваги, що

$$\tau_{1000} \approx 0; \quad \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} \approx \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{1000} = 0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0,$$

Таким чином з урахуванням $\tau_{\text{тр}}$, формули (9) набувають вигляду:

$$\begin{aligned} \tau_{850} &= -3,5 \left[\overline{\nabla^2 p_0} + \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right], \\ \tau_{700} &= \tau_{850} - 2,1 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{850} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} \right], \\ \tau_{500} &= \tau_{700} - 2,8 \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{500} \right]. \end{aligned} \quad (7.13)$$

З метою зменшення обсягів виконуваної роботи, замість формул (7.13) можуть використовуватися їх спрощені аналоги, якщо не передбачається різкої перебудови баричного поля з висотою:

$$\begin{aligned}
\tau_{850} &= -3,5 \left[\overline{\nabla^2 p_0} + \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right], \\
\tau_{700} &= \tau_{850} - 4,2 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{700}, \\
\tau_{500} &= \tau_{700} - 5,6 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{500}.
\end{aligned} \tag{7.14}$$

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
2. Руководство по практическим работам метеорологических подразделений авиации Вооруженных Сил СССР. – М.: Воениздат, 1981. – 376 с.
3. Практикум з синоптичної метеорології: Навчальний посібник / Під ред. Г.П. Івус, С.М. Іванової. – Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004. – 419 с.
4. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 704 с.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 2. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 687 с.

ПЕРЕЛІК ІНТЕРНЕТ-РЕСУРСІВ

1. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии. – Дальневосточный государственный университет, 2005. – <http://www.dvgu.ru/meteo/book/Synoptic.htm>
2. Карти погоди, гідродинамічні моделі, супутникові знімки, архіви - <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/>
3. Український гідрометеорологічний центр - <http://www.meteo.com.ua/>
4. Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут - <http://www.uhmi.org.ua/index.php>
7. <http://library-odeku.16mb.com/>
8. <http://www.meteo.ru/>

Навчальне електронне видання

МІЩЕНКО НАТАЛІЯ МИХАЙЛІВНА

СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет
вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016
тел./факс: (0482) 32-67-35
E-mail: info@odeku.edu.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи
ДК № 5242 від 08.11.2016