

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ДОНЕЦЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
Автомобільно-дорожній інститут

Затверджую:  
Директор АДІ ДонНТУ  
професор Чальцев М.М.  
„\_\_\_\_\_” \_\_\_\_\_ 2008р.

доц.. Сірик О.Г.

Конспект лекцій  
(на цифровому носії)  
з дисципліни **МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ**  
для спеціальності 6.07.08.00  
“Екологія та охорона навколишнього середовища”

Затверджено  
на засіданні кафедри  
„Екологія та безпека  
життєдіяльності”  
Протокол №3 від 15.10.2008р.  
\_\_\_\_\_ С.П. Висоцький

Затверджено  
на засіданні навчально-  
методичної комісії  
факультету АД  
Протокол №2 від 1.10.2008р.  
\_\_\_\_\_ Л.М. Морозова

Горлівка, 2008

УДК 551.5 (075.8)

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ/ Курс лекцій для студентів спеціальності «Екологія та охорона навколишнього середовища» (7.070801)

Укладач: О.Г.Сірик: -- Горлівка, АДІ ДонНТУ, 2008р.

Викладені основні поняття курсу метеорології (фізики атмосфери) – основні метеорологічні елементи, організація метеорологічних спостережень, склад і будова атмосфери, розподіл тиску, повітряні переміщення і водний режим.

Приведені основні поняття клімату Землі, його еволюція і розрахунок характеристик; умови формування клімату України, небезпечні погодні явища, сучасні зміни клімату, кліматичне районування України, вплив господарчої діяльності на клімат.

При складанні курсу лекцій використані: 1. Підручник: Захаровская Н.Н., Ильинич В. В. Метеорология и климатология.—М.: КолосС, 2005. -127с. та Природа Украинской ССР. Климат/ Бабиченко В.Н., Барабаш М.Б., Логвинов К.Т. и др. – К.: Наукова думка, 1984. – 232 с.

Укладач: О.Г.Сірик – доц.

Відповідальний за випуск С.П.Висоцький, проф.

## ЗМІСТ

	Стор.
Лекція 1. ВВЕДЕННЯ.....	6
1.1. Предмет, метод і зміст метеорології і кліматології. ....	6
1.2. Історія розвитку метеорології як науки.....	6
1.3 Організація гідрометеорологічного забезпечення.....	7
Лекція 2 СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ.....	9
2.1. Основні відомості про атмосферу.....	9
2.2.Будова атмосфери.....	12
Лекція 3. РАДІАЦІЯ В АТМОСФЕРІ.....	15
3.1. Види радіації.....	15
3.2. Сонячна радіація і рослини.....	19
3.3. Радіаційний баланс.....	20
3.4. Методи і прилади вимірювання радіації.....	21
3.5. Географічний розподіл сонячної радіації.....	23
Лекція 4. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ.....	24
4.1. Процеси нагрівання і охолодження атмосфери.....	24
4.2. Тепловий баланс земної поверхні.....	25
4.3. Добовий і річний хід температури повітря.....	25
Лекція 5. РОЗПОДІЛ ТЕМПЕРАТУРИ.....	28
5.1. Розподіл температури по території земної кулі.....	28
5.2. Зміна температури повітря з висотою.....	28
5.3. Температурний режим великих територій.....	31
5.4. Вимірювання температури повітря .....	33
Лекція 6. ТЕМПЕРАТУРНИЙ РЕЖИМ ГРУНТУ.....	36
6.1. Процеси нагрівання і охолодження ґрунтів.....	36
6.2. Вимірювання температури ґрунту.....	36
6.3 Добовий і річний хід температури ґрунтів.....	38
Лекція 7. АТМОСФЕРНИЙ ТИСК .....	41
7.1. Одиниці вимірювання тиску.....	41
7.2. Поняття адиабатичного процесу.....	41
7.3. Рівняння статички атмосфери і барометрична формула.....	42
Лекція 8. БАРОМЕТРИЧНА ФОРМУЛА.....	45
8.1 Одержання барометричної формули.....	45
8.2. Застосування барометричної формули.....	47

8.3. Прилади для вимірювання тиску.....	47
Лекція 9. ВОДА В АТМОСФЕРІ.....	51
9.1. Вологість повітря.....	51
9.2. Випаровування.....	55
Лекція 10. ХМАРНІСТЬ І ОПАДИ.....	71
10.1 Утворення хмарності.....	71
10.2. Міжнародна класифікація хмар.....	72
10.3. Види і класифікація опадів.....	73
10.4. Прилади для вимірювання опадів.....	76
10.5 Визначення середньої кількості опадів за даними метеостанцій.....	77
10.6. Розподіл опадів по території земної кулі.....	82
Лекція 11. ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ.....	84
11.1. Розподіл атмосферного тиску біля земної поверхні.....	84
11.2. Баричне поле і барична система.....	85
11.3. Баричне поле і вітер.....	86
11.4. Циклони і антициклони.....	89
11.5 Фронтальні розділи повітряних мас в атмосфері.....	92
Практичне заняття № 6. ВІТЕР.....	98
6.1. Характеристики вітру.....	98
6.2. Основні прилади для вимірювання характеристик вітру.....	99
6.3. Добовий і річний хід швидкості вітру.....	99
6.4. Вітрові потоки біля земної поверхні.....	100
Лекція 12. ПРОГНОЗИ ПОГОДИ.....	102
12.1. Класифікація прогнозів погоди.....	102
12.2. Синоптичні карти погоди.....	102
12.3. Аерологічна діаграма.....	104
Лекція 13. НЕБЕЗПЕЧНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА.....	107
13.1. Заморозки.....	107
13.2. Засухи і суховії.....	110
13.3. Пилові бурі (вітрова ерозія ґрунтів).....	111
13.4. Град, сильні зливи.....	112
13.5. Урагани і смерчі.....	113
13.6. небезпечні метеорологічні явища в зимовий період.....	115
Лекція 14. КЛІМАТ.....	117
14.1. Визначення клімату і кліматології.....	117

14.2. Кліматичні чинники.....	118
14.3. Класифікація клімату.....	119
14.4. Кліматичні зони Росії.....	121
14.5. Мікроклімат.....	123
14.6. Зміни клімату.....	124
Лекція 15. КЛІМАТ УКРАЇНИ.....	128
15.1. Загальна характеристика.....	128
15.2. Кліматоутворюючі чинники.....	128
15.3. Основні метеорологічні елементи.....	131
15.4. Неприятливі метеорологічні явища.....	135
15.5. Кліматична характеристика по сезонах.....	139
15.6. Агрокліматичне районування.....	141
Лекція 16. КЛІМАТ І СІЛЬСЬКЕ ГОСПОДАРСТВО.....	144
16.1. агрометеорологічне забезпечення сільського господарства.....	144
16.2. Агрокліматичне районування.....	147
16.3. Агрометеорологічні прогнози.....	148
16.4. Економічна ефективність агрометеорологічного забезпечення сільського господарства.....	154
16.5. Агрометеорологічні спостереження.....	155
Лекція 17. КЛІМАТ І ЕКОЛОГІЯ МІСТА.....	157
17.1. Вплив кліматичних умов на планування забудови.....	158
17.2 використання метеорологічних спостережень і методів в природооблаштуванні.....	160

## **.Лекція 1 ВВЕДЕННЯ**

### **1.1 Предмет, метод і зміст метеорології і кліматології.**

Як і багато планет всесвіту, Земля володіє деякою газовою оболонкою, яка практично є частиною планети. Цю газову оболонку прийнято називати *атмосферою*, а *науку, що вивчає атмосферу і протікаючі в ній фізичні і хімічні процеси, — метеорологією*.

Вважають, що життєво важливі інтереси людини укладені в межах приземного шару атмосфери до 30 км. Сукупність основних фізико-хімічних характеристик атмосфери біля земної поверхні до 30 км в конкретний час і конкретному регіоні прийнято називати *погодю*.

Проведені дослідження показали, що узагальнені характеристики погоди за багаторічний період мають свої специфічні особливості для будь-якого регіону і будь-якого тимчасового відрізка року. Сукупність атмосферних умов за багаторічний період, властивих конкретній території, називають кліматом. Практично клімат відображає багаторічний режим погоди. Відповідно *кліматологія — це розділ метеорології, вивчаючий закономірності формування клімату Землі*.

### **1.2 Історія розвитку метеорології як науки**

Практично з часів зародження людства люди вимушені спостерігати за погодою, навіть не усвідомлюючи ще, що це таке. Перша найчіткіша система знань про атмосферні явища була розроблена Арістотелем. Зародження ж метеорології як самостійної науки можна пов'язувати з появою спеціальних приладів, таких, як термометр, барометр, дощомір, адаптовані прилади для визначення швидкості і напрямку вітру. Початок спеціальних вимірювань за допомогою цих приладів пов'язують з першою половиною XVII в., коли Галілеєм і його учнями були запропоновані прилади і методи вимірювань.

У другій половині XVIII в. було організоване Мангеймське метеорологічне суспільство, яке створило мережу з 39 станцій єдиними приладами, зокрема три в Росії.

У 1820 р. Брандес наніс на карту дані спостережень Мангеймської мережі і виявив області підвищеного і зниженого тиску. Це було крупним науковим досягненням для того часу, і після винаходу телеграфу в 50-х роках XIX в. швидко стала розвиватися наука про складання прогнозів погоди, яка одержала назву *синоптична метеорологія*. У середині минулого століття стали організовувати метеорологічні інститути, у тому числі і в Росії — Головна геофізична обсерваторія в Петербурзі (1849 р.). Потім в Росії була організована зразкова метеорологічна мережа.

У 1873 р. відбувся Перший міжнародний метеорологічний конгрес у Відні, а в 1879г. був проведений вже другий конгрес, учасником якого був Д. І. Менделєєв. Після Другої світової війни при ООН була створена Всесвітня метеорологічна організація (ВМО), яка діє і в даний час.

### 1.3 Організація гідрометеорологічного забезпечення

Всесвітня метеорологічна організація сприяє розширенню гідрометеорологічного забезпечення народів всього світу, стежить за стандартами складу і термінів метеорологічних спостережень, приладів, точності вимірювань, виконує ряд інших важливих функцій.

Серед виконавців ВМО — Всесвітня служба погоди, яка, у свою чергу, складається з трьох взаємозв'язаних служб: глобальної системи спостережень (ГСС); глобальної системи телезв'язку; глобальної системи обробки даних.

ГСС складається з національних мереж спостережень з підсистемами наземних і космічних спостережень. У неї входить більше 8000 метеостанцій і більше 800 аерологічних станцій. Близько 7000 різних суден ведуть спостереження в океані. Працюють близько тисячі автоматизованих метеостанцій, буїв, заякорених і дрейфуючих. Космічна підсистема включає полярно-орбітальні і геостационарні супутники.

Глобальна мережа телезв'язку має більше 20 магістральних ланцюгів, що зв'язують три світові метеорологічні центри збору і обробки даних — **Вашингтон, Москву, Мельбурн**, а також 15 регіональних вузлів.

У Росії метеослужбою керує Федеральна служба по гідрометеорології і моніторингу навколишнього середовища

(Росгідромет). У його систему входять метеостанції і гідропости, НДІ, гідрометцентри і обсерваторії, центри по вивченню і контролю забруднення природного середовища і т.п. Зокрема, Російський науково-дослідний інститут гідрометеорологічної інформації відповідає за зберігання, систематизацію і розповсюдження гідрометеорологічної інформації. Росгідромет працює в тісній взаємодії з ВМО.

Окрім Росгідромета деякі відомства мають свою мережу метеоспостережень. Наприклад, і цивільна і військова авіація мають свою індивідуальну метеослужбу. Ведуть спостереження і на агрометеорологічних станціях. Недавно Московська мерія організувала свою систему гідрометслужби, яка доповнює розширює російську гідрометслужбу.



## Лекція 2 СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ

### 2.1. Основні відомості про атмосферу

*Атмосфера* — газова оболонка Землі, що розповсюджується до висот приблизно 1000 км.

Атмосфера складається з суміші ряду газів — повітря, в якому в зваженому стані знаходяться пил, крапельки, кристали і т.п. Водяна пара також входить до складу повітря, проте на відміну від більшості інших газів його процентна частка істотно міняється з висотою і навіть у поверхні землі зміст водяної пари значно міняється як в часі, так і в просторі. У меншій мірі змінюються частки діоксиду вуглецю і озону. Процентне відношення інших газів міняється в просторі атмосфери трохи. Тому в метеорології прийняті поняття сухого повітря і вологого повітря. Процентне співвідношення газів (по їх об'єму) в сухому повітрі наступне.

Азот (N <sub>2</sub> )	Кислород (O <sub>2</sub> )	Аргон (Ar)	Диоксид вуглецю (CO <sub>2</sub> )	Другие газы
78,08	20,95	0,93	0,03	0,01

Існує поняття «міжнародна стандартна атмосфера» (МСА), для якої приймають наступні основні умовні характеристики: склад сухого повітря такий же, як і у земної поверхні; тиск на рівні моря при температурі 15°C рівний 760 мм рт. ст. (1013,3 Гпа (мілібар); вертикальний температурний градієнт 6,5 °C/км.

У метеорології основними фізичними характеристиками атмосфери прийнято вважати: тиск, температуру, густину, які значно змінюються з висотою і взаємозалежні. Відповідно до відомого закону фізики для одиниці маси газу правомірне рівняння

$$pV = RT, \tag{2.1}$$

де  $p$  — тиск;  $V$  — об'єм одиниці маси газу;  $R$  — питома газова постійна,  $T$  — абсолютна температура,  $T = t^\circ\text{C} + 273$ .

Величина  $R$  є роботою при розширенні газу, що нагрівається на  $1^\circ\text{C}$  при постійному зовнішньому тиску, і залежить від його вигляду. Вона міняється при зміні складу повітря, зокрема залежить від ступеня вологості повітря і буде різною для сухого повітря, вологого повітря і самої водяної пари.

У фізиці і метеорології розрізняють *універсальну газову постійну*  $R_0$ , що відноситься до однієї грам-молекули (молю) і чисельно однакову для всіх газів, і *питому (або характеристичну) газову постійну*, відноситься до 1 г газу, що має різні значення для різних газів. Чисельне значення універсальної газової постійної  $R_0 = 8,31 \text{ Дж/моль град}$ . Для сухого повітря питома газова постійна  $R_d = 287 \text{ Дж/кг*К}$ .

Рівняння (2.1) можна представити в наступному вигляді:

$$p = R\rho T, \quad (2.2)$$

де  $\rho$  — густина повітря,  $p = \sqrt{V}$ , тобто маса повітря в одиниці об'єму.

Відповідно для сухого повітря

$$\rho_d = p / R_d T. \quad (2.3)$$

Густина реального вологого повітря

$$\rho = \rho_d + \rho_w, \quad (2.4)$$

де  $\rho_d$  – густина сухого повітря;  $\rho_w$  – густина водяної пари.

Водяна пара звичайно характеризується її парціальним тиском  $e$ , мб. Тоді тиск сухого повітря можна виразити як і згідно рівнянню (2.3)

$$\rho_d = (p - e) / R_d T,$$

звідки

$$\rho_d = p(1 - e/p) / R_d T. \quad (2.5)$$

Густина пари

$$\rho_w = e / R_w T. \quad (2.6)$$

За умов, відповідних міжнародній стандартній атмосфері, від якої в приземній частині реальне повітря істотно не відрізняється, можна вважати справедливим закон Авогадро, з якого виходить, що об'єм одного моля будь-якого газу однаковий і відповідно:

$\mu_d R_d = \mu_w R_w = R_0$  (тут  $\mu_d$  і  $\mu_w$  - молекулярні маси сухого повітря і водяної пари). Знаючи  $R_0$ , можна записати, що  $R_w = R_d / 0,622$ . Тоді

$$\rho_w = 0,622e / R_d T, \quad (2.7)$$

тобто. густина пари виражена через питому газову постійну сухого повітря. Підставляючи у формулу (2.4) значення  $\rho_d$  і  $\rho_w$  з формул (2.5) і (2.7) і проводячи математичні перетворення, одержимо густину реального вологого повітря:

$$\rho = p(1 - 0,378e/p) / R_d T. \quad (2.8)$$

Таким чином густина реального вологого повітря виражена через питому газову постійну сухого повітря  $R_d$ .

Оскільки в реальних умовах атмосфери відношення  $e/p$  дуже мале, то можна записати:

$$1 - 0,378e/p = 1 / (1 + 0,378e/p).$$

З урахуванням цієї рівності, вираз (2.8) прийме наступний вигляд:

$$\rho = p / R_d T (1 + 0,378e/p). \quad (2.9)$$

Величину  $T_B = T(1+0,378e/p)$  в метеорології прийнято називати *віртуальною температурою*. Тобто це температура, яку мало б при даному тиску сухе повітря тієї ж самої густини, що і дане вологе повітря. У метеорології широко використовують поняття «віртуальна температура» ( $T_B$ ), зокрема прийнято виражати густину реального вологого повітря за допомогою питомої газової постійної сухого повітря і віртуальної температури:

$$\rho = p / R_d T_B. \quad (2.10)$$

Залежність між густиною, температурою і тиском повітря багато в чому визначає стан атмосфери і тим самим впливає на безліч інших характеристик атмосфери.

## **2.2.Будова атмосфери**

Основний критерій розділення атмосфери на характерні концентричні сфери – стратифікація температури по висоті щодо рівня океану. Графік розподілу температури в межах атмосфери і загальноприйнята класифікація її сфер, відмінних своїми характеристиками, показані на рисунку 1.1.

**Т р о п о с ф е р о ю** називають нижній шар атмосфери, в якому температура звичайно зменшується із збільшенням висоти. У екваторіальних широтах верхня кромка тропосфери може досягати 18 км над рівнем океану, в помірних широтах вона звичайно розташовується в межах 10...13 км, а над полюсами може опускатися до 8 км. За деяких умов атмосферної циркуляції повітряних мас в окремих обмежених шарах тропосфери можна спостерігати *інверсію* (збільшення температури з висотою) або *ізотермію* (температура з висотою не міняється).

Відмінна риса тропосфери – наявність в ній водяної пари (за межами тропосфери водяна пара присутня в незначних кількостях). Саме тому практично тільки в тропосфері утворюється хмарність.

В межах самої тропосфери також виділяються характерні шари повітря. Зокрема, самий верхній шар товщиною приблизно в 1 км, в межах якого спостерігається постійність температури, називають *тропопаузою*.

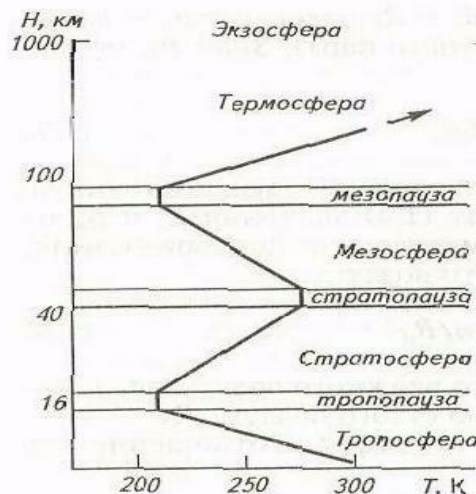


Рис.2.1 Вертикальна будова атмосфери

Шар повітря від поверхні Землі до 1...1,5 км звичайно виділяють як *шар тертя* (повітря об земну поверхню), або *планетарний прикордонний шар*, а самий нижній шар до висоти 100 м називають *приземним*.

*Стратосфера* розташовується над тропопаузою і розповсюджується приблизно до висоти 50 км. Відмітна особливість її – підвищення температури з висотою. Самий верхній шар стратосфери – *стратопауза*, де температура практично не міняється з висотою. Слід помітити, що водяної пари в стратосфері майже не існує і відповідно хмарність не розвивається.

*Мезосфера* знаходиться вище за стратосферу, в якій температура знижується з висотою. Мезосфера розповсюджується приблизно до висоти 80 км і закінчується мезопаузою.

*Термосфера* відрізняється різким зростанням температури в її межах у зв'язку з дуже великими швидкостями газових молекул і атомів. Іноді термосферу називають іоносферою, оскільки зміст іонів тут дуже великий.

*Екзосфера* розташовується вище термосфери, містить тільки дуже невелике число атомів газу, які рухаються тут з такою

швидкістю, що долають тяжіння Землі і відлітають в комічний простір.

### *Контрольні питання*

1. До якої висоти від поверхні землі розповсюджується атмосфера?
2. Яке значення більше за однакових атмосферних умов – реальної температури повітря або віртуальної температури?
3. Де вища верхня межа атмосфери – в районі екватора або полюса?
4. Які значення температури, тиску і вертикального баричного градієнта прийняті для поняття «міжнародна стандартна атмосфера»?

## Лекція 3

### РАДІАЦІЯ В АТМОСФЕРІ

Сонце—практично єдине джерело тепла і світла на Землі. З глибини Землі до поверхні потік тепла в 5000 разів менше, а від зірок і Місяця в  $3 \cdot 10^{-7}$  разів менше потоку сонячного тепла до Землі. Сонце— розжарена плазмова куля (типова зірка – карлик) — випромінює в навколишній простір величезну енергію ( $3,83 \cdot 10^{23}$  кВт), з якої Земля одержує всього одну двохмільярдну частину ( $1,743 \cdot 10^{17}$  Вт). Сонце — основне джерело енергії всіх процесів, що скоюються на земній кулі. Вся біосфера, життя існує тільки за рахунок сонячної енергії. За 1,5 доби Сонце дає Землі стільки енергії, скільки електростанції всіх країн світу за рік.

#### 3.1. Види радіації

Прихід радіації на верхню межу атмосфери міняється залежно від відстані від Землі до Сонця, яке унаслідок еліпсної земної орбіти 2 січня якнайменше, 5 червня – найбільше (середня відстань від Землі до Сонця  $149,5 \cdot 10^6$  км).

Сумарний потік сонячного випромінювання, який проходить через одиничну площадку, що перпендикулярна напрямку проміння і знаходиться поза земною атмосферою при середній відстані від Сонця, називають *сонячною постійною*, яка рівна  $1367 \pm 20$  Вт/м<sup>2</sup>.

У атмосфері сонячна радіація на шляху до поверхні землі частково поглинається, а частково розсівається і відображається від хмар і земної поверхні. У атмосфері спостерігаються три види сонячної радіації: пряма, розсіяна і відображена.

Радіацію, що поступає на Землю безпосередньо від сонячного диска у вигляді пучка сонячного проміння, називають *прямою сонячною радіацією*. Відстань від Землі до Сонця така велика, що радіація падає у вигляді пучка паралельного проміння, витікаючого як би з нескінченності.

Найбільшу кількість радіації одержує поверхня, розташована перпендикулярно сонячному промінню, - S. На горизонтальну поверхню приходить менша кількість променистої енергії:

$$S' = S \sin h_0, \quad (3.1)$$

де  $S'$  — потік сонячної радіації на горизонтальну поверхню, званий *інсоляцією*;  $h_0$  - висота сонця.

На верхню межу атмосфери приходить тільки пряма радіація. Близько 30 % падаючої на Землю радіації відображається в космічний простір. Кисень, азот, озон, діоксид вуглецю, водяні пари (хмари) і аерозольні частинки поглинають 23 % прямої сонячної радіації в атмосфері. Озон поглинає ультрафіолетову і видиму радіацію. Не дивлячись на те що його вміст в повітрі дуже малий, він поглинає всю ультрафіолетову частину радіації (це приблизно 3 %). Таким чином, біля земної поверхні її взагалі не спостерігається, що дуже важливо для життя на Землі.

Пряма сонячна радіація на шляху крізь атмосферу також розсівається. Частинка (крапля, кристал або молекула) повітря, що знаходиться на шляху електромагнітної хвилі, безперервно «витягує» енергію з падаючої хвилі і перевипромінює її по всіх напрямках, стаючи випромінювачем енергії. *Розсіяння* радіації — це перетворення прямої сонячної радіації, падаючої в одному напрямі, в радіацію, що йде по всіх напрямках. Розсівається близько 26 % прямої радіації; 2/3 розсіяної радіації досягає поверхні землі. За законом Релея розсіяння обернено пропорційно до четвертого ступеня довжини хвилі розсіяного проміння. Довжина хвиль червоного кольору 0,76 мкм (мікромметр—0,001мм) удвічі більше довжини хвиль фіолетового кольору (0,4 мкм). Тому червоне проміння розсівається в 14 разів менше, ніж фіолетові. Максимум енергії розсіяної радіації доводиться на синє і блакитне проміння. Звідси блакитний колір неба — це колір самого повітря, обумовлений розсіянням в ньому сонячного проміння. Блакитний колір повітря це не тільки колір небесного зведення, але і голубуватий колір далеких гір і лісу. З висотою, у міру зменшення густини повітря, тобто кількості розсіюючих частинок, колір неба стає густо-синім, а в стратосфері — синьо-фіолетовим.

Перед сходом сонця вранці і після заходу увечері небо світле. Це явище неповної темноти носить назву сутінків уранішніх і вечірніх і пояснюється розсіюванням проміння сонця, що знаходиться під горизонтом (до 18°). Потім небо швидко темніє. У високих широтах,



коли влітку сонце не опускається під горизонт більш  $18^\circ$ , темнота вночі не наступає, вечірні сутінки зливаються з уранішніми, утворюючи білі ночі.

Увечері і вранці небозвід, де заходить або сходить сонце, забарвлений в ефектні пурпурні і золоті кольори. Це явище зорі. Її відтінки залежать від вмісту аерозольних домішок, збільшення довжини сонячного променя в атмосфері і дифракції світла на крупніших частинках.

У низьких (тропічних) широтах спостерігається на темному небі після кінця або до початку сутінків ніжне сяйво у вигляді похилого конуса — зодіакальне світло, яке викликається розсіянням сонячного світла космічним (метеорним) пилом.

Сонячну радіацію-пряму  $S'$ , що приходить до земної поверхні, і розсіяну  $D$  — називають *сумарною* радіацією:

$$Q = S' \sin h_0 + D. \quad (3.2)$$

Хмарність, що не закриває сонячний диск, збільшує сумарну радіацію в порівнянні з ясним небом, а повна хмарність, навпаки, зменшує.

Сумарна радіація, падаючи на земну поверхню, переважно поглинається верхнім шаром ґрунту або більш товстим шаром води (поглинена радіація) і переходить в тепло, а частково відображається (відображена радіація  $R$ ).

*Альbedo* — це відношення відображеної радіації до сумарної, виражене у відсотках:

$$A = R/Q = R/(S' + D). \quad (3.3)$$

Альbedo залежить від поверхні, що відображає: у вологого чорнозему або низинного торфу — до 5 %, сухого світлого піску — до 40, ліси, луки, поля — 10...25, снігу, який щойно випав — до 90%, лежалого — 50 %. Альbedo водної поверхні міняється залежно від висоти сонця над горизонтом, хвилювання на морі і змінюється від 5 до 70 %, хмар — від 10 до 80 %. Планетарне альbedo Землі оцінюють в 30 %.

*Випромінювання Землі і стрічне випромінювання атмосфери* — довгохвильове.

Згідно закону Стефана—Больцмана випромінювання Землі підраховують як випромінювання сірого тіла по формулі

$$I_3 = \delta\sigma T^4, \quad (3.4)$$

де  $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup> · К<sup>4</sup>),  $\delta = 0,95$ ; T – температура.

При 15<sup>0</sup>С, або 288 К,  $I_3 = 3,73 \cdot 10^2$  Вт/м<sup>2</sup>.

Атмосфера нагрівається при проходженні через неї сонячної радіації і при поглинанні випромінювання земної поверхні. Стрічне випромінювання атмосфери майже повністю поглинається земною поверхнею.

Різниця між власним випромінюванням земної поверхні  $I_3$  і стрічним випромінюванням  $I_a$  називають *ефективним випромінюванням*:

$$I_0 = I_3 - I_a. \quad (3.5)$$

Ефективне випромінювання в ясні ночі в рівнинних умовах складає 0,07...0,10 Вт/м<sup>2</sup>.

Розподіл променистої енергії по довжинах хвиль називають спектром. Сонячний спектр ділиться на ультрафіолетову частину з довжиною хвилі  $\lambda < 0,40$  мкм, видиму —  $0,40 \text{ мкм} \leq \lambda \leq 0,76 \text{ мкм}$  і інфрачервону —  $\lambda \geq 0,76$  мкм. Біля верхньої межі атмосфери на видиму частину доводиться 46 % всієї радіації, на інфрачервону 47, на ультрафіолетову 7 %.

Видима частина, що створює освітленість, при проходженні через призму розкладається на кольорове проміння по убуванню довжини хвилі: червоні, оранжеві, жовті, зелені, голубі, сині, фіолетові. Сумісна дія проміння на око створює білий колір.

Дослідження показали, що максимум енергії в спектрі сонячного випромінювання на верхній межі атмосфери доводиться на довжину хвилі 0,48...0,49 мкм, тобто лежить в синьо-блакитній області спектру.

Від Сонця до Землі поступає також *корпускулярне випромінювання*, що складається з електрично заряджених частинок, в основному протонів і електронів. Це випромінювання повністю поглинається атмосферою на висоті 100 км, але сильно впливає на магнітне поле Землі і інші характеристики.

### 3.2. Сонячна радіація і рослини

Сонячна радіація — найважливіша умова життя рослини. Це енергія, яку рослини використовують в процесі фотосинтезу для створення органічної речовини. Ультрафіолетова радіація уповільнює ростові процеси, але прискорює формування репродуктивних органів. Значення інфрачервоної радіації, яка активно поглинається водою листя і стебел рослин, полягає в тепловому ефекті, що впливає на зростання і розвиток рослин.

Проте вирішальне значення має ділянку видимого спектру з довжиною хвилі від 0,38 до 0,71 мкм, званою *фотосинтетичною активною радіацією* (ФАР). Засвоєння сонячної енергії відбувається за допомогою хлорофілу листям рослин.

Промениста енергія сонця проникає в посіви і створює радіаційний режим. Залежно від геометричної структури посіву, розмірів листя, їх нахилу, а також висоти сонця відбувається різне поглинання рослинами ФАР. Для світлолюбних рослин, зокрема для сільськогосподарських культур, компенсаційна точка, вище якої починається накопичення органічної речовини, складає 20...25 Вт/м<sup>2</sup>.

При достатньому водопостачанні рослин переважна частина поглиненої радіації (70...95 %) йде на транспірування, теплообмін з повітрям і т.д., а на фотосинтез витрачається незначна її частина.

Коефіцієнтом корисної дії (ККД<sub>ФАР</sub>) називають відношення частини ФАР, витраченої на фотосинтез і утворення біомаси, до загальної ФАР. По використуванню ФАР всі посіви ділять: на звичні — ККД = 0,5...1,5 %, хороші — 1,5...3,0 і рекордні - ККД = 3,0...5,0 %.

Для розрахунку ФАР використовують формули б. І. Гулеєва, Н. А. Ефімової, Х. Р. Тоомінга:

$$\Sigma \text{ФАР} = 0,43 \Sigma S' + 0,57 \Sigma D, \quad (3.6)$$

де  $\Sigma S'$  — сума сонячної радіації на горизонтальну поверхню;  $\Sigma D$  — *ррцй* розсіяної радіації за декаду, місяць, вегетаційний період.

Створені карти ФАР за вегетаційний період з середньою добовою температурою вище 10 ° С. ФАР підвищується з півночі на південь від 10 Вт/м<sup>2</sup> в зоні тундри до 50 Вт/м<sup>2</sup> в Краснодарському краю.

Тривалість сонячного освітлення діб залежить від пори року і географічної широти. Якщо на екваторі протягом року сонце світить  $12 \text{ г} \pm 30 \text{ хв}$ , то в північній півкулі 22 червня на північ від полярного круга — 24 г. У Москві тривалість дня міняється від 7 г до 17,5 г. По реакції рослин на довжину дня і ночі виділяють: короткоденні, розвиток яких затримується при збільшенні дня більше 12г; довгоденні, що вимагають для свого розвитку довгого дня; нейтральні. Випромінювання земної поверхні  $I_3$  в атмосфері поглинається водяною паром і вуглекислим газом. Але короткохвильову радіацію атмосфера в значній мірі пропускає. Цю властивість називають «оранжерейним ефектом». Розрахунки показують, що без атмосфери температура поверхні Землі знизилася б на  $38 \text{ }^\circ\text{C}$  і була б покрита вічним льодом.

### 3.3. Радіаційний баланс

Різниця між тими, що приходять до поверхні землі і потоками променистої енергії, що йдуть від неї, називають *радіаційним балансом діяльного шару*.

Прибуткова частина складається з прямої і розсіяної сонячної радіації (пригадаємо, це короткохвильова радіація) і стрічного випромінювання (довгохвильова радіація). Витратну частину балансу складають відображена радіація і випромінювання земної поверхні.

Рівняння радіаційного балансу має вигляд:

$$B = S' + D - R_K - I_3 + I_a, \quad (3.7)$$

або

$$B = (S \sinh_0 + D)(1 - A) - I_3, \quad (3.8)$$

або

$$B = Q - R_K - I_3, \quad (3.9)$$

де  $B$  — радіаційний баланс,  $\text{кВт/м}^2$ ;  $S'$  — пряма сонячна радіація на горизонтальну поверхню;  $D$ —розсіяна радіація;  $R_K$  — відбита радіація;  $I_3$  — випромінювання земної поверхні,  $I_a$  - стрічне випромінювання атмосфери;  $S$  — пряма радіація на перпендикулярний

сонячному промінню майданчик;  $h_0$ —висота сонця;  $\rho$ —альbedo;  $I_E$ —ефективне випромінювання;  $I_E = I_3 - I_a$ ;  $Q$  - сумарна радіація;  $Q = S^{\downarrow} + D$ .

В цілому схемно всі складові радіаційного балансу біля земної поверхні надані на рисунку 3.1.

За відсутності прямої радіації:

в хмарну погоду

$$B = D - R_k - I_3; \quad (3.10)$$

вночі

$$B = I_3 - I_a = -I_3. \quad (3.11)$$

Якщо прихід радіації більше витрати, то радіаційний баланс позитивний і діяльний шар Землі нагрівається; при негативному балансі — охолоджується.

Радіаційний баланс вдень позитивний, вночі негативний. Від негативних значень до денних позитивних  $B$  переходить через 1 г після сходу сонця при висоті його  $10...15^\circ$  над горизонтом, а за 1...2 г до заходу  $B$  стає негативним.

Якщо розглядати радіаційний баланс на верхній межі атмосфери, тобто Землі в цілому, то він рівний нулю, тому можна прийняти гіпотезу, що Земля знаходиться в тепловій рівновазі: прихід тепла від Сонця врівноважується його втратою в космічний простір.

### **3.4. Методи і прилади вимірювання радіації**

Для вимірювання прямої і розсіяної радіації, радіаційного балансу існує багато приладів як з візуальним відліком, так і з автоматичною реєстрацією.

*Актинометрія термоелектрична* М-3 Савінова—Янішевського служить для вимірювання прямої радіації, що приходить на поверхню, перпендикулярну сонячному промінню. Приймальною частиною приладу служить термозірочка, що складається з променів з двома

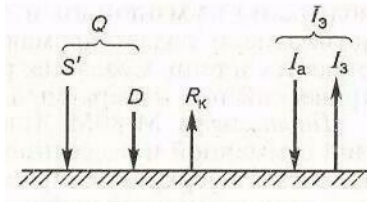


Рис 3.1 – Схема складових радіаційного балансу земної поверхні

дротинками з манганіна і константана. На внутрішні спаї термозірочки падає пряма сонячна радіація, зовнішні спаї залишаються в тіні. Створюється різниця температур і виникає електричний струм, вимірюваний гальванометром.

*Піранометр М-80М Янішевського* призначений для вимірювань сумарної і розсіяної радіації, що приходить на горизонтальну поверхню. Приймальна частина є батареєю термоелементів з манганіна і константана із зачорненими і білими квадратами. Виникаючий електричний струм вимірюється гальванометром.

*Альбедометр М-69* — це піранометр, пристосований також для вимірювання відображеної радіації, для чого головка (приймальна частина приладу) повертається вниз.

*Балансомер термоелектричний М-ЮМ* застосовують для вимірювання радіаційного балансу підстилаючої поверхні; у ньому одна зачорнена приймальна пластина направлена вгору, а інша вниз. По різниці нагрівання пластинок можна визначити радіаційний баланс. Вночі він рівний ефективному випромінюванню. Для автоматичної реєстрації вимірювання термоелектричний струм, що виникає в цих приладах, подається на самописний електронний потенціометр і записується на рухомій паперовій стрічці. Тривалість сонячного сьйва визначають *геліографом*, у якого для фокусування сонячного світла використовують литу скляну кулю, а для вимірювання освітленості—люксметр, ФАР — *спектрофотометр*.

Сонячну радіацію і теплове випромінювання Землі досліджують за допомогою ракет, супутників Землі і космічних станцій.

### 3.5. Географічний розподіл сонячної радіації

Найбільшу притоку прямої сонячної радіації спостерігають не на екваторі, де сильна хмарність, а в приекваторіальній і тропічній зонах, до полюсів він зменшується. Притока розсіяної радіації в середньому менше, ніж прямою. У тропічних і середніх широтах значення розсіяної радіації складає від половини до двох третин від прямої, в помірних – близько до прямої, у високих широтах (60...900) розсіяна радіація більше прямої.

Суми приходу сонячної радіації зростають від полюсів до екватора, але закономірність порушується від розподілу хмарності, вогкості і заповненої атмосфери. Над пустелями, де стоїть ясна погода, прихід сонячної радіації ( $92 \cdot 10^2$  МДж/м<sup>2</sup>). Зате над приекваторіальними областями з їх великою хмарністю (над басейнами річок Амазонки, Конго, над Індонезією) сумарна радіація понижена до (42...50)  $10^2$  МДж/м<sup>2</sup>.

Сумарна сонячна радіація в Росії рівномірно убуває з півдня (Краснодарський край одержує  $48 \cdot 10^2$  МДж/м<sup>2</sup>) на північ (на Кольському півострові  $25 \cdot 10^2$  МДж/м<sup>2</sup>).

На прихід сонячної радіації великий вплив надає орієнтація по відношенню до сторін світла і крутизна схилів. Так, в Московській області схил крутизною  $10^\circ$ , обернутий на північ, одержує  $286$  Вт/м<sup>2</sup>, а схил тієї ж крутизни, обернутий на південь, —  $538$  Вт/м<sup>2</sup>. Особливо цю різницю видно весною і восени. На південних схилах навіть при крутизні 3...50 ґрунт прогрівається і «достигає» на 7...1.0 діб раніше, ніж на північних. На південних схилах і сніг сходить раніше, і сівбу проводять в раніші терміни. Розміщення теплолюбивих культур на південних схилах збільшує вірогідність їх дозрівання в районах з обмеженими ресурсами тепла.

*Контрольні питання і завдання*

1. Які види сонячної радіації в атмосфері ви знаєте? 2. Що таке пряма сонячна радіація? інсоляція? 3. Як виникає розсіяна радіація? 4. Чому небо блакитного кольору? 5. Що таке сутінки? 6. Чому зоря пурпурного і золотого кольору? 7. З чого складається сумарна радіація? 8. Чому рівне альbedo (А) різних поверхонь і Землі в цілому? 9. З чого складається ефективне випромінювання? 10. Що таке ФАР? 11. Запишіть радіаційний баланс поверхні землі вдень, вночі.

## Лекція 4.

### ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ

#### 4.1. Процеси нагрівання і охолодження атмосфери

Тепловий режим атмосфери визначається головним чином теплообміном із землею поверхнею шляхом теплопровідності. У денні години, коли радіаційний баланс позитивний, тепло від поверхні передається тонкій плівці повітря, дотичній з нею. Це відбувається за рахунок *молекулярної теплопровідності*. Вночі унаслідок ефективного випромінювання земля холодніша за повітря і охолоджує прилеглий до неї шар атмосфери. У середині атмосфери діє інша, ефективніша *турбулентна теплопровідність*. Турбулентні вихори швидко передають тепло з одних шарів атмосфери в інші.

*Теплова конвекція* — це перенесення об'ємів повітря по вертикалі, який виникає при нерівномірному нагріванні південних і північних схилів і інших поверхонь. Над більш прогрітими ділянками повітря, нагріваючись, стає легше і підіймається. Його місце займає холодне сусіднє повітря. Він також прогрівається і підіймається, створюючи потік повітря від поверхні у високі шари атмосфери. Над сушею тепла конвекція відбувається вдень, над морем — вночі.

*Радіаційне випромінювання тепла*—це перенесення тепла довгохвильовою радіацією від поверхні землі (особливо вночі) і стрічною радіацією з атмосфери. Вторгнення теплих повітряних мас, нагрітих в інших районах, називає *адвекцією тепла*, а вторгнення холодних мас - *адвекцією холоду*. Так, адвекція холоду весною і восени з Карського моря в південніші райони Росії може викликати заморожування, згубні для сільськогосподарських культур.

Конденсація (сублімація) водяної пари в процесі утворення краплинних і крижаних хмар або опадів на поверхні землі (роса, іній) супроводжується виділенням тепла. Випаровування вологи з поверхні землі, рослин, води супроводжується втратою тепла (пониженням температури повітря). З перерахованих процесів теплообміну основне значення мають турбулентний теплообмін і тепла конвекція.

Великий вплив на температуру повітря приземного шару роблять рельєф, рослинність (ліс, болото, луг, поле). Цей вплив убуває з висотою.



## 4.2 Тепловий баланс земної поверхні

Якщо позначити радіаційний баланс  $B$ , теплообмін земної поверхні з атмосферою через  $A$ , витрата або прихід тепла з глибоких шарів ґрунту (або з води) через  $G$ , втрату тепла при випаровуванні або прихід тепла при конденсації  $LE$  (де  $L$  — питома теплота випаровування;  $E$ — маса води, що випарувалася або сконденсованої), то рівняння теплового балансу земної поверхні прийме вигляд

$$B \pm A \pm G \pm LE = 0. \quad (4.1)$$

Рівняння дійсне як для коротких періодів часу, так і для року або багаторічного періоду; його застосовують при розрахунку випаровування по методу теплового балансу. В даному випадку розглянута ідеалізована геометрична поверхня, що не має товщини, а отже, теплоємність її рівна нулю.

Діяльний шар (самий верхній шар ґрунту і води) нагрівається, коли передача тепла направлена вниз. В цей же час підвищується температура і прилеглого шару повітря. Температура діяльної поверхні приземного шару повітря коливається. Перш за все вона має добовий хід, обумовлений обертанням Землі і її рухом по орбіті.

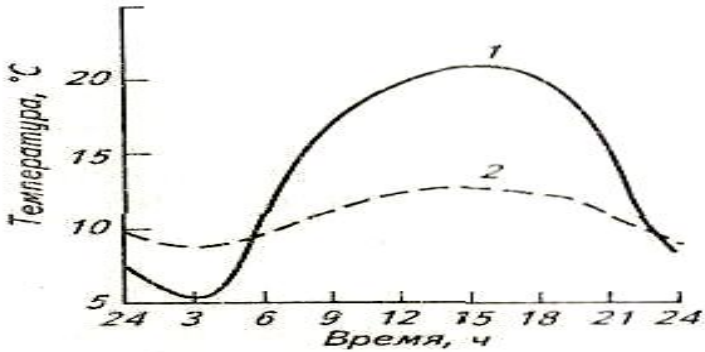
## 4.3. Добовий і річний хід температури повітря

Оскільки приземний шар повітря нагрівається від поверхні, то підвищення температури починається зі сходом сонця (хвилин на 15 пізніше), максимум спостерігається в 14...15 г потім температура повітря знижується до мінімальних значень перед сходом сонця. Амплітуда добового ходу температури повітря над сушею завжди менше амплітуди добового ходу температури поверхні ґрунту і залежить в основному від тих же чинників: пори року, географічної широти, близькості до моря, висоти місцевості, рельєфу, хмарності, вогкості.

Добовий графік температури повітря в середньому за рік на різних широтах показаний на рисунку 4.1. Із збільшенням широти добова амплітуда температури повітря убуває. Чим вища місцевість над рівнем моря, тим температура нижча. Повітря над південними схилами, а також застійне повітря долин і улоговин прогрівається

вдень сильніше за повітря над північними схилами. Вночі охолоджене повітря з схилів стікає вниз в долини і улоговини.

Опуклі форми рельєфу (горби, піднесеності) вільно обдуваються вітром, вдень повітря над ними прогрівається менше, ніж в улоговині. Тому добові амплітуди коливання температури повітря тут менш виражені (закон *Восійкова*).



**Рис. 3.1. Суточный ход температуры воздуха в ясные и пасмурные дни в июле в Павловске (под Санкт-Петербургом):**

1 — ясные дни; 2 — пасмурные дни

Рис. 4.1

Особливості ходу температури враховують при розміщенні посівів сільськогосподарських культур і садів.

Над рослинним покривом, а також над болотами і водоймищами добові амплітуди коливання температури повітря знижуються, особливо в лісах. Найбільші добові амплітуди температури повітря спостерігають в субтропічних пустелях, де вони перевищують 20°C, нерідко досягаючи 30°C. У помірних широтах і особливо при похмурій погоді і взимку добові амплітуди повітря значно нижче.

Добові коливання температури повітря над морем значно менше, ніж на тих же широтах над сушею, хоча декілька більше добові амплітуди температур самої поверхні води. Добові амплітуди поверхні океану виражаються десятими частками градуса, а амплітуди температури повітря над ним складають 1...1,5°C. З висотою амплітуди добових температур повітря знижуються і на висоті 1,5...2 км зовсім затухають.

Різницю середніх місячних температур найтеплішого і найхолоднішого місяця називають *річною амплітудою* температури повітря. Вона зростає від екватора до полюсів. *Абсолютною річною амплітудою* температури називають різницю між абсолютним максимумом і абсолютним мінімумом температури повітря, що спостерігалися протягом року. По значенню амплітуди і часу настання екстремальних температур виділяють чотири типи річного ходу температури повітря (рис. 4.2):

1 — екваторіальний тип, що характеризується двома максимумами (після весняного і осіннього рівнодення) і двома мінімумами (після літнього і зимового сонцестояння). Абсолютна річна амплітуда дуже мала: 5...10 °С над сушею і біля 1°С над океаном;

2 — тропічний тип, має один максимум (після літнього сонцестояння) і один мінімум (після зимового сонцестояння). Амплітуда температури повітря збільшується у міру видалення від екватора на 10...20°С над сушею і на 5 - 1.0°С над морем;

3 — помірний тип, відрізняється екстремумом, який спостерігається в ті ж терміни, що і в тропічному типі, але над морем зсувається на місяць пізніше. Амплітуда збільшується над суш на 50...60°С, над океаном на 15...20°С;

4 — полярний тип відрізняється подальшим зростанням амплітуди до 65°С над сушею і 25...40°С над морем.

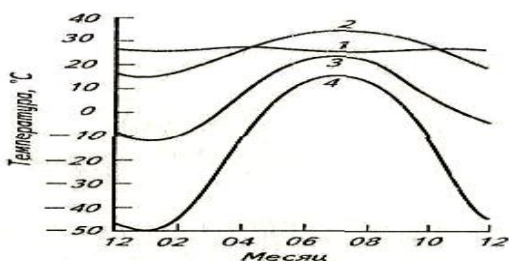


Рис. 3.2. Типи годового ходу температури воздуха:

1 — экваториальный (Джакарта,  $\varphi = 6^\circ$  ю. ш.); 2 — тропический (Асуан,  $\varphi = 24^\circ$  с. ш.); 3 — умеренного пояса (Сарагов,  $\varphi = 52^\circ$  с. ш.); 4 — полярный (Верхоянск,  $\varphi = 67^\circ$  с. ш.)

Рис.4.2

## Лекція 5.

### РОЗПОДІЛ ТЕМПЕРАТУРИ

#### **5.1. Розподіл температури по території земної кулі**

Лінії рівних температур на географічній карті називають *ізотермами*. Розподіл середньої річної температури повітря на рівні моря показаний на рисунку 5.1(3.3). Окрім загальної закономірності зниження температури від екватора до полюсів простежується сильний вплив на температуру повітря теплих і холодних течій, океанів і континентів в цілому, висоти місцевості, рельєфу, сніжного і крижаного покриву і інших чинників.

Середня річна температура повітря для всієї земної кулі  $14^{\circ}\text{C}$ . Абсолютний мінімум температури повітря на Землі відмічений в Антарктиді на станції «Схід» ( $-89,3^{\circ}\text{C}$ ). У північній півкулі зареєстровані два полюси холоду — Оймякон з мінімумом в  $-71^{\circ}\text{C}$  і Гренландія з мінімумом в  $-70^{\circ}\text{C}$ . Абсолютний максимум температури повітря в тіні відмічений в центрі Сахари —  $58^{\circ}\text{C}$ , в Каліфорнії —  $57^{\circ}\text{C}$ .

#### **5.2 Зміна температури повітря з висотою**

Загальна стратифікація температури в атмосфері приведена в розділі 1.2. Далі розглянемо основні закономірності зміни температури з висотою в тропосфері, де, особливо в приземному шарі, температура повітря сильно залежить від температури поверхні землі. Тепло від поверхні до приземного шару і далі вгору від одного шару до іншого передається головним чином шляхом турбулентної теплопровідності і теплової конвекції. Повітря дуже рухоме, і тому добові і річні коливання температури розповсюджуються на могутній шар — у високих широтах до висоти 8...10 км, поблизу екватора 18км (до тропопаузи).

На зміну температури повітря з висотою великий вплив також надає поглинання і випромінювання довгохвильової радіації, яку в тропосфері виконує переважно водяна пара, а оскільки її вміст різко

убуває з висотою, то цей процес разом з іншими впливає на зміну температури з висотою.

Зміну температури повітря на 100 м висоти називають вертикальним градієнтом температури і виражають формулою

$$ВГТ = [(t_H - t_B) / (z_B - z_H)] \cdot 100, \quad (5.2)$$

де  $t_H$  і  $t_B$  — температури повітря в нижньому і верхньому рівнях,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $z_B$  —  $z_H$  — висоти верхнього і нижнього рівнів.

Якщо  $t_B < t_H$ , то температура повітря зменшується з висотою і ВГТ позитивний. Такий розподіл характерний для тропосфери в цілому, а якщо  $t_B > t_H$ , тобто температура повітря зростає з висотою, спостерігається *температурна інверсія* (ВГТ негативний). При  $t_B = t_H$

ВГТ =  $0^{\circ}\text{C}/100$  м. Розподіл, при якому температура не змінюється з висотою, називають *ізотермією*.

На зміну ВГТ впливають наступні основні чинники: пора року (взимку він менше, влітку більше), час доби (вдень більше, вночі менше), атмосферні фронти (коли над холодним шаром повітря розташовується теплий, знак ВГТ негативний). В середньому ВГТ =  $0,5 \dots 0,7^{\circ}\text{C}/100$  м. У нижніх чотирьох кілометрах він ближчий до  $0,5^{\circ}\text{C}/100$  м, взимку в полярних областях зменшується до  $0,1 \dots 0,3^{\circ}\text{C}/100$  м, а у верхній частині тропосфери зростає до  $0,7 \dots 0,8^{\circ}\text{C}/100$  м. Негативний ВГТ указує на можливість заморозку.

Дані про ВГТ необхідні при складанні прогнозу погоди, для обслуговування вильотів і посадок літаків на аеродромах, для виводу супутників і орбітальних станцій на орбіту, а також для складання графіків викидів промислових шкідливих відходів в атмосферу.

Розподіл температури з висотою в атмосфері називають *стратифікацією атмосфери*, від якої залежить її стійкість і можливість переміщення окремих об'ємів у вертикальному напрямі. Якщо ці переміщення відбуваються без обміну теплом з навколишнім повітрям, то такий процес називають *адіабатичним* (див. розділ 5.2).

Коли ВГТ  $< 1,0^{\circ}\text{C}/100\text{м}$ , то об'єм, що підіймається під впливом зовнішнього імпульсу, повітря; при охолодженні на  $1^{\circ}\text{C}$  на висоті 100 м буде холоднішим за навколишнє повітря і як щільніший почне

опускатися в початкове положення. Такий стан атмосфери характеризують як *стійку рівновагу*.

При ВГТ =  $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  температура повітря, що підіймається, буде на всіх висотах приблизно рівна температурі навколишнього повітря. Такий стан атмосфери називається *байдужим*.

Якщо ВГТ >  $1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , то об'єм повітря, що підіймається, охолоджуючись при підйомі на 100 м тільки на  $1,0^{\circ}\text{C}$ , на всіх висотах виявляється теплішим навколишнього середовища, і тому виниклий вертикальний рух продовжуватиметься. У атмосфері створюється *нестійка рівновага*. Вона триває до тієї висоти, на якій температура повітря, що підіймається, стає рівній температурі навколишнього простору, при цьому водяна пара конденсується. При таких обставинах виникають могутні купчасто-дощові хмари, з яких випадають опади.

У приземному шарі, життєво важливому для людини, ВГТ у багато разів перевищує ВГТ більш верхніх шарів. Є два типи розподілу температури в приземному шарі: вдень інсоляція і вночі радіаційний (тип випромінювання).

Нагадаємо, що зростання температури з висотою називають *інверсією* температури.

*Нічні радіаційні інверсії* в помірних широтах спостерігають при ясній тихій погоді після переходу ВГТ через  $0^{\circ}\text{C}$  за 1 г до заходу сонця. Вночі вони посилюються і досягають максимуму перед сходом сонця.

*Зимові радіаційні інверсії* при антициклональній погоді можуть продовжуватися до декількох тижнів, а висота шару інверсії досягає декількох сотень метрів, а в Якутії 2...3 км від поверхні.

*Адвективні інверсії* утворюються при вторгненні теплих мас повітря на холодну підстилаючу поверхню. Рельєф місцевості може підсилювати інверсію. Так, охолодження повітря в ясну погоду особливо велике в улоговинах, де накопичується вихолоджене повітря. У Верхоянську зимою навіть середня температура повітря на  $10...15^{\circ}\text{C}$  нижче, ніж на схилах гір в тому ж районі. Приземні інверсії звичайно виникають весною—«весняні інверсії», коли тепле повітря охолоджується, тому що тепло йде на танення снігу. Над полярними льодами приземні інверсії часті і влітку, коли теплі маси повітря насуваються на сніжний покрив.

### 5.3. Температурний режим великих територій

При оцінці температурного режиму великих територій, областей або окремого пункту для цілей сільського господарства, природоохоронних заходів, медицини, промисловості, транспорту, будівництва застосовують характеристики, що дають якнайповніше уявлення про тепловий режим за рік, за вегетаційний період, сезон, місяць, добу. Це середні добові, середні місячні і середні річні температури. Характерними є середні температури січня, липня і річна середня і абсолютна амплітуди температури, максимальні і мінімальні температури повітря.

Наприклад, знаючи мінімальну температуру в окремі місяці, можна судити про умови зимівлі озимих культур, плодово-ягідних насаджень, умови вегетації у весняний, літній і осінній періоди.

Дані про максимальну температуру взимку показують частоту відлиги і їх інтенсивність, а влітку — періоди жарких днів, коли рослини, тварини і люди пригноблені жарою. Максимальні і мінімальні температури впливають на хвороби людей, тварин, рослин.

*Суми активних температур*, обчислювані складанням середніх добових температур вище  $10^{\circ}\text{C}$ , були введені в 1734г. Реомюром. У Росії вони були вперше використані Р. Т. Селяніновим для сільськогосподарської оцінки теплових ресурсів клімату. М. І. Будико був встановлений тісний зв'язок між річною сумою активних температур і радіаційним балансом.

Вивчення розподілу активних температур дозволяє уточнити термічні ресурси районів для цілей сільського господарства і природоохоронних заходів рис. 5.2 (3.4).

Період з середньою добовою температурою повітря вище  $10^{\circ}\text{C}$  в Росії коливається від 60 до 205 діб.

Суми активних температур на території Росії, призначеної для землеробства, на півночі складає менше  $300^{\circ}\text{C}$ , на півдні — до  $400^{\circ}\text{C}$ .

Для точнішого визначення потреб в теплі різних видів і сортів сільськогосподарських культур використовують *суми ефективних температур* — суми середніх добових температур, відлічених від біологічного мінімуму, при якому починають розвиватися рослини даної культури (сорти).

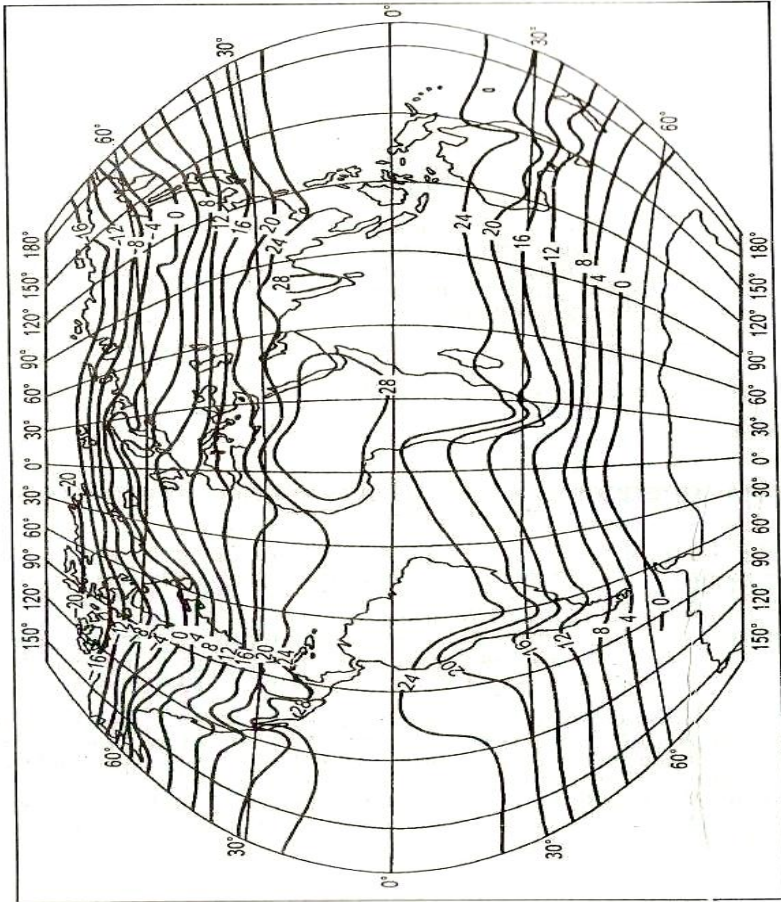


Рис. 3.3. Распределение средней годовой температуры воздуха, °С, на уровне моря

Біологічні мінімуми температур розвитку для різних рослин значно розрізняються. Так, для ярової пшениці біологічний мінімум  $5^{\circ}\text{C}$ , для кукурудзи 10, для бавовнику 13...  $15^{\circ}\text{C}$ .

Дослідженнями Ю.І.Чиркова (1959) встановлена мінливість сум ефективних температур через наявність періоду *баластних температур* (дуже високих), при яких розвиток рослин сповільнюється, а при сильних перегрівках рослини можуть загинути. Тому при розрахунку сум ефективних температур необхідно вводити поправку на баластні температури. Суми активних і ефективних



температур мають *екологічне* значення, виражаючи зв'язок рослини з середовищем проживання

Дослідження, проведені З. А. Міщенко, показали необхідність роздільного обліку середніх, денних і середніх нічних температур за період вегетації, коли середньодобова температура перевищує 10°C. Наприклад, для умов європейської території Росії різниці між сумами температур дня і ночі зростають з північного заходу (500...800°C) на південний схід (2000...3000°C). Збільшення сум денних температур пояснює швидше дозрівання урожаю в східних районах, збільшення відсотка вмісту білка в зерні ярової пшениці і т.д.

#### **5.4. Вимірювання температури повітря**

Температуру вимірюють термометрами (грец. вимірник тепла). Перший термометр винайшов великий італійський учений і один із засновників точного природознавства Галілео Галілей (1564—1642). У рідинному термометрі температура вимірюється по розширенню і стисненню рідини (ртуть від -35 до 750°C; етилового спирту від -80 до 80°C, пенталу, толуолу і ін.). Чим більше об'єм резервуару по відношенню до перетину капіляра, тим точніше вимірювання температури.

У метеорологічних спостереженнях термінову (на даний момент часу) температуру повітря вимірюють психрометричним термометром ТМ-4 ртутним з кулястим резервуаром і металевим ковпачком у верхній частині, ціна поділки 0,2°C (температуру вимірюють на око з точністю 0,1°C).

При температурі повітря нижче -35°C використовують низькоградусний спиртний (з підфарбованим червоною фарбою спиртом) термометр ТМ-9 з циліндровим резервуаром.

Найвищу (максимальну) температуру вимірюють максимальним термометром ТМ-1. Після вимірювання його необхідно струсити. Найнижчу температуру за період між термінами спостережень вимірюють мінімальним термометром ТМ-2. Це спиртний термометр з ціною поділки 0,5°C, але відліки роблять приблизно з точністю 0,1°C по крайовому кінцю штифта.

Для безперервної реєстрації зміни температури в часі призначений термограф М-16А, прийнятною частиною якого служить біметалічна пластинка з металів з різним термічним

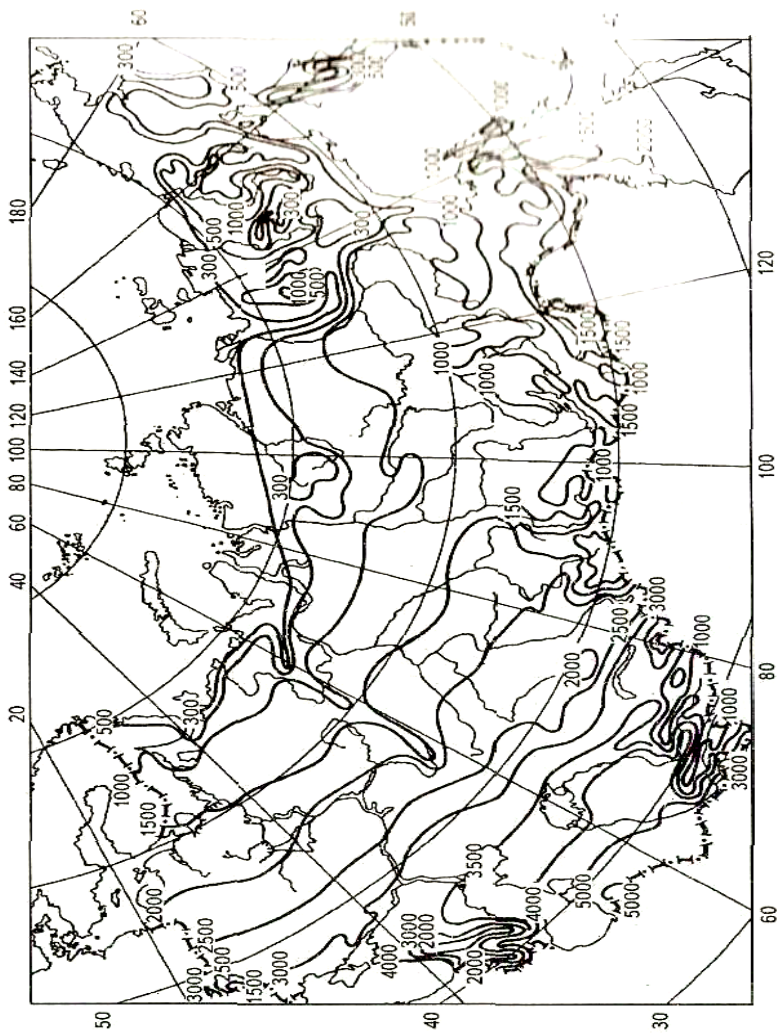
коефіцієнтом лінійного розширення (інвар, сталь). Деформація пластинки під дією зміни температури передається через систему важеля на пів'я годинникового механізму барабана.

Термометри і термограф встановлюють в психрометричних будках із стінками з жалюзі так, щоб резервуари термометрів і приймальна частина термографа знаходилися на висоті 2 м над поверхнею ґрунту. Будки потрібні для захисту від прямої сонячної радіації, а щілини в стінках — для вільного доступу повітря. Будки роблять з дерева і офарблюють в білий колір, щоб вони максимально відображали сонячне проміння і якомога менше нагрівалися.

Для спеціальних вимірювань температури на різних рівнях з подальшою передачею свідчень на відстань застосовують електричні *термометри опору і термоелементи*.

Температуру у високих шарах атмосфери вимірюють за допомогою автоматичних приладів. У *радіозондах* зареєстровані вимірювання передають за допомогою радіосигналів і приймають прийнятною станцією на земній поверхні.

У посівах і насадженнях температуру повітря вимірюють дистанційними психрометрами і електротермометрами.



(Рис 5.2)

Рис. 3.4. Распределение суммы активных температур, °С, по территории бывшего СССР

## *Лекція 6* **ТЕМПЕРАТУРНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ**

### **6.1. Процеси нагрівання і охолодження ґрунтів**

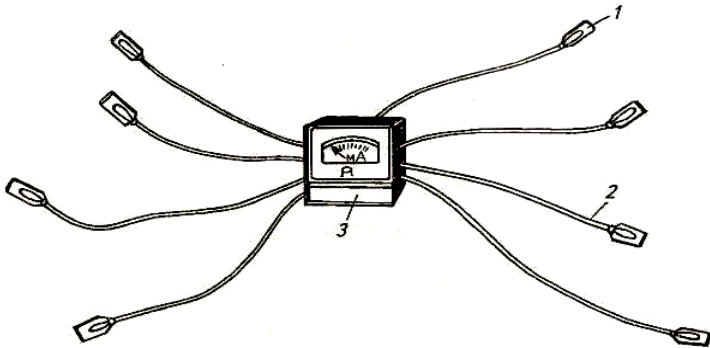
Поверхня ґрунту нагрівається під час вступу сумарної сонячної радіації, стрічного випромінювання атмосфери і втрачає тепло при випромінюванні самої Землі. Земна поверхня нагрівається також від атмосфери в результаті турбулентної теплопровідності і при конденсації на ній водяної пари. Частина одержаного поверхнею тепла передається в атмосферу, частина втрачається при випаровуванні з неї води, а частина йде вниз, нагріваючи ґрунт.

Температурний режим земної поверхні в основному залежить від радіаційного балансу. При позитивному радіаційному балансі верхній шар ґрунту нагрівається, при негативному балансі — охолоджується. На добре зволожений ґрунтах витрати тепла на випаровування більше, ніж на нагрівання ґрунту і повітря. Якщо ґрунт слабо зволожений, то тепло витрачається в основному на нагрівання ґрунту, рослин і повітря. Між поверхнею ґрунту і її нижчележачими шарами безперервно відбувається теплообмін за рахунок *молекулярної теплопровідності*. Коли ґрунт тепліший за нижчележачі шари, тепло йде в глиб ґрунту. При цьому розподіл тепла в ґрунті називають типом *інсоляції*. Коли потік тепла направлений з глибини ґрунту до поверхні, тип розподілу називають типом *випромінювання*.

### **6.2. Вимірювання температури ґрунту**

Для вимірювання температури ґрунту застосовують ртутні, спиртні, толуолові, біметалічні, електричні і інші термометри залежно від мети спостережень. На метеорологічних станціях, постах і обсерваторіях для вимірювання температури поверхні ґрунту використовують: терміновий надґрунтовий термометр Т'М-3; максимальний термометр ТМ-1, що показує щонайвищу температуру між термінами спостережень; мінімальний термометр ТМ-2, спиртний, що вимірює найнижчу температуру між термінами спостережень. Ці термометри укладають на спеціальному, добре розпушеному, незатіненому

майданчику ртутними резервуарами на схід (термометри наполовину заглиблені в ґрунт).



**Рис. 4.1. Термометр-паук:**

1 — термистор; 2 — проводник; 3 — амперметр

Рис. 6.1

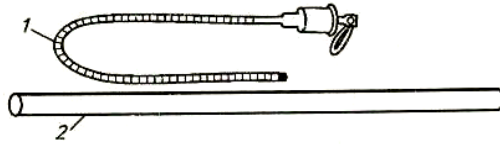
Температуру орного шару вимірюють колінчастими термометрами Савінова ТМ-5, що визначають температуру ґрунту на глибинах 5, 10, 15 і 20 см.

Термометр-щуп АМ-6 толуоловий, похідний використовують для вимірювань температури ґрунту на глибинах 3...40 см.

Витяжними ґрунтово-глибинними ртутними термометрами ТПВ-50 вимірюють температуру ґрунту на глибинах 20...320 см. Для вимірювання температури на різних глибинах використовують дистанційні електричні термометри М-54-1М, М-54-2, а для вимірювання усередненої температури поверхні ґрунту термометр-павук (мал. 6.1).

Для великих територій температуру ґрунту визначають безконтактними методами з супутників, літаків і космічних станцій.

Мерзлотоміром АМ-21 (мал. 6.2) визначають глибину промерзання ґрунту за допомогою гумової трубки з поділками через 1 см, заповненою дистильованою водою.



**Рис. 4.2. Мерзлотомер:**

1 — резиновая трубка, наполненная водой; 2 — виниловая трубка, вставляемая вертикально в грунт

**Рис. 6.2**

### **6.3 Добовий і річний хід температури ґрунтів**

Добовий і річний хід температури ґрунту — це вимірювання температури протягом доби або року: вдень ґрунт нагрівається, вночі охолоджується, мінімальну температуру має при ясній погоді перед сходом сонця, а максимальну близько 13 г, потім температура починає знижуватися. На амплітуду (різниця між максимумом і мінімумом температури) впливають:

- пора року (влітку амплітуда найбільша);
- географічна широта (амплітуда зменшується від тропіків до полюсів);
- рельєф (південні схили нагріваються сильніше північних);
- рослинний і сніжний покрив знижують амплітуду;
- рихлі ґрунти мають більшу амплітуду, ніж щільні;
- темні ґрунти нагріваються сильніше світлих, тому амплітуда температури темних ґрунтів вища, ніж світлих;
- сухі ґрунти нагріваються сильніше вологих;
- при хмарній погоді амплітуда знижується.

Річний хід температури поверхні ґрунту визначається в основному приходом сонячного тепла протягом року. У помірних широтах північної півкулі максимум середньомісячної температури спостерігається в липні, мінімум — в січні—лютому. На амплітуду річного ходу температури в основному впливають ті ж чинники, що і на амплітуду добового ходу температур, але амплітуда річного ходу температур зростає із збільшенням широти. Шар ґрунту, в якому спостерігається добовий і річний хід температур, називають *активним шаром*.

Закономірності розповсюдження тепла в ґрунті підкоряються законам Фур'є.

1. Незалежно від типу ґрунту період коливань не змінюється з глибиною, тобто інтервал на всіх глибинах між максимумами і мінімумами в добовому ході температури 24г, в річному — 12 міс.

2. Зростання глибини в арифметичній прогресії приводить до зменшення амплітуди температури в геометричній прогресії. Так, на поверхні добова амплітуда рівна 30°C, на глибині 20 см — 5, на глибині 40 см — 1°C, з глибини 70 см починається шар постійної добової температури. Амплітуда річних коливань температури зменшується з глибиною по тому ж закону. Постійну температуру в середніх широтах спостерігають на глибині 15... 20см.

3. Терміни настання максимальних і мінімальних температур як в добовому, так і в річному ході запізнюються з глибиною пропорційно її збільшенню; добові—на 2,5...3,5 г

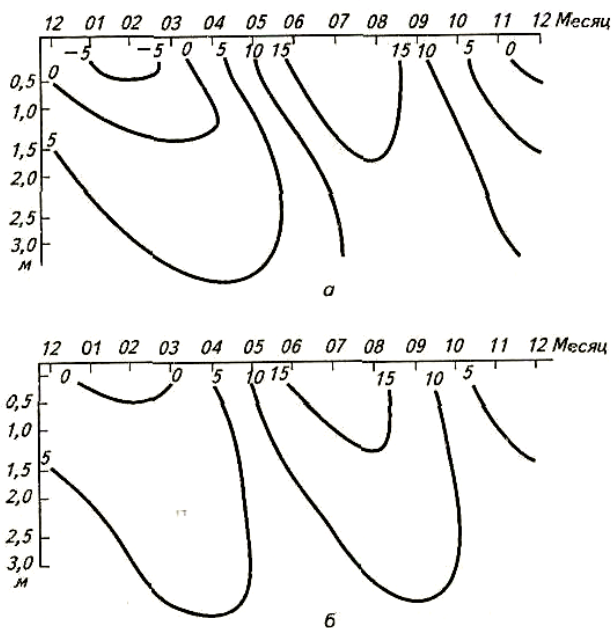


Рис. 4.3. Изоплеты годового хода температуры почвы в Москве на оголенном участке (а) и под травяным покровом (б)

Рис.6.3

на кожні 10 см глибин, річні—на 20...30 діб на кожен метр глибини.

Зміни температури в ґрунті з глибиною протягом доби або року можна представити у вигляді графіка *ізоплет* (рис. 4.3). Нанісши середні значення температури на різних глибинах для конкретного пункту спостережень в різні місяці (години), плавно проводять ізолінії (*ізоплети*), які сполучають крапки з рівними температурами.

### *Контрольні питання і завдання*

1. Перерахуйте процеси передачі тепла в атмосфері.
2. Запишіть тепловий баланс земної поверхні.
3. Покажіть добові ходи температури повітря на різних широтах.
4. Що називають річною температурою повітря, і як вона змінюється від екватора до полюсів?
5. Як підраховують суму активних температур повітря і суму ефективних температур повітря?
6. Які прилади використовують для вимірювання температури повітря?
7. Як міняється температура повітря з висотою?
8. Що таке баластні температури повітря?
9. Що називають температурною інверсією?
9. Перерахуйте процеси нагрівання і охолодження ґрунту.
10. За яких умов тепло йде в глиб ґрунту (тип інсоляції), а при яких потік тепла направлений з глибини до поверхні (тип випромінювання)?
11. Опишіть прилади і методи вимірювання температури ґрунту.
12. Що впливає на амплітуду добового ходу температури ґрунту?
13. Що таке графік *ізоплет*?



## **Лекція 7.**

### **АТМОСФЕРНИЙ ТИСК**

Прийнято вважати, що атмосферний тиск — це тиск, що надається атмосферою на всі предмети, що знаходяться в ній, і на земну поверхню. Як і тиск будь-якого газу, атмосферний тиск пояснюється фізикою руху молекул, і зокрема їх «бомбардуванням» даної поверхні або умовного контуру самого повітря, і не залежить від орієнтування поверхні.

#### **7.1. Одиниці вимірювання тиску**

У фізиці тиск визначається відношенням сили до одиниці площі. У міжнародній системі одиниць (СІ) тиск вимірюють в паскалях (Па), що відповідає тиску силою 1 ньютон на площу  $1 \text{ м}^2$ , тобто  $1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2$ . На практиці використовують гектопаскаль (гПа);  $1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па}$ . У Росії і низці інших країн використовують таку одиницю вимірювання тиску, як мілібар (мб), яка відповідає гектопаскалю, тобто  $1 \text{ мб} = 1 \text{ гПа}$ . Крім того, в багатьох країнах за традицією широко застосовують позасистемну одиницю вимірювання тиску міліметр ртутного стовпа (мм рт. ст.).

Всесвітньою метеорологічною організацією за еталон повітря у поверхні землі на рівні моря прийнята так звана «міжнародна стандартна атмосфера», основні характеристики якої — температура  $15^\circ\text{C}$ , тиск 760 мм рт. ст., відповідне 1013,3 гПа;  $1 \text{ гПа} = 0,75 \text{ мм рт. ст.}$ , а  $1 \text{ мм рт.ст.} = 1,33 \text{ гПа}$ . Надалі як одиниця вимірювання тиску використовуватимемо мілібар (мб).

#### **7.2. Поняття адіабатичного процесу**

Поняття адіабатичних змін повітря — одне з найважливіших для з'ясування процесів, що відбуваються в атмосфері. Адіабатична зміна маси газу — це зміна його фізичних властивостей, яка відбувається без теплообміну з навколишнім середовищем. Строго кажучи, в абсолютному вигляді в атмосфері такої ситуації не буває. Проте цілий ряд процесів в атмосфері відбуваються настільки швидко, що

теплообмін між повітряними масами незначний і у багатьох випадках можна представляти їх адіабатичними. Тому можна вважати, що внутрішня енергія якої-небудь повітряної маси змінюється не за рахунок притоку або відтоку тепла, а за рахунок роботи стиснення і розширення. При стисненні тиск і температура підвищуються, а при розширенні — навпаки. Для сухого і ненасиченого водяними парами повітря залежність між зміною температури і зміною тиску виражається, як і для ідеального газу, рівнянням Пуассона, яке достатньо детально розглядають в курсі фізики. При насиченому повітрі відбуваються складніші волого-адіабатичні зміни. Слід пам'ятати, що при підйомі повітряних мас, який достатньо часто зустрічається в тропосфері, повітря, розширяючись, охолоджується і тиск його падає. Стиснення повітря звичайно відбувається при його опусканні, при цьому його температура і тиск підвищуються.

### 7.3. Рівняння статки атмосфери і барометрична формула

Припустимо, що повітря знаходиться в статичному стані, тобто без переміщень в системі координат  $x-y-z$ . Виділимо в ньому елементарний об'єм  $dV$  з одиничною площею (припустимо,  $1 \text{ м}^2$ ) і малою висотою  $dz$  (рис. 7.1). Очевидно, що нижня поверхня виділеного об'єму випробовуватиме на собі силу тиску  $p$ , направлену по осі  $z$ . Зверху на виділений об'єм діятиме сила, протилежна осі  $z$ , яка відрізняється від сили  $p$  на деяке значення  $dp$ . Помітимо, що наперед невідомо, чи буде значення  $dp$  позитивно або негативно. Зафіксуємо в цілому силу, діючу зверху із зворотним знаком (щодо осі  $z$ ),  $-(p+dp)$ .

Припустимо, що сили, діючі на бічні грані виділеного елементарного об'єму, перпендикулярні осі  $z$ , врівноважуються протидіючими силами зсередини нього.

Із загальновідомих законів фізики Землі виходить, що на виділений об'єм повітря діє ще і сила гравітації  $mg$ , де  $m$  – маса повітря, а  $g$  – прискорення вільного падіння.

$$m = \rho dV,$$

де  $\rho$  – густина повітря;  $V$  – його об'єм.

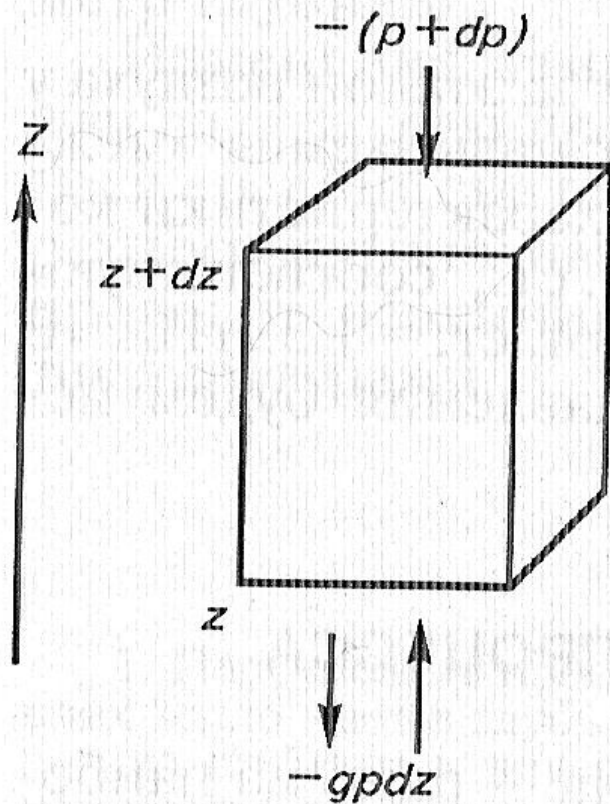


Рис. 5.1. Схема вертикальных сил, действующих на объем воздуха

Рис 7. 1

Вважаючи, що основа елементарного об'єму рівна  $1\text{ м}^2$ , тобто  $dv = 1 \cdot dz$ , можна записати силу тяжіння (щодо осі  $z$ ) з негативним знаком  $-g\rho dz$ .

Оскільки розглядаємо статичний стан атмосфери, то всі розглянуті сили можна прирівняти нулю, тобто

$$p - (p + dp) - g\rho dz = 0. \quad (7.1)$$

Розкривши дужки в рівнянні (7.1) і перетворивши його, одержимо

$$dp = -g\rho dz. \quad (7.2)$$

У метеорології і аерології рівняння (7.2) прийнято класифікувати як *основне рівняння статички атмосфери*.

Виходячи з цього рівняння, можна зробити висновок: при позитивному прирості висоти атмосферний тиск падає. Чисельне значення падіння тиску відповідає силі тяжіння, діючій на виділений об'єм повітря.

Розділивши обидві частини рівняння (7.2) на  $dz$ , одержимо наступний вираз:

$$dp/dz = -g\rho. \quad (7.3)$$

Величину  $dp/dz$  називають *вертикальний баричний градієнт*. Він характеризує падіння тиску на одиницю приросту висоти. Строго кажучи, прискорення вільного падіння  $g$  і густина повітря  $\rho$  залежать від висоти  $z$ . Тому для достатньо значної зміни висоти формула вертикального баричного градієнта, буде виглядати дещо складніше.

## Лекція 8

### БАРОМЕТРИЧНА ФОРМУЛА

#### 8.1 Одержання барометричної формули

Для отримання залежності зміни атмосферного тиску від висоти необхідно проінтегрувати рівняння (7.2) при конкретних межах щодо висоти і атмосферного тиску. Підставивши у формулу (7.2) вираз для густини повітря (1.10), одержимо

$$\rho = p/(R_d T_B), \quad (8.1)$$

де  $R_d$  - газова постійна для сухого повітря;  $T_B$  — віртуальна температура.

В результаті одержимо

$$dp = -\frac{gp}{R_d T_B} dz. \quad (8.2)$$

Перепишемо формулу (8.2) таким чином:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T_B} dz. \quad (8.3)$$

Запишемо для формули (8.3) вирази певних інтегралів: для лівої частини щодо тиску  $p$ , а для правої частини — висоти  $z$ . При цьому вважатимемо, що значення прискорення вільного падіння  $g$  постійне, оскільки з висотою воно істотно не міняється.

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T_B}. \quad (8.4)$$

Відзначимо, що в правій частині рівняння (8.4) під знаком інтеграла присутня віртуальна температура  $T_B$ , яка є функцією від висоти  $z$ . Проте для кінцевого, реального на практиці приросту висоти

цю функцію можна замінити постійною середньою температурою  $T_B$ , яку одержують усереднюванням вимірювань, проведених за допомогою аерологічного зонда. Тоді рівняння (8.4) має наступний вигляд:

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T_m} \int_{z_1}^{z_2} dz. \quad (8.5)$$

Далі, проінтегрувавши ліву частину рівняння (8.5) по  $p$ , а праву по  $z$ , одержимо

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{R_d T_m} (z_2 - z_1). \quad (8.6)$$

Потенціюючи вираз (8.6), одержимо наступне рівняння:

$$p_2 = p_1 \exp \left\{ -\frac{g(z_2 - z_1)}{R_d T_m} \right\}, \quad (8.7)$$

яке в метеорології називають *барометричною формулою*.

*Барометрична формула* має дуже широке застосування, яке необхідне в народному господарстві, проте найчастіше її застосовують в декілька іншому вигляді з урахуванням зміни значення прискорення вільного падіння залежно від широти місцевості і висоти, а також з урахуванням термічного коефіцієнта об'ємного розширення газу.

Представимо основне рівняння статки атмосфери (7.2) у вигляді:

$$-\frac{dz}{dp} = \frac{R_d T_m}{gp}. \quad (8.8)$$

$\frac{dz}{dp}$  у метеорології характеризується як *барична ступінь*, що є

приростом висоти, при якому тиск падає на одну одиницю, і є зворотною величиною вертикальному баричному градієнту.

## **8.2. Застосування барометричної формули**

Барометричну формулу в метеорології застосовують дуже широко, і вона має важливе значення для народного господарства. Далі перераховані основні задачі, які вирішують з її допомогою.

1. Приведення тиску від одного рівня висоти до іншого. Для вирішення цієї задачі необхідно знати тиск на одному рівні, різницю висот і середню температуру шару повітря, поміщеного між цими відмітками висоти. Зокрема, таку задачу вирішують практично щогодини у всьому світі на метеостанціях, на яких свідчення зміряного тиску приводять до відмітки рівня океану. Інакше об'єктивно виявити в просторі області підвищеного і зниженого тиску і реально прогнозувати погоду неможливо.

2. Барометричну нівеляцію використовують для знаходження перевищення одного рівня над іншим при відомих тиску на обох рівнях і середній температурі шару повітря між ними. Рішення цієї задачі широко застосовують в авіації для визначення висоти аероплана по відомому тиску на посадочній смузі і на рівні літака і по середній температурі шару повітря.

3. Середню температуру шару повітря можна визначити, вирішивши задачу за відсутності спостереження за температурою повітря по висотах, але маючи достатньо точні дані про значення тиску на двох рівнях і вертикальній відстані між ними.

## **8.3. Прилади для вимірювання тиску**

Станціонарний прилад на метеостанціях — це станційний *ртутний чашковий барометр* (рис. 8.1), дія якого заснована на залежності положення рідини в сполучених посудинах від діючої на неї різниці тиску. На оправі приладу нанесена шкала в мілібарах (мб), по якій переміщається муфта з ноніусом. Їх устанавлюють відповідно з верхньою кромкою меніску ртутного стовпа, після чого виконують відлік. До одержаного значення вводять поправки, що враховують температуру оточуючого прилад повітря, висоту над рівнем океану і широту місцевості. Тому в оправі барометра ще знаходиться і термометр.

*Барометр-анероїд* (рис. 8.2) можна застосовувати як в стаціонарних умовах, так і для експедиційних вимірювань.

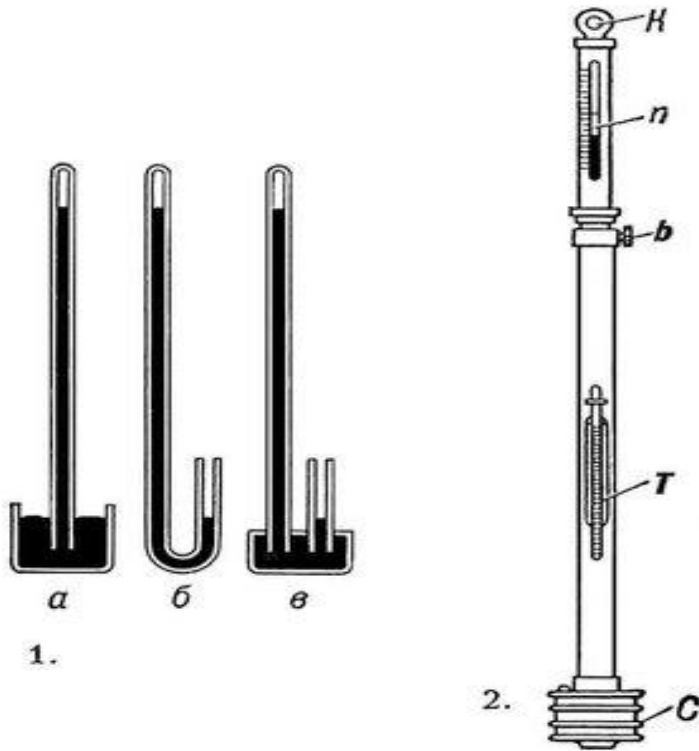


Рис. 8.1 – Ртутний чашковий барометр

Але його необхідно періодично повіряти по стаціонарному контрольному чашковому ртутному барометру.. Дія приладу заснована на властивості анероїдної мембранної коробки деформуватися при зміні атмосферного тиску. Лінійне переміщення мембран перетвориться передавальним механізмом приладу в кутове переміщення стрілки приладу. Температуру приладу для визначення температурної поправки вимірюють по ртутному термометру, встановленому в приладі. Барометр може достатньо точно працювати в діапазоні температур від  $-100^{\circ}\text{C}$  до  $40^{\circ}\text{C}$ . Тому при дуже низьких температурах прилад необхідно перемістити в приміщення з вищою температурою.



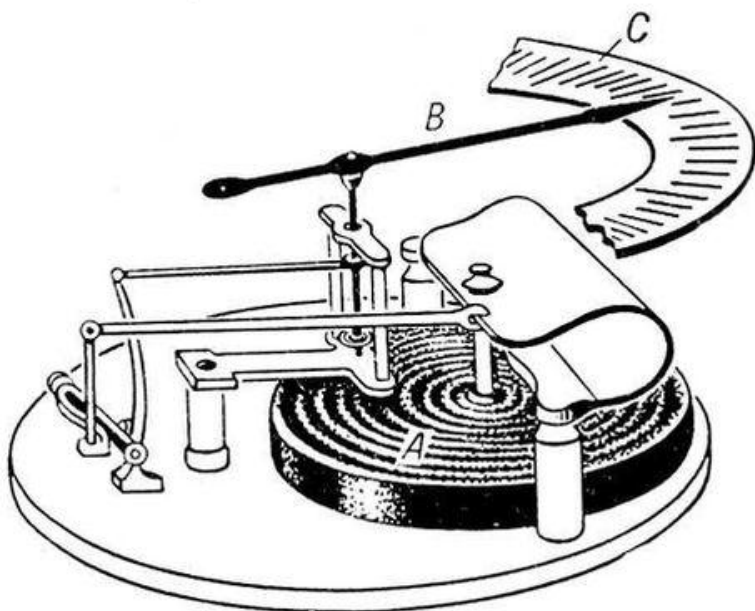
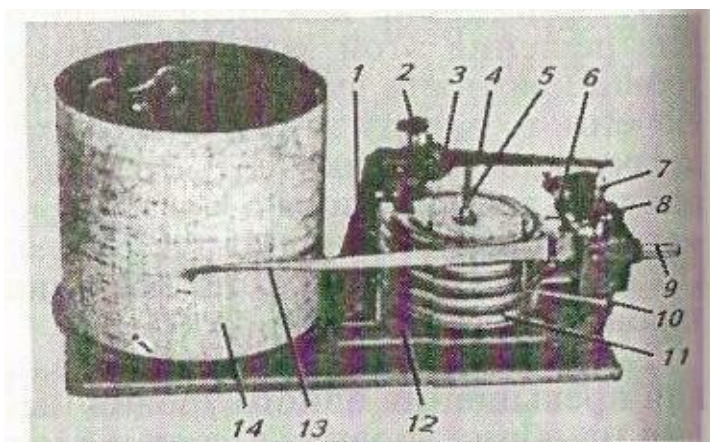


Рис. 8.2 – Будова барометра – анероїда

Для безперервної реєстрації атмосферного тиску застосовують *барографи* (рис. 8.3). Виготовляють їх два типи: добовий з тривалістю одного обороту барабана 26 г і тижневий з тривалістю одного обороту барабана 176г. Атмосферний тиск реєструється на спеціальній діаграмній стрічці. Чутливим елементом до тиску є блок анероїдних коробок, деформація яких передається пишучим пристроєм на діаграмну стрічку, закріплену на барабані.

### *Контрольні питання і завдання*

1. Які одиниці вимірювання тиску атмосфери використовують в метеорології?
2. Чому рівний теплообмін між повітряними масами при адіабатичному процесі?
3. Що таке вертикальний баричний градієнт?
4. Які основні задачі на практиці вирішують за допомогою барометричної формули?
5. Перерахуйте прилади, використовувані для вимірювання тиску.
6. Чому в оправі барометрів завжди присутній термометр?



**Рис. 5.4. Барограф:**

*1, 3* — кронштейны; *2* — регулировочный винт; *4, 6* — рычаги; *5, 7* — тяги; *8* — ось; *9* — кнопка; *10* — арретир; *11* — анероидные коробки; *12* — плата;  
*13* — стрелка; *14* — барабан

(Рис.8.3)

## Лекція 9. ВОДА В АТМОСФЕРІ

### | 9.1. Вологість повітря

Атмосфера постійно містить в собі вологу, яка може знаходитися в різних фазових станах — у вигляді води, льоду і снігу, а також у вигляді водяної пари. Практично вся волога в тому або іншому вигляді зосереджена в тропосфері. Кількість вмісту водяної пари вологи характеризується різними показниками вогкості повітря.

**Характеристики вологості повітря.** Абсолютна вогкість повітря  $a$  — маса водяної пари в одиниці об'єму повітря, звичайно вимірювана в грамах на кубометр (г/м<sup>3</sup>). Проте в сферах синоптичної метеорології і сільського господарства абсолютну вогкість прийнято характеризувати парціальним тиском водяної пари  $e$ , вимірюваної в гектопаскалях (гПа) або мілібарах (мб). Величини  $a$  і  $e$  мають наступну однозначну залежність:

$$a = 217 \frac{e}{T}, \quad (9.1)$$

де  $T$  — температура, К.

Виходячи з основоположних законів фізики — чим вище температура повітря, тим більше воно може, містити водяної пари, конкретній температурі повітря відповідає конкретне гранично можливе значення абсолютної вогкості повітря, що має розмірність парціального тиску і звичайно позначається  $e_0$ .

Розглянемо характеристики вогкості повітря.

**Відносна вогкість  $f$**  — відношення фактичної абсолютної вогкості повітря до гранично можливої абсолютної вогкості повітря, яку при даній температурі виражають як. процентне відношення:

$$f = (e/e_0) 100 \%. \quad (9.2)$$

**Дефіцит вогкості  $d$**  — різниця між гранично можливою абсолютною вогкістю повітря при даній температурі і його фактичною абсолютною вогкістю:

$$d = e_0 - e. \quad (9.3)$$

Температура точки роси  $t_d$  — температура, при якій повітря досягає стану насичення водяною паром при незмінних значеннях абсолютної вогкості і атмосферного тиску.

Окрім вищеперелічених характеристик вогкості повітря іноді використовують і інші.

Питома вогкість повітря  $q$  — відношення маси водяної пари до загальної маси вологого повітря в одиниці його об'єму:

$$q = \rho_w / \rho, \quad (9.4)$$

Питому вогкість повітря можна обчислити приблизно, знаючи парціальний тиск водяної пари  $e$  і атмосферний тиск  $p$ :

$$q = 0.622 \cdot \frac{e}{p} \quad (9.5)$$

Питома вологість повітря не міняється при його адіабатичному розширенні або стисненні.

**Прилади для вимірювання вологості повітря.** Абсолютну вогкість повітря в метеорології безпосередньо не вимірюють, а визначають на основі інших свідчень. Для цього використовують психрометри, гігрометри гігрографи.

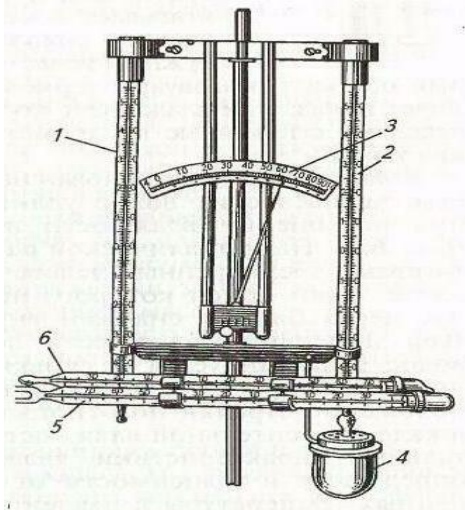
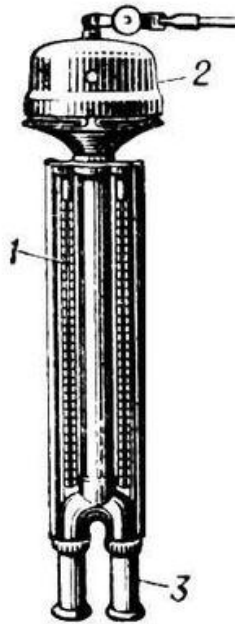


Рис. 9.1 – Станційний психрометр, волосний гігрометр, максимальний і мінімальний термометри: 1 – терміновий (сухий) термометр; 2 – змочений термометр; 3 – шкала гігрометра; 4 – метеорологічна склянка з дистильованою водою; 5 – мінімальний термометр; 6 – максимальний термометр



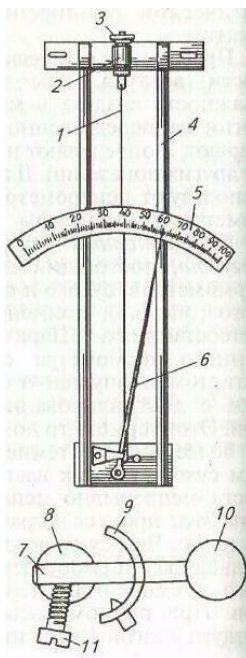
**Рис. 9.2. Переносний (аспіраційний) психрометр:**

1 — сухий термометр; 2— змочений термометр; 3 — вентилятор;  
4 — кожух сухого термометра; 5 — корпус змочуваного термометра

*Стационарний психрометр Августа, що складається з двох термометрів: сухого і змоченого (рис. 9.1), застосовують на метеостанціях. Кулька змоченого термометра обгорнута батистом і опущена в стаканчик з дистильованою водою. Цей термометр показує нижчу температуру, ніж сухий, оскільки волога з батисту безперервно*

випаровується і на цей процес витрачається тепло. Чим сухіше повітря, тим більше різниця показань сухого і змоченого термометрів. При повному насиченні повітря вологою (відносна вологість рівна 100 %) показання обох термометрів однакові. По різниці показань термометрів і за даними вимірювання атмосферного тиску за допомогою спеціальних психрометричних таблиць визначають показники вологості, розглянуті раніше.

*Аспіраційний психрометр Асмана* використовують для вимірювань на нестандартних висотах і в експедиційних умовах (рис. 9.2). Він також складається з двох термометрів (сухого і змоченого), укладених в металеву оправу, що оберігає їх від сонячного проміння і атмосферних опадів. Вентилятор, що знаходиться у верхній частині приладу, працює від заводної пружини втягує в металеві кожухи зовнішнє повітря



**Рис. 9.3. Волосний гігрометр МВ-1:**

1 – волос; 2 – регулювальний гвинт; 3 – контргайка; 4 – рама; 5 – шкала; 6 – стрілка; 7 —стрижень; 8 – ось; 9 – кулачок; 10 – вантаж; 11 – гвинт

яке обтікає резервуари термометрів. Далі показники вогкості також визначають за допомогою психрометричних таблиць.

*Волосний гігрометр* заснований на властивості людського волосся подовжуватися при підвищенні вогкості повітря (рис. 9.3). На металевій рамі натягують знежирений людський волос, один кінець якого перекинутий через блок і забезпечений гиркою. При зміні вогкості повітря волосся деформується і гирка підіймається або опускається, змінюючи положення стрілки по відношенню до шкали відносної вогкості. Решту характеристик вогкості визначають залежно від зміряних температури і тиску повітря. Іноді використовують і плівкові гігрометри.

Для безперервної фіксації зміни відносної вогкості використовують гігрографи, у яких в результаті деформації волосся або плівки змінюється положення пишучого пристрою щодо стрічки, намотаної на циліндровий барабан, рухомий рівномірно під впливом годинникового механізму.

## 9.2. Випаровування

Випаровування звичайно вимірюють в міліметрах (мм) шару води, що випаровується за конкретний час (рік, місяць). Якщо ж як розрахунковий використовують невеликий проміжок часу (г, добу), то прийнято говорити про інтенсивність процесу випаровування, вимірюваного в мм/г або мм/доб.

**Процес випаровування.** Це перехід молекул води з рідкого стану в пароподібний, і в метеорології його характеризують як фізичне випаровування. Процес переходу води з твердого стану (сніг, лід, іній і т.д.) в пароподібний називають сублімацією.

*Фізичне випаровування* відбувається за допомогою процесів молекулярної і турбулентної дифузії.

Суть процесу молекулярної дифузії полягає у відриві від водної або вологої ґрунтової поверхні молекул води, що набрали за рахунок нагріву таку кінетичну енергію, яка дозволяє їм подолати сили тяжіння і зчеплення вологи і перейти в зважений стан в повітрі.

Інтенсивнішою складовою фізичного випаровування є процес турбулентної дифузії, при якому молекули води захоплюються з водної і вологої ґрунтової поверхні і переносяться у вертикальному

напрямі за рахунок вертикальних складових пересування повітряних мас.

Згідно закону Дальтона інтенсивність фізичного випаровування  $I_E$  прямо пропорційна різниці між парціальним тиском насиченої водяної пари при температурі випарювальної поверхні і фактичним парціальним тиском водяної пари в повітрі:  $E_s - e$ .

Інтенсивність випаровування також прямо пропорційна швидкості вітру  $V$ , що пояснюється процесом турбулентної дифузії. Крім того, випаровування тим більше, чим менше атмосферний тиск  $p$ , оскільки молекулам легше відірватися від випарювальної поверхні при малому атмосферному тиску. Враховуючи вищеперелічені чинники, одержуємо наступну формулу:

$$I_E = k \frac{E_s - e}{p} f(v), \quad (9.6)$$

де  $k$  – коефіцієнт пропорційності.

Процес випаровування супроводжується втратою теплоти. Для переходу 1 г води при 0 °С в пару потрібен 2507 кДж теплоти. Цей процес називають прихованою теплотою випаровування. Знаючи кількість теплоти, що витрачається на випаровування, можна знайти кількість рідини, що випарувалася.

Процес фізичного випаровування відбувається як з поверхні водних об'єктів, так і з поверхні вологого ґрунту, тому його розділяють на випаровування з водної поверхні і випаровування з ґрунту. Звичайно на ґрунтовій поверхні існує яка-небудь рослинність, яка переводить частину вологи з верхнього шару ґрунту в атмосферу за допомогою транспірування. Крім того, частина вологи, що знаходиться на стовбурах, стеблах і листі рослин, безпосередньо випаровується в атмосферу.

Проте під терміном «сумарне випаровування» або «випаровування з поверхні суші» розуміють сумарне випаровування з ґрунту і рослинності, а також транспірування вологи рослинами. У міжнародній практиці для характеристики сумарного випаровування використовують термін «евапотранспірація».

Щоб правильно скласти водний баланс для конкретної території, на якій є які-небудь водні об'єкти, необхідно крім сумарного



випаровування врахувати ще і випаровування з водної поверхні цих об'єктів.

Випаровування, не обмежене запасами вологи, прийняте називати випаровуваною.

По своїй суті випаровування з водної поверхні водоймищ можна вважати випаровуваною. Випаровування з водної поверхні випарника, розташованого на суші, теж можна приймати за випаровувану. Ця величина в більшості випадків істотно відрізняється від випаровування з суші. Тільки для заболочених територій значення випаровуваної і фактичного випаровування мало відрізняються один від одного.

**Випаровування з водної поверхні.** За випаровуванням з водної поверхні звичайно спостерігають на водно-балансових станціях за допомогою випарників і випарних басейнів. Мережевим приладом для вимірювання випаровування з водної поверхні є випарник ГПІ – 3000.

Еталонний випарник - це випарний басейн з площею дзеркала 20 м<sup>2</sup> і завглибшки 2 м. Звичайно свідчення випарного басейну площею 20 м<sup>2</sup> відповідають випаровуванню з малих водоймищ площею до 5 км<sup>2</sup>. Існує карта ізоліній середніх багаторічних перехідних коефіцієнтів від наземних випарників ГПІ – 3000 до басейну площею 20 м<sup>2</sup>. На підставі цієї карти і багаторічних спостережень за випаровуванням по випарнику ГПІ – 3000 була побудована карта середніх багаторічних значень випаровування з водної поверхні басейну площею 20 м<sup>2</sup> і схема районування території колишнього СРСР по типу внутрішньорічного ходу випаровування (рис.9.4).

Встановивши по карті, до якої зони відноситься дане водоймище, розподіляють знайдене значення норми випаровування по місяцях відповідно до даних таблиці 9.1

Всі водоймища стосовно розрахунку випаровування ділять на три групи: малі (площею до 5 км<sup>2</sup>), середні (5...40 км<sup>2</sup>) і великі — озера і водосховища площею більше 40 км<sup>2</sup>.

Середнє багаторічне випаровування з водної поверхні малих водоймищ

$$E_{0,в} = E_{20}k_hk_3k_{\omega},$$

(9.7)

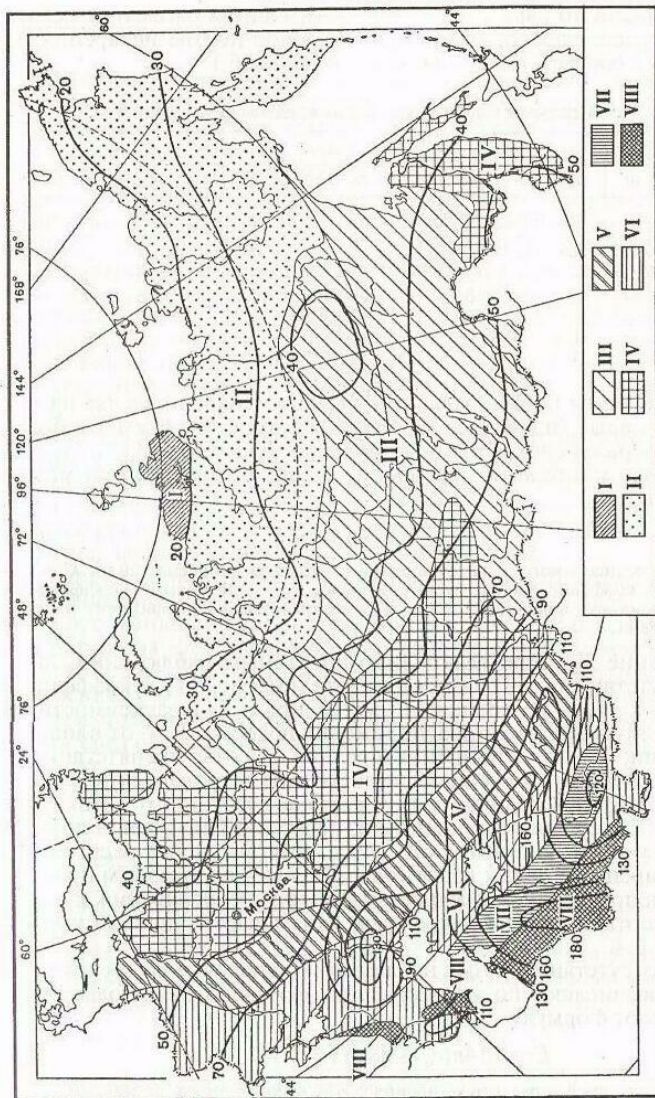


Рис. 6.4. Карта средних многолетних значений испарения с водной поверхности бассейна площадью 20 м<sup>2</sup> и схема районирования территории бывшего СССР по типу внутригодового хода испарения

Рис. 9.4

Таблиця 9.1 Випаровування з поверхні малих водойм по місяцях, %

Зона (див. рис.6 .4)	Місяць											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
I	-	-	-	-	-	(2	(4	(3	(5)	-	-	-
II	-	-	-	-	7	0)	5)	0)	9	-	-	-
III	-	-	-	-	16	28	33	23	11	4	-	-
IV	-	-	-	3	16	25	21	20	12	6	1	-
V	-	-	-	6	14	22	21	19	12	6	2	-
VI	-	-	3	6	13	20	21	19	13	7	2	-
VII	-	1	4	7	13	17	20	19	12	7	3	1
VIII	2	3	4	7	12	16	19	17	12	7	4	2

де  $E_{20}$  — середнє багаторічне випаровування з басейну площею  $20 \text{ м}^2$ ;  $k_h$  — поправочний коефіцієнт на глибину водоймища;  $k_o$  — поправочний коефіцієнт на захищеність водоймища від вітру;  $k_w$  — поправочний коефіцієнт на площу водоймища.

Значення  $E_{20}$  визначають або за даними спостережень, або за відсутності таких даних по карті (див. рис. 9.4), а коефіцієнти  $k_h$ ,  $k_3$ ,  $k_w$  — по спеціальних таблицях:  $k_h$  залежно від середньої глибини і місцерозташування водоймища;  $k_w$  — від площі акваторії;  $k_3$  — від відношення середньої висоти перешкод по контуру водоймища  $h$  до середньої довжини розгону вітрового потоку  $L$ , тобто  $k_3 = f(h/L)$ . Середню довжину розгону повітряного потоку обчислюють як середню зважену з відстаней по водній поверхні з урахуванням повторюваності вітру. Внутрішньорічний розподіл випаровування з малих водоймищ обчислюють по типових процентних розподілах середнього багаторічного випаровування  $E_{20}$ , які відповідають конкретним зонам карти, показаної на рисунку 9.4.

За відсутності даних спостережень випаровування з середніх водоймищ обчислюють по емпіричних формулах. Найчастіше використовують формулу

$$E = 0,14n(e_0 - e_{200})(1 + 0,72u_{200}), \quad (9.8)$$

де  $n$  — число днів в розрахунковому періоді;  $e_0$  — середнє значення максимальної пружності водяної пари, обчислене по температурі поверхні води, мб;  $e_{200}$  — середня пружність водяної пари над водоймищем на висоті 2 м;  $u_{200}$  — середня швидкість вітру над водоймищем на висоті 2 м.

**Випаровування з поверхні снігу і льоду (сублімація).** Процес сублімації досліджений набагато менше, ніж випаровування з водної поверхні. Сублімація має місце, коли пружність пари в повітрі над снігом і льодом  $e$  менше, ніж пружність пари  $e_n$  насичуючої простір при температурі випарювальної поверхні.

При постійній відносній вологості повітря з підвищенням його температури абсолютна вологість збільшується, а різниця пружності водяної пари ( $e - e_n$ ) і випаровування зменшуються. При деякому значенні температури повітря різниця ( $e - e_n$ ) рівна нулю, тобто випаровування припиняється. Подальше підвищення температури повітря призводить до того, що абсолютна вологість повітря перевищує пружність пари, що насичує простір при температурі випарюючої поверхні. В цьому випадку відбувається конденсація пари (сублімація).

Випаровування з поверхні снігу і льоду можна зміряти за допомогою циліндрових судин різного діаметру і висоти. Ці прилади наповнюють снігом і ставлять в сніг на рівні поверхні. По зміні маси приладу визначають кількість снігу, що випарувався, або пари, що сконденсувалася, з навколишнього повітря. Точність таких вимірювань невисока.

Випаровування з поверхні снігу при одній і тій же температурі звичайно менше, ніж випаровування з поверхні льоду. Пояснюється це меншою теплопровідністю снігу, унаслідок чого температура на його поверхні виявляється нижче, ніж на поверхні льоду. Відповідно інтенсивність випаровування з снігу залежить від його густини — на

ділянках з ущільненим сніжним покривом випаровування інтенсивніше, ніж на ділянках з рихлим снігом, який щойно випав. Випаровування з поверхні снігу, мм/доб,

$$E_{\text{сн}} = 0,18 + 0,1u_{1000}(e - e_n),$$

(9.9)

де  $u_{1000}$ —швидкість вітру на висоті флюгера, м/с.

Якщо у формулу (6.9) підставити середні значення  $u_{1000}$ ,  $e$ ,  $e_n$  не за одну добу, а за  $n$  діб і одержаний результат помножити на число діб, то одержимо випаровування за  $n$  діб. При визначенні випаровування з поверхні снігу за місяць і триваліші періоди звичайно використовують спрощену формулу:

$$E_{\text{сн}} = 0,37nd_{200},$$

(9.10)

де  $n$ —число діб в розрахунковому періоді;  $d_{200}$ —дефіцит вогкості повітря на висоті 2 м, мб.

Витрата вологи за рахунок випаровування (сублімації) з сніжного покриву або льоду невелика в порівнянні з випаровуванням за літній період навіть для північних територій. Для європейської території Росії шар вологи, що витрачається за рахунок процесу сублімації, складає приблизно 20...30 мм, тобто, як правило, не перевищує 5% річного випаровування.

**Випаровування з поверхні (9.8) ґрунту.** Крім основних чинників (температури повітря, швидкості вітру і дефіциту вогкості, обчисленого по температурі випарювальної поверхні), розглянутих раніше, на інтенсивність випаровування з поверхні ґрунту впливають і деякі специфічні чинники. Розглянемо їх докладніше.

В період дощу і після нього, коли верхній шар ґрунту рясно зволожений, випаровування з ґрунту мало відрізняється від випаровування з водної поверхні. Відмінність полягає лише у тому, що ґрунт перед дощем буває сильно прогрітий і тому змочуюча його вода випаровується швидше.

Коли дощів немає, витрачається вода, що знаходиться нижче за поверхню землі (у капілярах ґрунту і в ґрунтових водах). Таким чином, інтенсивність випаровування залежить і від дефіциту вогкості і від вогкості ґрунту.

У міру збільшення посушливого шару ґрунту випаровування зменшується. Випаровування щільних ґрунтів, що володіють більшою капілярністю, сильніше, ніж рихлих. Певний вплив надає колір ґрунту, а також рельєф місцевості, зокрема ухил і експозиція.

Вимірюють випаровування з ґрунту за допомогою ґрунтових випарників.

**Випаровування з рослинного покриву.** Під терміном «випаровування з рослинного покриву» звичайно розуміють сукупність транспірування і випаровування опадів, затриманих кронами дерев і листям рослин.

Транспірування рослин залежить не тільки від кліматичних умов, але і від їх вигляду і може змінюватися у великих межах. Транспірування визначають за допомогою ґрунтових випарників, а для вимірювання транспірування крупних рослин, коренева система яких перевищує об'єм ґрунтового моноліту в звичних випарниках, створюють спеціальні установки, що працюють за принципом вагового методу.

Встановлено, що опади з крон дерев і листя рослин випаровуються набагато повільніше, ніж стікають по рослинах. Тому цей вид витрати вологи зміряти достатньо точно дуже складно і в балансових водогосподарських розрахунках його практично не враховують.

**Сумарне випаровування.** Як вже наголошувалося раніше, під термінами «сумарне випаровування» або «випаровування з суші» розуміють сукупність випаровування з ґрунту і випаровування з рослинного покриву. За рубежем звичайно використовується термін «евапотранспірація». При складанні різного виду водогосподарських балансів необхідно знати середнє багаторічне сумарне випаровування.

**Методи визначення сумарного випаровування.** Звичайно його визначають методом водного балансу, за допомогою рівняння зв'язку теплового і водного балансу, методом турбулентної дифузії, гідролого-кліматичним методом і біокліматичним методом.

**Метод водного балансу.** З рівняння водного балансу, складеного для багаторічного періоду за наявності надійних даних про опади  $X$  і стоці  $Y$ , сумарне випаровування визначають як різницю цих величин:

$$E = X - Y$$

(9.11)

По цьому рівнянню в Державному гідрологічному інституті була побудована карта ізоліній сумарного випаровування (рис. 9.5), по якій достатньо точно можна знайти шукане значення для водозборів з площею більше 6000 км<sup>2</sup>.

Рівняння зв'язку теплового і водного балансу. Проаналізувавши експериментальні дані щодо складових водного і радіаційного балансів, М. І. Будико рекомендував визначати сумарне випаровування по рівнянню

$$E = \sqrt{[BX / (1 - e^{-B/(IX)})] h(I X / B)}, \quad (9.12)$$

де  $B$  — середнє багаторічне значення радіаційного балансу;  $l$  — прихована теплота випаровування.

На підставі цього рівняння і даних метеостанцій про атмосферні опади і радіаційний баланс була побудована номограма (рис. 9.6), по якій достатньо просто можна визначити шукане значення сумарного випаровування.

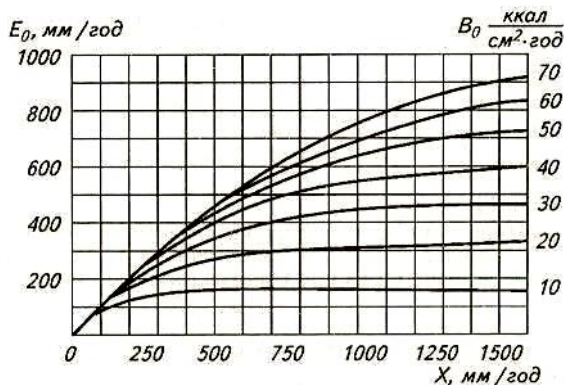


Рис. 9.6. Номограма для обчислення середнього річного шару випаровування  $E_0$ , мм/рік) по рівнянню зв'язку

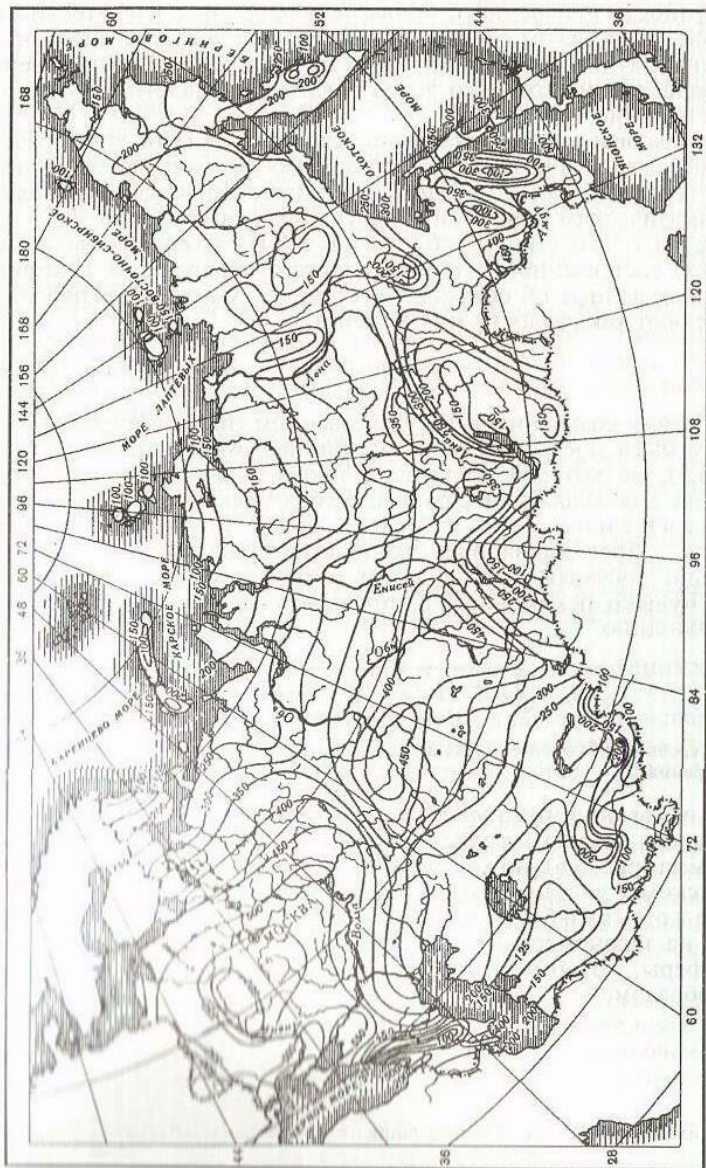


Рис. 6.5. Средний годовой слой суммарного испарения с суши, мм

Рис. 9.5



Г і д р о л о г о - к л і м а т и ч н и й метод. Цей метод, розроблений В. С. Мезенцевим

і розвинений І. В. Карнацевичем, знайшов широке застосування в меліоративних розра хунках. Рівняння для розрахунку сумарного випаровування має наступний вигляд:

$$E = E_{\max} \left[ 1 + \left( \frac{kx}{E_{\max}} \right)^{-n} \right]^{-1/n}, \quad (9.14)$$

де  $E_{\max}$  — максимально можливе випаровування (водний еквівалент теплоресурсів випаровування);  $kx$  — загальне зволоження, мм опадів;  $n$  — параметр, що враховує гідравлічні умови стоку в різних ландшафтних і кліматичних умовах.

При цьому максимально можливе випаровування пропонують розраховувати за формулою

$$E_{\max} = 5,88 \Sigma t^{\circ} + 260, \quad (9.15)$$

де  $\Sigma t_0$ — сума середньомісячних позитивних температур повітря за рік,  $^{\circ}\text{C}$ .

**Б і о к л і м а т и ч н и й м е т о д.** Сумарне випаровування із зрошуваних земель розраховують також і біокліматичним методом А. М. і З. М. Алпатьєвих. Цей метод враховує біологічні особливості сільськогосподарських культур, і використовують його при мінімальному зволоженні шару (9.8) ґрунту, де розташоване коріння, тобто при запасах вологи не менше 65 % якнайменшої польової вологоємності. Розрахунки проводять по формулі

$$E = a \Sigma d_{200}, \quad (9.16)$$

де  $\Sigma d_{200}$  — сума добових дефіцитів вогкості повітря за даний період на висоті 2м, мб;  $a$ —біологічний коефіцієнт випаровування, який залежить від виду рослин.

Випаровування з водної поверхні вимірюють за допомогою випарних басейнів і випарників. У Росії стандартним сітвовим

приладом є випарник ГГІ-3000 (ГГІ — Державний гідрологічний інститут). Він представляє собою металеву посудину (рис. 9.7) з площею випарювальної поверхні 3000 см<sup>2</sup>. У центрі випарника встановлена вертикальна трубка, до закінчення якої прикріплена колінчаста голка. Вістря голки знаходиться на 7,5 см нижче за борт випарника. Випарник наповнюють водою до рівня, співпадаючого із закінченням голки.

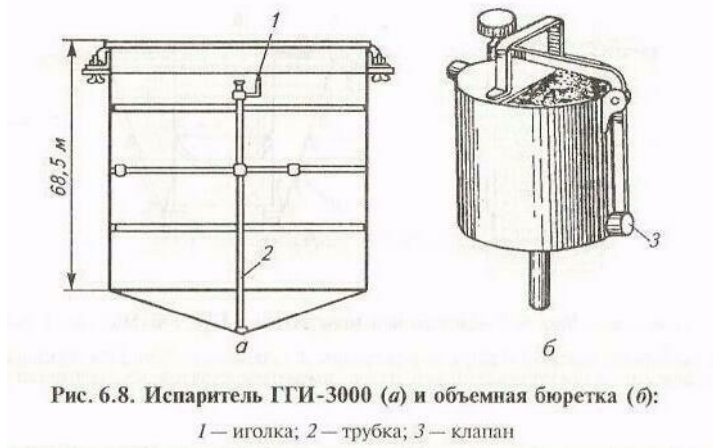


Рис. 9.7

Рівень води у випарнику визначають за допомогою спеціальної об'ємної бюретки, встановлюваної на вертикальну трубку в терміни вимірювань. Кількість випавших опадів враховують наземним дощоміром, який розташовують поряд з випарником. Шар води, що випарується, між термінами спостережень, мм,

$$E = x + (h_2 - h_1)k, \quad (9.17)$$

де  $x$  — шар випавших опадів, мм;  $h_1$  і  $h_2$  — рівні води в терміни спостережень, мм;  $k$  — поправочний коефіцієнт для вимірювальної трубки.

Випарники ГГІ-3000 можна встановлювати на березі водоймища і на спеціально обладнаних плотах. Еталонним випарником прийнято вважати випарний басейн з площею дзеркала 20 м<sup>2</sup> і завглибшки 2м.

Показання випарного басейну площею 20 м<sup>2</sup> відповідають випаровуванню з малих водосховищ і ставків площею до 5 км<sup>2</sup>. Випаровування з водоймищ великих розмірів збільшують в середньому на 15...20 %.

У практиці вимірювання випаровування з водної поверхні використовували і використовують і інші випарники. Наприклад, судновий випарник Лютгенса, по якому випаровування визначають залежно від зміни концентрації солі у воді. А судновий випарник Шулейкіна є відкритим калориметром, наповненим морською водою, теплообміном якої з навколишнім повітрям, здійснюється тільки через поверхню випаровування, при цьому інтенсивність випаровування визначають по пониженню температури води в калориметрі.

Випаровування з ґрунту вимірюють за допомогою ґрунтових випарників. Суть методу полягає у тому, що випаровування з ґрунту між термінами спостережень визначають по зміні маси ґрунтового моноліту, поміщеного у випарник, з урахуванням випавших опадів за той же період і кількості води, що просочилася через нього. Зміну маси встановлюють зважуванням, а опади вимірюють за допомогою ґрунтового дощоміра.

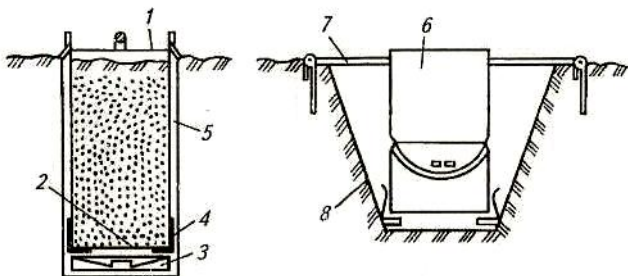


Рис. 6.9. Почвенный испаритель ГГІ-500-50:

1 — внутренний цилиндр; 2 — дно с отверстиями; 3 — сосуд для сброса просочившейся воды  
4 — защелка дна; 5 — наружный цилиндр; 6 — дождемерное ведро; 7 — кольцевая сетка; 8 — конусный бак

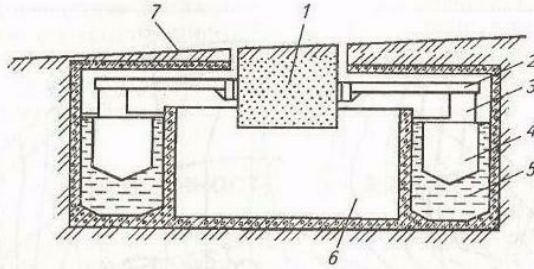
Рис. 9.8

Воду, що просочилася через моноліт і зібралася у водозбірній судині випарника, вимірюють стаканом дощоміра. При спостереженнях користуються ґрунтового випарниками ГПІ-500-50 (площа 500 см<sup>2</sup>, висота 50 см) і ГПІ-500-100 (площа 500 см<sup>2</sup>, висота 100 см).

Недолік вагового методу вимірювання випаровування — ізоляція ґрунтового моноліту від навколишнього ґрунту.

Точніше випаровування можна вимірювати за допомогою спеціальних нестандартних гідравлічних випарників, заснованих на принципі гідростатичного зважування моноліту. Наприклад на території Валдайської науково-дослідної лабораторії ГПІ використовували гідравлічний випарник великої моделі (рис. 9.9), в центрі якого був поміщений ґрунтовий моноліт площею 5 м<sup>2</sup> і завглибшки 2 м. Моноліт укладений в сталевий кожух, сполучений з 12 консолями, що радіально розходяться, які спираються на виступи (шийки) поплавця. Останній занурений у воду кільцевого басейну. Вага моноліту і кожуха з консолями врівноважується підйомною силою поплавця. Сумарна площа дванадцяти шийок поплавця підбрана рівній площі випарювальної поверхні приладу. Тому зміна ваги ґрунтового моноліту (виражена в товщині шару води) унаслідок випаровування, конденсації або випадання опадів на його поверхню відповідає вертикальному переміщенню плаваючої системи випарника щодо рівня води в басейні. Ці переміщення реєструються трьома: самописцями рівня, розташованими під кутом 120°. Середня крива за даними трьох самописців характеризує зміну положення центру тяжкості ґрунтового моноліту.

**Розподіл випаровування по поверхні землі.** Звичайно при аналізі кліматичних умов регіону оцінюють як реальне випаровування, так і випаровувану. Значення випаровуваної для території суші істотно розрізняються (від менше 100 мм в рік в арктичних і антарктичних широтах до 3000 мм в рік в районах пустель). Випаровувана, як правило, збільшується з видаленням від морів і океанів і наближенням до областей з постійним високим тиском і відповідно безхмарним небозводом. Зокрема, на європейській території Росії випаровувана зростає по напрямку з північного заходу на південний схід - в Санкт-Петербурзі 320мм, в Москві 417мм, в районах Нижньої Волги більш 800мм.



**Рис. 6.10.** Схема устройства гидравлического испарителя большой модели:

*1* — почвенный монолит; *2* — опорная консоль; *3* — щетка поплавка; *4* — кольцевой полый поплавок; *5* — кольцевой бассейн, наполненный водой; *6* — пространство для работы наблюдателя; *7* — насыпной грунт на крышке прибора

**Рис. 9.9**

Якщо продовжувати рухатися приблизно в тому ж напрямі, то в пустинних територіях Середньої Азії можна зустріти регіони з випаровуваною близько 2000 мм.

Розподіл фактичного випаровування по земній кулі показаний на карті (рис. 9.10), з якої видно, що області з максимальним випаровуванням знаходяться в межах тропічних широт Світового океану, зокрема у південно-східного побережжя Північної півкулі.

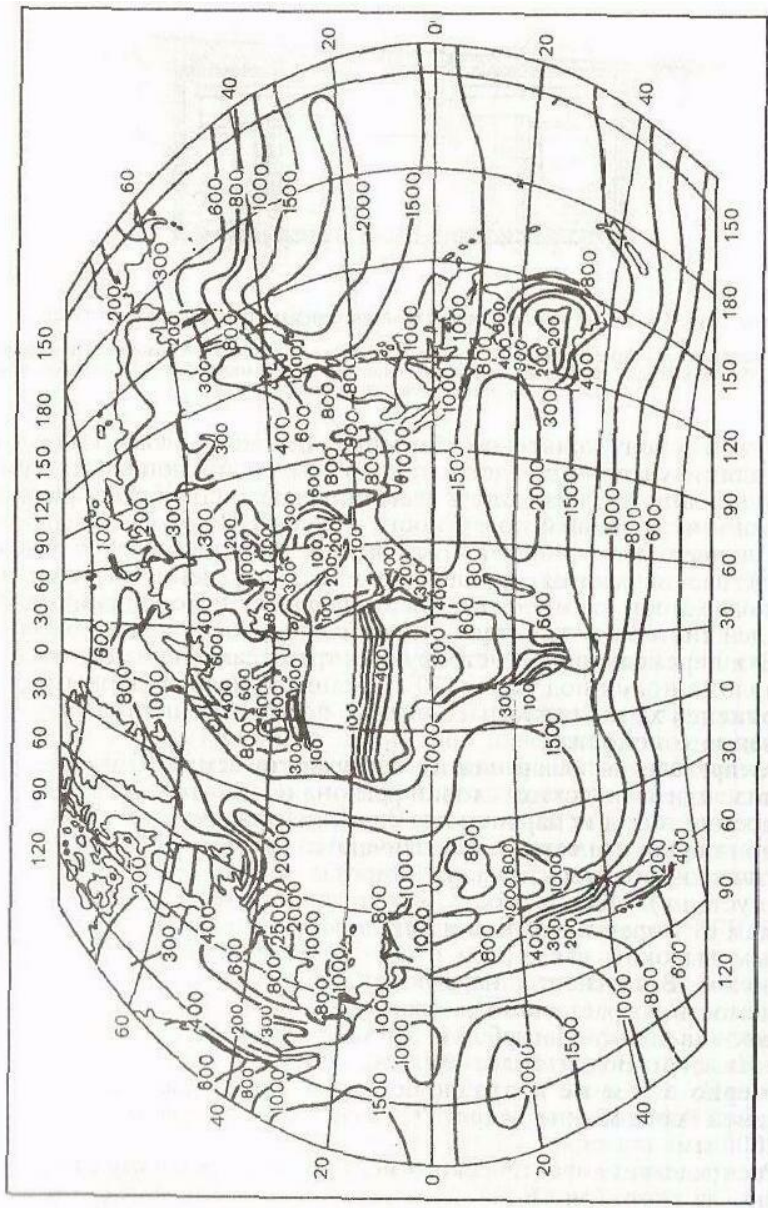


Рис. 9.10

Рис. 6.11. Средние годовые значения, мм/год, испарения с подстилающей поверхности

## Лекція 10.

### ХМАРНІСТЬ І ОПАДИ

#### 10.1 Утворення хмарності.

Хмарність в атмосфері утворюється і розвивається тільки в межах тропосфери і є однією із стадій круговороту води в природі. Вплив її на тепловий і водний баланси Землі важко переоцінити.

В межах тропосфери воно пов'язане з конденсацією водяної пари.

**К о н д е н с а ц і я в а т м о с ф е р і.** Процес переходу молекул водяної пари в рідкий стан прийнято називати *конденсацією*.

При низьких температурах (нижче  $-30^{\circ}\text{C}$ ) водяна пара практично відразу переходить в твердий стан (стан крижаних кристалів). Такий процес називають *сублімацією*.

Обидва процеси можуть викликати ряд метеорологічних явищ: хмарність, опади, туман, серпанок, млу. При вивченні цих явищ необхідно розглянути процес конденсації і умови, при яких він відбувається.

Конденсація починається при досягненні повітрям стану насичення — відносної вологості 100 %, а дефіциту вологості — нуля. Найчастіше це відбувається при пониженні температури, але іноді і за рахунок підвищення абсолютної вологості при адвективному перенесенні вологих повітряних мас на холоднішу територію.

При конденсації і сублімації в повітрі утворюються відповідно водяні краплі і крижані кристали. Проте, для їх утворення і стійкості в атмосфері необхідні так звані «ядра конденсації», які служать зв'язуючим елементом для молекул води, створюючи певні умови для виникнення сили зчеплення водяних крапель і кристалів.

Ядрами конденсації можуть бути частинки солей (з поверхні Світового океану), найдрібніші, порошинки з поверхні суші, найдрібніші частинки, що залишилися від продуктів згорання, і т.п. Так чи інакше атмосфера завжди володіє достатньою кількістю ядер конденсації для утворення крапель і кристалів.

**Х м а р н і с т ь.** Сукупність крапель і кристалів, які врівноважуються силами тертя повітряних мас і вертикальними складовими вектора їх переміщення, утворюють хмари в атмосфері.

При цьому, якщо дефіцит вогкості стає більше нуля (відповідно відносна вогкість зменшується), то хмари випаровуються і зникають. Коли краплі і кристали опиняються біля земної поверхні в зваженому стані, утворюється туман, тобто волога в хмарах може знаходитися в різних фазових станах. Тому в метеорології хмари прийнято характеризувати по мікроструктурі. Виділяють наступні три класи.

*Краплинні, або водяні, хмари*—їх складовими є виключно краплі, тобто волога знаходиться в рідкому стані. Така ситуація складається, як правило, при температурах не нижче  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а в деяких випадках і при нижчій температурі. При негативних температурах краплі в хмарах знаходяться в стані, що переохолоджує.

*Крижані хмари* складаються виключно з крижаних кристалів, температура навколишнього середовища нижче  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

*Змішані хмари* складаються з суміші крапель і крижаних кристалів, при цьому краплі в хмарах знаходяться в стані, що переохолоджує. Температура в таких хмарах коливається від  $-10$  до  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

## **10.2 Міжнародна класифікація хмар.**

Форма хмар достатньо різноманітна і багато в чому залежить від фізичних процесів, що відбуваються в тропосфері.

Міжнародна класифікація включає 10 родів (форм) хмарності. В межах основних родів можна виділяти види, різновиди і різні додаткові особливості хмар. Проте найчастіше хмарність характеризують основними 10 її формами:

- перисті — Cirrus (Ci);
- перисто-купчасті — Cirrocumulus (Cc);
- перисто-шаруваті — Cirrostratus (Cs);
- висококупчасті — Altocumulus (Ac);
- високошаруваті — Altostratus (As);
- шарувато-дошові — Nimbostratus (Ns);
- шарувато-купчасті — Stratocumulus (Sc);
- шаруваті — Stratus (St);
- купчасті — Cumulus (Cu);
- купчасто-дошові — Cumulonimbus (Cb).

На метеостанціях метеоспостерігач при утрудненні у визначенні форми хмарності звертається до спеціальних атласів з відповідними фотографіями хмар.



Зичайно кожен рід хмар спостерігається в певному інтервалі висот (ярусі) тропосфери. У її межах прийнято виділяти три яруси:

нижній ярус завжди характеризується висотою до 2 км;

верхній ярус з урахуванням того, що висота верхньої межі самої тропосфери змінна як в просторі, так і в часі, але залежить в першу чергу від широти місцевості, характеризується наступними значеннями висот: на екваторі і в тропічних широтах — 6.. 18 км, в помірних широтах—6...13, в полярних широтах — 3...8 км;

середній ярус характеризується в наступних межах: на екваторі і в тропічних широтах — 2...8 км, в помірних широтах — 2...7, в полярних широтах — 2...4 км.

Перисті, перисто-купчасті і перисто-шаруваті хмари відносяться до верхнього ярусу; висококупчасті і високошаруваті — до середнього ярусу, але нерідко вони проникають і у верхній ярус; шарувато-купчасті, шаруваті і шарувато-дошові — до нижнього ярусу тропосфери. Хоча шарувато-дошові можуть бути присутніми і в інших ярусах.

Купчасті і купчасто-дошові хмари — хмари вертикального розвитку. Як правило, купчасті хмари зароджуються в нижньому ярусі, поступово збільшуються в своєму розмірі і за певних умов перероджуються в купчасто-дошові хмари. Тому їх нижня кромка майже завжди знаходиться в нижньому ярусі, а верхня — в середньому або верхньому ярусах. Наймогутніші купчасто-дошові хмари можуть розвинутися в екваторіальних широтах від 200...300 м (нижня кромка) аж до верхньої межі тропосфери, тобто до 18 км.

### **10.3 Види і класифікація опадів**

Опади вимірюються в міліметрах шару (мм). Шар опадів  $H$ , мм, що випали за конкретний період, — це фіктивний шар води, який утворився б на поверхні землі, якби були відсутні процеси випаровування, поверхневого стоку і фільтрації в ґрунт. Річні опади можуть істотно розрізнятися залежно від водності року і місцевості, наприклад, в пустелях в окремі роки вони можуть складати всього декілька сантиметрів, а в районах, схильних до впливу мусонів, більше 10 м. Інтенсивність опадів  $i$ , мм/хв, прийнято характеризувати шаром опадів, що випали за короткий період часу, наприклад за 1 хв.

Звичайно атмосферні опади підрозділяють на опади, що складаються з частинок, що утворюються в хмарах і випадних на підстилаючу поверхню (дощ, сніг, крупа, град), і опади, що утворюються безпосередньо на підстилаючій поверхні і на наземних предметах (роса, іній, паморозь, ожеледь і ін.).

Атмосферні опади можуть бути рідкими, твердими і змішаними. Майже 99% опадів випадають у вигляді дощу, снігу і граду і лише трохи більше 1 % у іншому вигляді. Частинки випадних опадів можна класифікувати таким чином: краплі, окремі кристали льоду (сніжинки), агрегати кристала льоду (сніжні пластівці або крупинки, крижані крупинки, крижані краплі, градини).

**Дощові опади.** По характеру випадання розрізняють зливові, обложні і що мжичать опади. Дощові опади відносять до зливових, якщо їх інтенсивність за період не менше ніж 10 хв була не нижчою за 0,18 мм/хв.

Встановлено, що на будь-якій території земної кулі інтенсивність зливи зменшується із збільшенням його тривалості. Для умов Росії інтенсивність зливи з урахуванням збільшення

його тривалості можна обчислити по формулі Р. А. Алексєєва:

$$i = (A + B \lg N) / (1 + t)^{2/3}, \quad (10.1)$$

де  $A$  і  $B$  — геоморфологічні параметри;  $N$ —число років перевищення злив даної інтенсивності;  $t$  — тривалість дощу.

При  $t > 0$  формула набуває вигляду:

$$i = A + B \lg N, \quad (10.2)$$

що відповідає найбільшій інтенсивності зливи.

Закономірність зменшення інтенсивності опадів із збільшенням їх тривалості прийнято

називати редукцією за часом. Висота шару дощових опадів і їх інтенсивність зменшуються і із

збільшенням площі території (площа зрошування), на яку розповсюджується дощ. Р. А.

Алексєєв цю залежність виразив наступною формулою:

$$h_F / h_{\max} = \left(1 - \sqrt{(F / F_0)}\right)^3 \quad (10.3)$$

де  $h_F$  — конкретний шар опадів на площі зрошування  $F$ ,  $h_{\max}$  — максимальний шар опадів в центрі зливи;  $F_0$  — площа зрошування при  $h_F = 0$ .

**Снігові опади.** Сніжний покрив утворюється в результаті випадання сніжинок, що є кристалами льоду. Сніг має складну структуру і в загальному випадку є трифазним середовищем, що складається з кристалів льоду, повітря з водяною парою і води. Відповідно абсолютно сухий сніг є двофазним середовищем. Стан снігу можна характеризувати густиною  $\rho_{\text{сн}}$ , г/см<sup>3</sup>. Відношення густини снігу до густини води  $\eta$  при температурі 4<sup>0</sup>С і нормальному атмосферному тиску називають *відносною густиною*  $\rho_{\text{сн}}^{\text{в}} = \rho_{\text{сн}} / \eta$ . Густину снігу можна характеризувати і відношенням висоти шару води  $h_{\text{в}}$ , що утворилася від танення шару снігу  $h_{\text{сн}}$ :  $\rho_{\text{сн}} \eta = h_{\text{в}} / h_{\text{сн}}$

Відносна густина снігу змінюється в широких межах і залежить від багатьох кліматичних і ландшафтних факторів. (60)

Густина снігу по Л. Віннікову, Проскурякову приведена далі.

Фірнізований сніг — це сніг, який перекристалізувався в крупні зерна під впливом сублімації, танення і повторного замерзання. Фірном називають сніг, який пролежав літній сезон і залишився на наступну зиму.

Вид снега	Плотность $\rho_{\text{сн}}$ , г/см <sup>3</sup>
Свежевыпавший:	
сухой	0,01...0,02
влажный	0,1...0,3
Уплотненный (лежалый)	0,2...0,6
Фирнизированный	0,3...0,7

Інтенсивність сніготанення оцінюють шаром талої води, що доводиться на 1<sup>0</sup>С середньодобової позитивної температури повітря, і називають коефіцієнтом танення

$$\mu = h / \Sigma t^{\text{п}}, \quad (10.4)$$

де  $h$  — шар талої води за період танення снігу;  $\Sigma t_0$  — сума позитивних середньодобових температур повітря за той же період.

Густина снігу до закінчення зими і інтенсивність сніготанення впливають на проходження весняної повені на річках Росії.

**Ш т у ч н і о п а д и.** Штучний виклик опадів може мати величезне значення для народного господарства. Так, наперед викликавши опади з могутньої купчасто-дощової хмарності, можна запобігти прогнозованій повені, або зберегти виноградники від градових опадів, або окропити насадження, що вимагають вологи.

Відомо декілька методик стимулювання штучних опадів. Достатньо поширеним способом можна вважати введення в хмари пари йодного срібла, які викликають швидке зростання крижаних кристалів і подальше випадання дощу. Йодне срібло можна вводити в хмари з літака або з поверхні землі спеціальними снарядами. Проте цей спосіб дорогий. Тому більш поширене розсіяння в хмарах твердого діоксиду вуглецю з низькою температурою, що приводить до замерзання багатьох крапель і далі до випадання опадів.

Штучне стимулювання дощу не набуло широкого поширення не тільки через велику вартість необхідних процедур, але і через недостатнє вивчення змін водного і енергетичного балансів як територій, так і самої атмосфери.

Останнім часом великою проблемою стали ненавмисні зміни кількості випавших опадів на конкретних територіях в результаті господарської діяльності. Так, в промислових регіонах дими і інші продукти, що виділяються при спалюванні палива, збільшують число ядер конденсації в повітрі і стають причиною збільшення кількості випавших опадів. Цілком можливо, що у зв'язку із зміною теплового і водного балансів атмосфери і територій зв'язана зворотна ситуація, яка виникає на посушливих територіях, зокрема на їх межах, де відмічено зменшення кількості опадів і відбувається так зване «опустелювання», тобто наступ пустель на сусідні регіони.

#### **10.4 Прилади для вимірювання опадів.**

Основний стандартний прилад для вимірювання рідких опадів — *осадомір Третьякова* (рис. 6.12), який складається з відра з площею приймальної поверхні  $200 \text{ см}^2$ , встановленого на висоті 2 м від

поверхні землі. Від видування опадів прилад захищений металевими пелюстками. Оподи, що збираються у відрі, виливають в спеціальний мірний стакан і фіксують з точністю до 0,1 мм. Для безперервного запису кількості рідких опадів використовують *дощомірю-плювіографи* (рис 6.13). Приймальна частина плювіографа має вид відра площею 500 см<sup>2</sup>. За допомогою трубки воно сполучене з циліндровою судиною, в якому знаходиться поплавець. До поплавця прикріплений стрижень з пишучим пристроєм, дотичним із стрічкою барабана, який обертається під впливом годинникового механізму. При стіканні опадів в приймальну судину поплавець підіймається і разом з ним рухається по стрічці пір'я, яке викреслює криву, що характеризує зміну інтенсивності опадів.

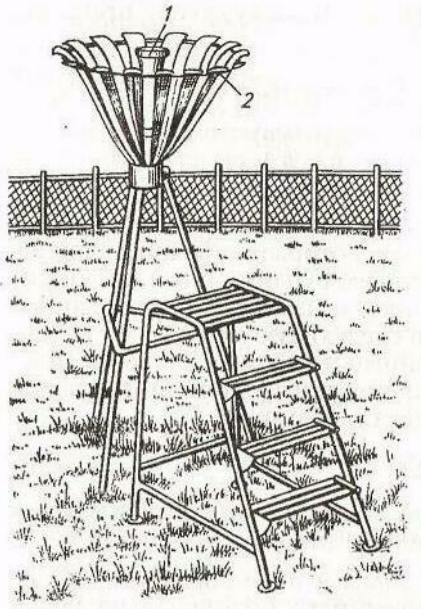
Для вимірювання характеристик сніжного покриву використовують спеціальні прилади. Висоту сніжного покриву визначають *снігомірними рейками*, а густина снігу— *ваговим снігоміром* (рис. 10.3). За допомогою цього приладу па підставі зважування проби снігу можна визначити не тільки густину снігу, але і вологозапас в ньому в міліметрах шару (тобто який шар води утворюється при таненні сніжного покриву). Існує і радіоелектронний снігомір, який призначений для снігомірних зйомок. Проте для визначення вологозапасів в сніжному покриві найефективніше використовувати інформацію, одержану з супутників.

### **10.5 Визначення середньої кількості опадів за даними метеостанцій**

Дані спостережень за опадами одержують безпосередньо з метеостанцій. Залежно від густини метеостанцій на досліджуваній території і необхідній точності розрахунків середній шар опадів для конкретного регіону можна обчислити одним з наступних способів: середнього арифметичного, ізогіет, квадратів або зважених площ.

Розглянемо ці способи по відношенню до водозбору річки.

*Спосіб середнього арифметичного* найбільш простий, його застосовують в основному для попередньої оцінки шару опадів у разі однорідного рівнинного рельєфу і при достатньо густій мережі метеостанцій. Згідно цьому способу спостережені осідання підсумовують на всіх метеостанціях, що знаходяться в межах водозбору, і ділять на їх число.

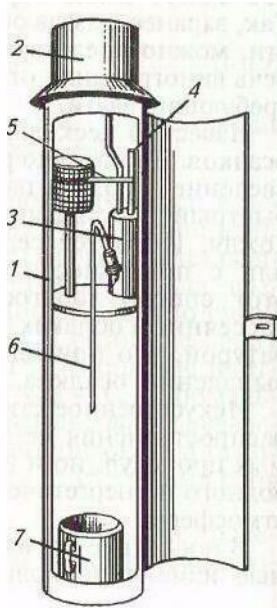


**Рис. 10.1 - Опадомір В. Д. Третякова:**  
 1 — дощомірне відро; 2— вітровий захист

*Спосіб ізогіет* (лінії рівних опадів) полягає в наступному. На карті водозбору біля пунктів спостережень виписують спостережені значення випавших опадів і за цими даними проводять ізогіети (рис 10.4). Потім визначають площі між суміжними ізогіетами  $\omega_k$  і інтерполяцією між ними встановлюють кількість опадів  $x_k$  для центрів ваги площ  $\omega_k$ .

При рівномірному розподілі ізогіет величину  $x/k$  можна визначити як напівсуму значень опадів, що характеризують суміжні ізогіети. Середню кількість опадів для всього водозбору обчислюють як середньозважене за формулою |

$$\bar{X} = \frac{\sum_1^n x_k \omega_k}{\sum_1^n \omega_k}, \quad (10.5)$$



**Рис. 10.2 - Плювіограф:**

1— кожух приладу; відро 2— дощоміра;  
 3— судина; 4— стрижень з поплавцем; 5— пір'я самописця; 6— сифон;  
 7— приймальна судина

де  $n$  – число ділянок між суміжними ізогіетами.

Спосіб ізогіет вважають найточнішим для визначення середньої кількості опадів за умови достатньо великого числа метеостанцій на досліджуваній території.

*Спосіб квадратів* полягає в розділенні водозбору на ряд рівновеликих квадратів. Для кожного з них обчислюють  $\bar{x}$  шар опадів як середньоарифметичне значення з спостережених  $x_j$  на метеостанціях, що потрапляють на площу квадрата, або інтерполяцією між суміжними квадратами, якщо на квадрат не потрапила жодна станція. Набуті таким чином значення опадів відносять до центрів квадратів і вписують в них. Підсумовуючи кількість опадів всіх квадратів і

поділивши результат на їх число  $n$ , одержують шар опадів для всього водозбору:



Рис. 10.3 Ваговий снігомір

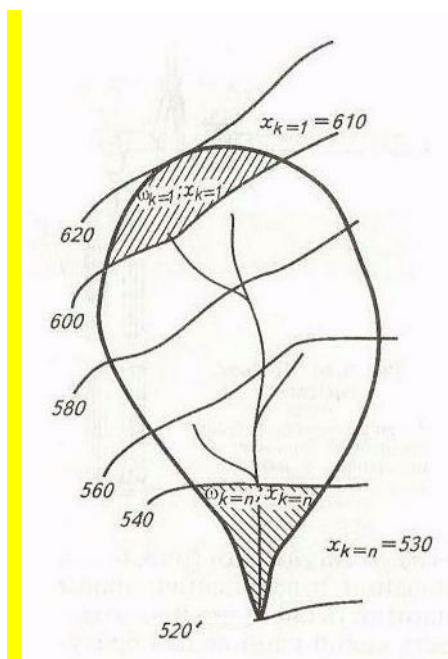


Рис. 10.4 - Карта з ізогістами для визначення середньої кількості опадів для території річкового басейну -



$$\bar{X} = \sum_{j=1}^n \bar{x}_j / n. \quad (10.6)$$

Спосіб квадратів дає достатньо точні результати для великих регіонів, і зокрема для річкових басейнів.

Спосіб середньозважених площ застосовують, коли на водозборі є невелике число метеостанцій, що не дозволяє достатньо об'єктивно провести ізогети. На карті водозбору в пунктах розташування метеостанцій виписують спостережені значення опадів  $x_j$ . Всі пункти спостережень сполучають прямими лініями, утворюючи мережу трикутників (рис.10.4). З середини сторін кожного трикутника проводять перпендикуляри до їх взаємного перетину. Таким чином визначають площі  $\omega_i$ , для кожної з яких кількість опадів об'єктивно характеризується даними метеостанції (площа, що тяжіє до даної станції), розташованої на цій площі водозбору. Далі середню кількість опадів для всього водозбору обчислюють знову як середньозважене значення за формулою

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \omega_i}{\sum_{i=1}^n \omega_i}, \quad (10.7)$$

$x_i$  — спостережені опади на конкретній метеостанції;  $\omega_i$  — площа, що тяжіє до даної станції;  $n$  — число метеостанцій

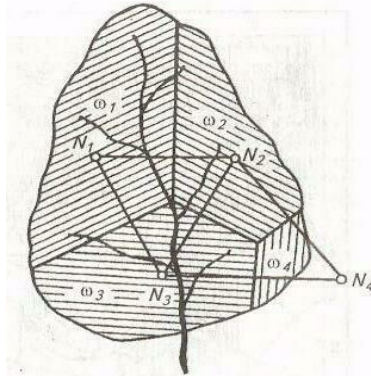


Рис. 10.4 – Спосіб середньозважених площ

## 10.6 Розподіл опадів по території земної кулі

Розподіл річних опадів по території землі у край нерівномірний. У деяких пустинних територіях середнє багаторічне значення менше 100 мм/рік (у окремі посушливі роки опадів взагалі не випадає). На південних схилах Гімалаїв вони складають близько 12 000 мм/рік.

В межах Російської Федерації мінливість середніх багаторічних опадів по території набагато менше. Так, східні райони Північного Кавказу і Саратовської області — посушливі (менше 300 мм/рік). Мало опадів випадає і в центральних районах Якутії. Найбільшу кількість опадів (1200 мм/рік) спостерігають в Приморському краю Далекого Сходу. Карта з ізолініями середнього річного шару опадів (ізогістами) для території колишнього СРСР показана на рисунку 10.5

### *Контрольні питання і завдання*

1. Що таке абсолютна вологість повітря? 2. На якій підставі величину абсолютної вологості повітря прийнято характеризувати парціальним тиском водяної пари? 3. Що таке точка роси? 4. При якій температурі повітряної маси— $20^{\circ}\text{C}$  або  $10^{\circ}\text{C}$  буде вищою точка роси, якщо їх абсолютна вологість повітря? 5. Чому рівна відносна вологість повітря, якщо дефіцит вологості рівний нулю? 6. Які характеристики вимірюють психрометрами? 7. Від яких основних чинників залежить значення випаровування з водної поверхні? Що таке сублимація? 9. Які погодні явища можна спостерігати, якщо дефіцит вологості рівний нулю? 10. Яке значення відносної вологості в хмарах? 11. Які хмари утворюються вище від поверхні землі — перисті або шаруваті? 12. Назвіть приблизно середнє багаторічне значення річних опадів в Московській області. 13. Що вимірюють пловіографом? 14. Що означає ікання «ізогісти»? 15. Що таке сублимація?

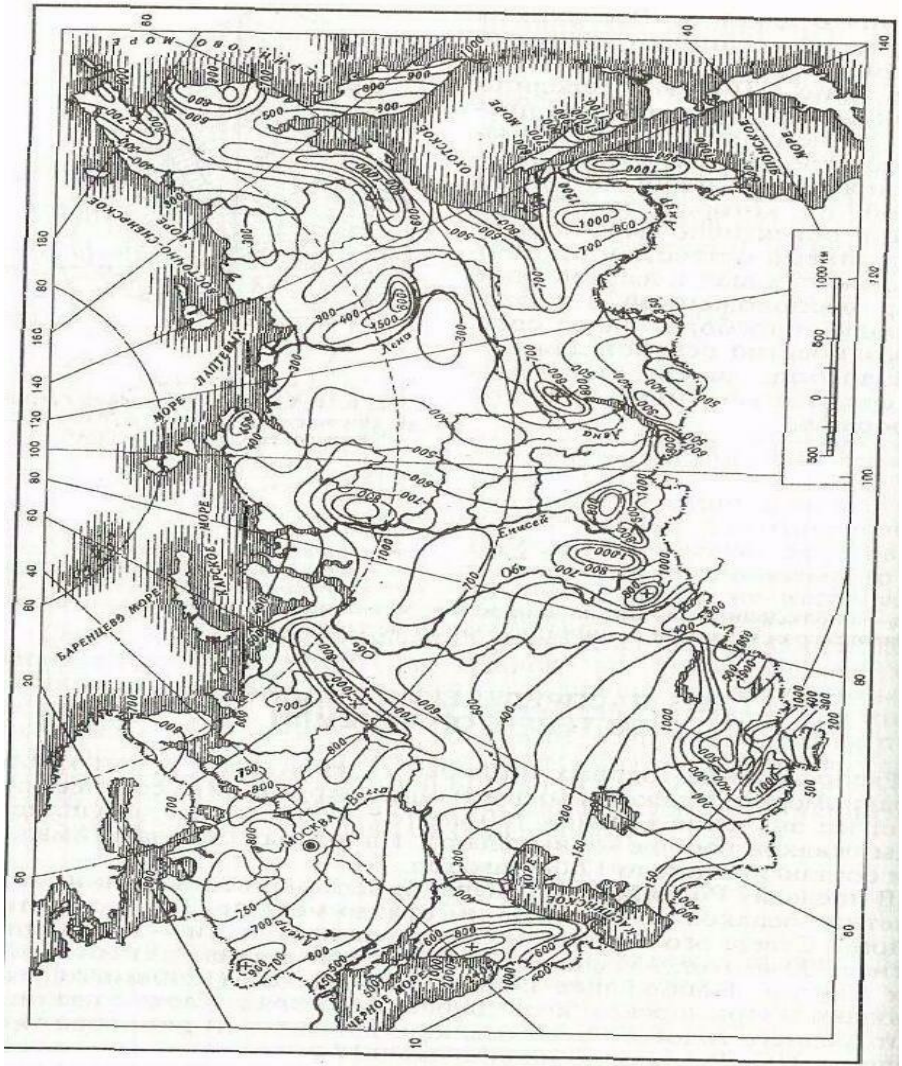


Рис. 10.5

## Лекція 11 ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

### 11.1. Розподіл атмосферного тиску біля земної поверхні

На поверхні землі виділяють три пояси з переважанням низького і чотири пояси з переважанням високого тиску (рис. 11.1). Пояси атмосферного тиску утворюються в результаті нерівномірного розподілу сонячного тепла на земній поверхні, а також впливу відхиляючої сили обертання Землі навколо своєї осі. Повітря переміщається не тільки в горизонтальному, але і у вертикальному напрямі. Сильно нагріте повітря поблизу екватора розширюється, стає легше і тому підіймається, тобто відбувається висхідний рух повітря. У зв'язку з цим у поверхні землі поблизу екватора утворюється низький тиск. Біля полюсів через низькі температури повітря охолоджується, стає важчим і опускається, тобто відбувається низхідний рух повітря (рис. 7.2). Тому тиск біля поверхні землі поблизу полюсів високий.



Рис. 7.1. Распределение поясов атмосферного давления и основные типы воздушных масс:

*I* — экваториальные; *II* — тропические; *III* — умеренные; *IV* — антарктические

68

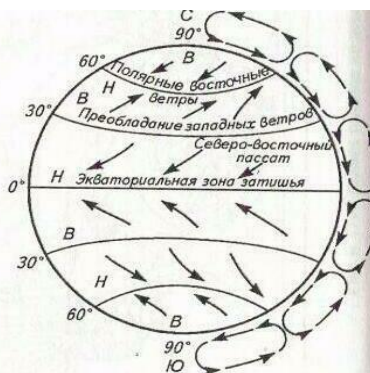


Рис. 7.2. Схема общей циркуляции атмосферы, показывающая положение поясов высокого (В) и низкого (Н) давления

Рис. 11.1

Рис.11.2

## 11.2. Баричне поле і барична система

Під баричним полем в метеорології розуміють скалярне поле розподілу атмосферного тиску в просторі. На синоптичних картах його представляють або ізобарами (лінії однакового тиску) для різних висот над поверхнею землі, або ізогіпсами певних ізобаричних поверхонь, наприклад 1000 мб, 500 мб і т.п. Окремі форми баричного поля — баричні системи. Зупинимося на прикладі баричного поля на рівні земної поверхні. Звичайно розрізняють баричні системи із замкнутими і з незамкнутими ізобарами. Прикладами області із замкнутими ізобарами є циклони і антициклони (рис. 11.3, а, б).

До систем з незамкнутими ізобарами відносяться улоговина і гребінь, які є периферійними частинами областей із замкнутими ізобарами. Улоговина (рис. 11.3, в) є витягнутою областю зниженого тиску. Ізобари в цій області або приблизно паралелі, або мають вид латинської букви «V». Гребінь (рис. 11.3, г) є областю підвищеного тиску без замкнутих ізобар.

Серед основних складових баричної системи — сідловина і відріг.

Сідловина — область між двома областями високого тиску і двома областями низького тиску, розташованими навхрест (рис. 11.3, д).

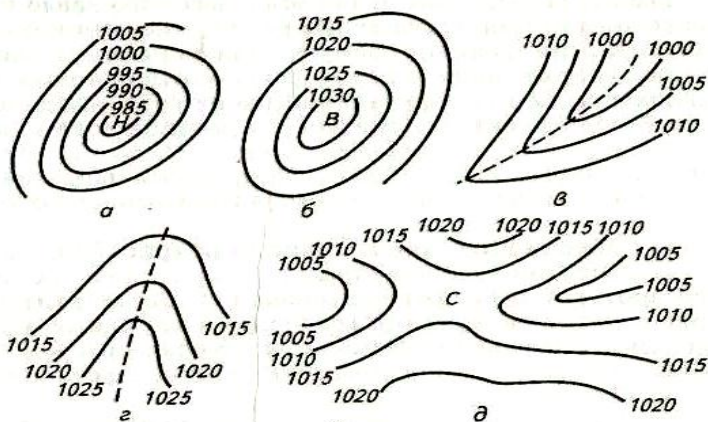
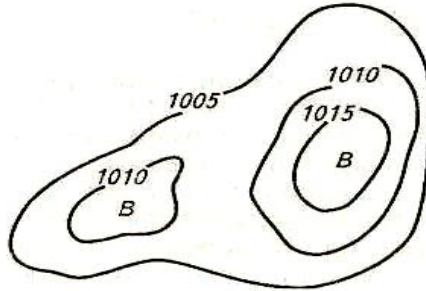


Рис. 7.3. Изобары на уровне моря в различных типах барических систем:

а — циклон; б — антициклон; в — ложбина; г — гребень; д — седловина

Рис. 11.3



**Рис. 7.4. Антициклон с отрогом**

Рис. 11.4

*Відрогом* вважають більш менш відособлену частину антициклону, іноді навіть з окремим центром високого тиску, але набагато менш значним, ніж його (основний центр (рис. 11.4)).

### 11.3. Баричне поле і вітер

Цілком зрозуміло, що при відмінності значень тиску на зв'язаних територіях його сила, діюча на масу повітря, буде направлена у бік меншого тиску. Зокрема, при графічному відображенні баричного поля ізобарами сила тиску буде направлена перпендикулярно ізобарам у бік низького тиску. Вектор, направлений перпендикулярно ізобарам у бік низького тиску, в метеорології називають *горизонтальним баричним градієнтом*. Його значення визначають відношенням значення пониження тиску до одиниці горизонтальної відстані у напрямі самого вектора. Природно, чим частіше на карті зображені ізобари, тим більше горизонтальний баричний градієнт, який багато в чому визначає силу вітру.

Згідно з дією горизонтального баричного градієнта повітря повинне переміщатися від області високого тиску до області низького тиску. Проте при його переміщенні обов'язково діє і сила обертання Землі (сила Коріоліса), яка в північній півкулі направлена вправо по відношенню до напрямку руху. Відповідно в циклоні повітря переміщається практично проти годинникової стрілки, а в антициклоні — за годинниковою стрілкою.

Розглянемо сили, діючі в горизонтальному напрямі на точкову масу повітря в конкретних варіантах баричних систем.

У разі циклону в північній півкулі (рис. 11.5), де повітря переміщається проти годинникової стрілки, окрім сили тертя, діючої проти результуючого напрямку вітру (на рисунку ця сила не вказана) і самого градієнта тиску  $G$ , діють відхиляюча сила обертання Землі (сила Коріоліса —  $K$ ) і відцентрова сила обертання  $C$ , направлена по радіусу кола від центру обертання.

У антициклоні (рис. 7.6) при загальному переміщенні повітряних мас в північній півкулі за годинниковою стрілкою напрям горизонтального баричного градієнта  $G$  співпадає з напрямом

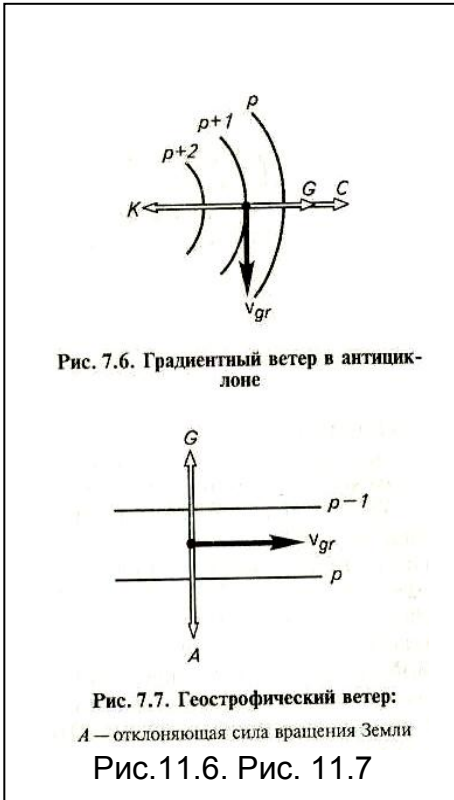


Рис. 11.5

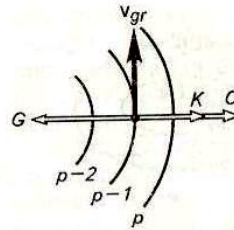


Рис. 7.5. Градиентный ветер в циклоне:  
 $G$  — сила барического градиента;  $K$  — отклоняющая сила вращения Земли;  $C$  — центробежная сила;  $v$  — скорость градиента ветра;  $p$  — давление

відцентрової сили  $C$ , а сила Коріоліса  $K$  направлена в протилежну сторону – до центра антициклону.

Класичні варіанти напряму так званого «*градієнтного вітру*» в циклоні і антициклоні показані на малюнках 11.5 і 11.6. Проте якщо узяти їх периферійні ділянки, то по відношенню до конкретної ділянки території ізобари практично паралелі і в цьому випадку дія відцентрової сили зводиться до мінімуму, а в межі до нуля. Відповідно при переміщенні повітря уздовж ізобар врівноважують одна одну дві протилежні сили — сила баричного градієнту  $G$  і сила Коріоліса  $K$ . *Такой* варіант показаний на малюнку 11.7. Тут переміщення повітря уздовж ізобар називають *геострофічним вітром*.



**Градиентный ветер**, горизонтальное равномерное движение воздуха при отсутствии силы трения, по прямолинейным (*геострофический ветер*) или круговым траекториям, совпадающим с изобарами. Г. в. получается при условии равновесия между действующей силой градиента давления и инерционными силами: центробежной и отклоняющей силой вращения Земли — *Кориолиса силой*. Г. в. — хорошее приближение к действительным условиям ветра в свободной атмосфере выше слоя трения (приблизительно выше 1000 м над земной поверхностью). (БСЭ).

**Кориолиса сила** (по имени французского учёного Г. *Кориолиса*), одна из сил инерции, вводимых для учёта влияния вращения подвижной системы отсчёта на *относительное движение* материальной точки. К. с. равна произведению массы точки на её *Кориолиса ускорение* и направлена противоположно этому ускорению. Эффект, учитываемый К. с., состоит в том, что во вращающейся системе отсчёта материальная точка, движущаяся не параллельно оси этого вращения, отклоняется по направлению, перпендикулярному к её относительной скорости, или оказывает давление на тело, препятствующее такому отклонению. На Земле этот эффект, обусловленный её суточным вращением, заключается в том, что свободно падающие тела отклоняются от вертикали к В. (в 1-м приближении), а тела, движущиеся вдоль земной поверхности в направлении меридиана, отклоняются в Северном полушарии вправо, а в Южном — влево от направления их движений. Эти отклонения вследствие медленного вращения Земли весьма малы и заметно сказываются или при очень больших скоростях движения (например, у ракет и у артиллерийских снарядов с большими дальностями полёта), или когда движение длится очень долго (например, подмыв соответствующих берегов рек, см. *Бэра закон*; возникновение некоторых воздействий и морских течений и др.).

В технике К. с. учитываются в теории гироскопов, турбин и многого др.  
Лит. см. при ст. *Механика*. С. М. Тарг.

#### 11.4. Циклони і антициклони

Поняття «циклон» в метеорології трактують в північній півкулі як атмосферне обурення із зниженим тиском повітря (мінімальне значення в центрі) і циркуляцією його навколо центру проти годинникової стрілки, а в південній півкулі — за годинниковою стрілкою відповідно до дії сили Кориюліса. На синоптичних картах

циклон представлений замкнутими ізобарами (лінії : з однаковим тиском) з пониженням тиску, що характеризує ізобари, до центру циклону (рис. 11.8). Прийнято розрізняти *нетропічні* циклони і *тропічні* циклони. Порядок розповсюдження біля земної поверхні *нетропічних циклонів* може бути від 1 тис. км до 2...3 тис. км.

*Тропічні* циклони мають менші діаметри, але великі баричні градієнти і штормові швидкості вітру, а також інші відмінності. Вітер в циклоні дме приблизно паралельно ізобарам, але має при цьому складову, направлену всередину циклону відповідно до баричного градієнта, яка зменшується з висотою циклону. З пониженням тиску в центральній частині кругового руху тепле повітря поступово витісняється вгору.

Висота циклону визначає його потужність, наймогутніші циклони можуть досягати верхньої межі тропосфери. Вертикальний розріз циклону представлений вертикальним розрізом ізобаричних поверхонь — лінії висот над рівнем моря з однаковим тиском (рис. 11.9).

Погода в циклоні залежить від місця, розташування даного пункту по відношенню до центру циклону. Багато в чому вона визначається значенням горизонтального і вертикального баричних градієнтів. Відповідно до напрямку пересування повітряних мас (у північній півкулі — проти годинникової стрілки і до центру циклону) північний і північно-західний сектори циклону завжди, а західний і північно-східний практично завжди складаються з холодних повітряних мас, відмінних від інших секторів циклону низькими температурами повітря.

Південний сектор практично завжди, теплий. Температура в південно-західному, південно-східному і східному секторах змінюється залежно від пересування фронтальних розділів, що утворюються в циклоні, між віз задушливими масами різного походження. Напрямок вітру приблизно паралель ізобарам (проти годинникової стрілки в північній півкулі) з можливими невеликими відхиленнями, найчастіше до центру циклону.

Виключення складають передфронтальні області, де вітер направлений, як правило, до центру циклону і дме приблизно перпендикулярно ізобарам. Швидкість вітру залежить від горизонтального баричного градієнта, який на синоптичній карті можна визначити по частоті ізобар.

Більшість циклонів має області випадних опадів, які майже завжди займають його центральну частину і території уздовж проходячих атмосферних фронтів. У тилівій частині циклону, на територіях, де пройшли опади, можна спостерігати тумани. Інші погодні явища, зокрема небезпечні (грози, шквали і т. п.), можливі в зонах проходження атмосферних фронтів.

*Антициклон* характеризується як область підвищеного тиску з циркуляцією повітря навколо центру за годинниковою стрілкою в північній півкулі і проти годинникової стрілки в південній півкулі відповідно до дії сили Коріоліса. На синоптичних картах антициклон представлений замкнутими ізобарами (лінії з однаковим тиском) з пониженням тиску від центру циклону (рис. 11.10). У приземному шарі тертя кут відхилення вітру від горизонтального градієнта тиску менше за пряме і лінії струму повітря відхиляються від центру. Вертикальний розріз антициклону показаний на рисунку 11.11 у вигляді ізобаричних поверхонь.

У центрі антициклону переважає низхідний перебіг повітря з вертикальною складовою порядку десятків — сотень метрів в добу. З осіданням повітря і адіабатичним його нагріванням пов'язані поступове підвищення температури і ясна або малохмарна погода.

Виходячи із загального напрямку циркуляції повітряних мас, південний, південно-східний і східний сектори антициклону можна охарактеризувати як тепліші в порівнянні з рештою його простору. Іноді унаслідок охолодження повітря від земної поверхні в холодну пору року і вночі можливе утворення приземних інверсій низьких шаруватих хмар або радіаційних туманів. Влітку над сушею можлива помірна денна конвекція з утворенням не дуже могутніх купчастих хмар.

Слід мати на увазі, що добова амплітуда температури поверхні землі в антициклоні достатньо велика, оскільки при постійно безхмарному небі земна поверхня вдень інтенсивно нагрівається під впливом сонячної радіації, а вночі охолоджується через радіаційне випромінювання Землі. Тому нерідко в умовах антициклону спостерігають нічні заморожування на ґрунті.

Швидкість вітру визначається частотою ізобар, при цьому особливо слід помітити, що при однаковому горизонтальному баричному градієнті в антициклоні і циклоні вона буде більше в антициклоні, оскільки відцентрова сила в цьому випадку співпадає з

напрямом баричного градієнту. Проте в циклоні, як правило, спостерігаються набагато більші горизонтальні баричні градієнти, а тому і швидкість вітру в них більше.

### 11.5 Фронтальні розділи повітряних мас в атмосфері

Повітряні маси різного походження володіють різними властивостями, відрізняючись один від одного в першу чергу по тиску, температурі і вогкості повітря (див. розд. 11.1). У реальних умовах атмосфери повітряні маси з різними властивостями не можуть не взаємодіяти, оскільки через постійну зміну тиск і наявність баричного градієнта вони переміщуються.

Зону взаємодії різних повітряних мас в метеорології прийнято називати фронтальними розділами або атмосферними фронтами. Зміна характеристик атмосфери в зоні фронтів найчастіше виражається в різкій зміні погодних умов. Зміна погодних умов у земної поверхні багато в чому залежить від температури повітряної маси, переважаючої в швидкості переміщення, і від переміщення фронту — у бік холоднішого або у бік теплішого повітря.

Тому в практиці метеорології звичайно розрізняють теплий і холодний атмосферні фронти.



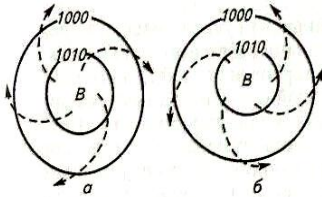


Рис. 7.10. Антициклон (изобары и линии тока):

*a* — северное полушарие; *б* — южное полушарие

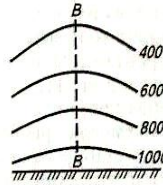


Рис. 7.11. Вертикальный разрез антициклона

Рис. 11.8 -- Рис. 11.11

В деяких випадках, коли поступальна хода фронту дуже невелика, тобто коли баричний градієнт між двома повітряними масами не суттєвий і теплий або холодний фронт застоюється, такий фронт вважають стаціонарним. Зустріч двох повітряних мас, як правило, приводить до

розвитку хвильового циклону. Тепле повітря звичайно утворює довгу повітряну мову, що уклінюється в холодне повітря. При цьому в зоні фронту виникає обурення у вигляді хвилі, у вершині якої утворюється знижений тиск, а обидва повітряні маси починають обертатися навколо центру із зниженим тиском під впливом баричного градієнта і сили Коріоліса, утворюючи циклон.

Пониження тиску в центральній частині кругового руху призводить до того, що тепле повітря поступово витісняється вгору, а холодний продовжує переміщатися на південь, наздоганяючи теплий фронтальний розділ. Розглянемо детальніше теплий і холодний атмосферні фронти.

*Теплий фронт* має місце, коли маса теплої і, як правило, вологішої повітряної маси насувається на холоднішу і сухішу повітряну масу і пересувається вгору по «клин» холоднішого, і відповідно щільнішого (важкого) повітря під дуже невеликим кутом, частіше всього менше  $1^\circ$  (мал. 11.12, *a*). Проте тепле і одночасно вологе повітря підіймається вгору. При цьому він поступово охолоджується і водяна пара в ньому досягає точки роси (відносна вологість 100 %), конденсуючись і скуплюючись навколо ядер конденсації. З хмарності, що утворилася таким чином, випадають опади, причому у землі ці опади випадають ще до проходження фронтального розділу.

Наближенню теплої фронту обов'язково передують пониження тиску. Звичайно спочатку послідовно з'являються перисті і перисто-

шаруваті хмари, змінювані хмарами середнього ярусу, які можуть закрити все небо. Температура декілька підвищується. Перед самим фронтом з'являються шарувато-купчасті і шарувато-дощові хмари з достатньо значним вертикальним розвитком. Випадні опади, як правило, не дуже інтенсивні, але безперервні. Проте при великих контрастах температур між повітряними масами в теплому фронті можна спостерігати купчасто-дощові хмари навіть з грозовими розрядами.

Отже, по основних передвісниках теплового фронту можна передбачати відповідні зміни в погоді: пониження тиску, поява перистих хмар, а потім шарувато-дощових, з яких випадають опади. Іноді теплому фронту передують шаруваті хмари або туман.

Після проходження теплового фронту температура підвищується, а хмари розмиваються, іноді повністю до ясного небозводу.

*Холодний фронт* утворюється, коли холодні повітряні маси переміщуються на територію, зайняту раніше теплим повітрям. Холодне і відповідно щільніше повітря уклинюється під тепле повітря, примушуючи останній підійматися вгору (див. рис. 11.12, б). Його вертикальне переміщення достатньо інтенсивне (конвективний рух повітря значний), тому хмари розвиваються вертикально, утворюючи, зокрема, купчасто-дощову хмарність, з якої випадають інтенсивні опади.

Погодні зміни метеорологічних характеристик при проходженні окремих холодних фронтів помітно розрізняються між собою. Особливо сильно розрізняються кількість і інтенсивність опадів, а також температура повітря. Проте можна виділити основні ознаки проходження холодного фронту. Перед його проходженням (як і у разі теплового фронту) знижується тиск, який потім поступово росте. Вітер посилюється, міняє напрям і дме приблизно перпендикулярно до ізобар циклону і лінії фронту, що паралельно наближається, а після неї слабшає і дме як завжди, приблизно паралель ізобарам циклону. Іноді унаслідок швидкої конвекції повітря безпосередньо перед фронтом вітер посилюється до шквального, і це явище можна спостерігати за декілька десятків кілометрів до лінії фронту.

Основні передвісники холодного фронту для прогнозу погоди наступні: пониження тиску перед проходженням фронту, а також посилення вітру і зміна його напрямку приблизно перпендикулярно

ізобарам, за декілька годин до фронту можна бачити вершини купчасто-дошових хмар, зокрема так зване «ковадло».

Звичайно після проходження холодного фронту приблизно через 12...20 ч унаслідок підвищення тиску хмарність розмивається аж до ясного небозводу. Іноді в дуже могутніх холодних повітряних масах можуть утворюватися вторинні холодні маси, які слідуєть за основним холодним фронтом і викликають аналогічні, але, як правило, менш яскраво виражені погодні явища.

*Стаціонарні фронти* мають місце у разі відсутності істотного баричного градієнта і, як наслідок, їх малорухливості. У межі вони можуть залишатися нерухомими протягом декількох діб. При цьому погода звичайно характеризується невеликим вітром, і обложними опадами в межах території, що опинилася в зоні фронту.

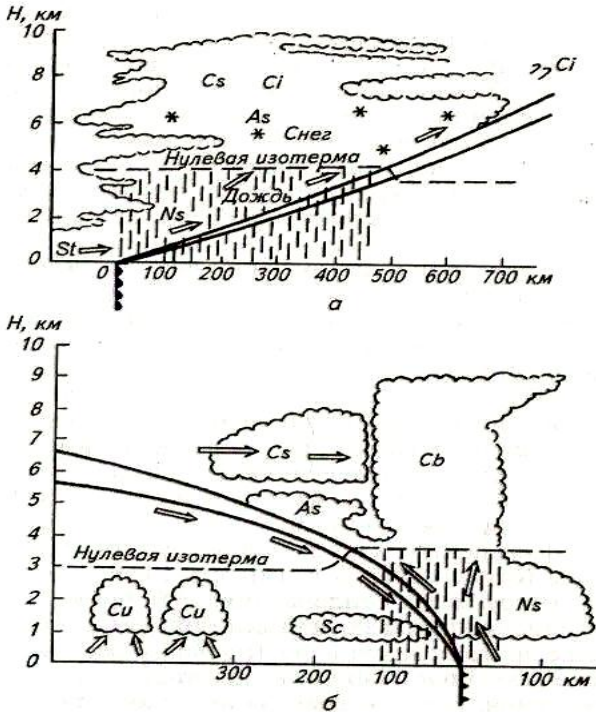
*Фронт оклюзії* утворюється унаслідок накладення одного фронту на інший.

Звичайно холодне повітря переміщається швидше, ніж теплий. Тому дуже часто холодний фронт наздоганяє теплий фронт, що попереду йде, перш ніж розмивається циклон. Як правило, така ситуація складається в центрі циклону. При оклюзії тепле повітря витісняється вгору від поверхні землі.

Для успішного прогнозування переміщення фронтальних розділів і відповідних погодних явищ дуже важливо правильно визначити положення фронтів на синоптичній карті (рис. 11.13). Таку процедуру проводять на основі аналізу баричної системи в цілому по території і погодних явищ в пунктах спостережень за погодою. При цьому слід мати на увазі, що найчастіше фронтальні розділи правильно проводити через улоговини баричних систем, і зокрема через улоговини циклонів.

Дуже важливо прослідити, щоб пункти спостережень за погодою, де тиск падає, були розташовані перед фронтом а ті, де тиск росте, — за фронтом. Слід також проаналізувати зміну температури по території, яке є типовим для відповідного фронтального розділу, напрям вітру і вид хмарності за даними метеостанцій, а також виділити зони з характерними опадами (зливові хмари) і іншими небезпечними явищами, якщо вони мають місце.

Правильна оцінка положення фронтального розділу, його швидкості пересування і погодних явищ створює хороші передумови для вірного короткострокового прогнозу погоди.



**РИС 11.12.** Теплий (а) і холодний (б) фронти (вертикальний розріз по З. П. Хромову, М. А. Петросянцу)

### Контрольні питання

1. Де звичайно вищий тиск у поверхні океану — на екваторі або на широтах південного і північного тропіків?
2. Як переміщається повітря в циклоні?
3. Який сектор антициклону, розташованого в північній півкулі, тепліший — східний або західний?
4. Які явища можна назвати передвісниками наближення атмосферного фронту?
5. За яких умов утворюється фронт оклюзії?



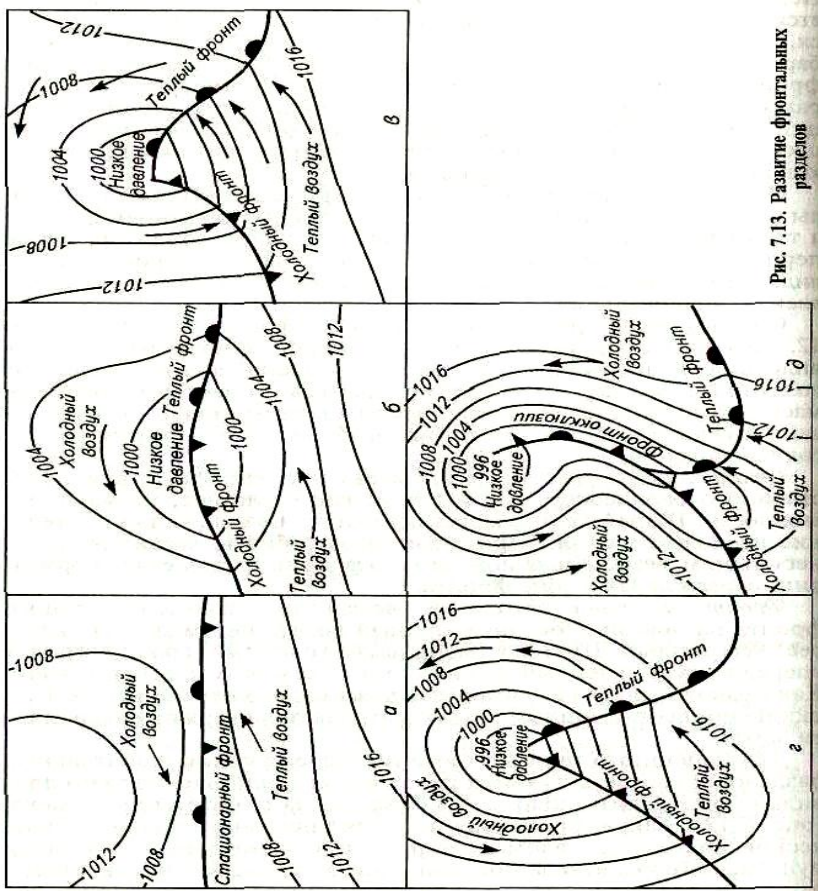


Рис. 7.13. Развитие фронтальных разделов

Рис. 11.13

## Практичне заняття № 6

### ВІТЕР

#### 6.1. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВІТРУ

*Вітром* називають рух повітря в горизонтальному напрямі. Вітер характеризується напрямом, швидкістю і поривчастою.

Як було вже вказано раніше (див. Лекцію 11), причиною виникнення вітру є відмінність в тиску повітря. Вітер дме з області високого тиску в область низького тиску, але не точно по прямій баричного градієнта, а по складнішій траєкторії, яка утворюється в результаті взаємодії сили градієнта з відхиляючою силою обертання Землі, відцентровою силою і силою тертя. Відхиляюча сила обертання Землі (сила Коріоліса) направлена в північній півкулі управо, а в південному вліво. При русі повітря по кривій виникає відцентрова сила, а в результаті тертя рухомого повітря об поверхню землі рух у поверхні сповільнюється в порівнянні з вищими шарами. Але тертя відбувається також через відмінність в швидкості руху різних шарів повітря.

Під сукупною дією всіх сил вітер в нижньому шарі атмосфери відхиляється від баричного градієнта над сушею на  $50...60^\circ$ , над морем - на  $60...70^\circ$ . З висотою кут відхилення збільшується і на висоті  $1000...1500$  м досягає  $90^\circ$ .

За напрям вітру приймають той напрям, звідки він дме. Напрямок вимірюють в румбах.

Поривчаста характеризується стрибкоподібними посиленнями вітру, створюваними невеликими вихорами; вона зростає із збільшенням швидкості вітру. Поривчаста — це найбільше значення швидкості вітру.

Для наочного представлення режиму вітру в даному місці будують *розу вітрів* за багаторічними спостереженнями за швидкістю і напрямом вітру. На графіку (мал. 8.1) по 8 або 16 румбах відкладають у вибраному масштабі у вигляді векторів значення повторюваності (% загального числа днів спостережень) напрямів або значення середніх і

максимальних швидкостей вітру, відповідні кожному румбу. Кінці векторів сполучають ламаною лінією.

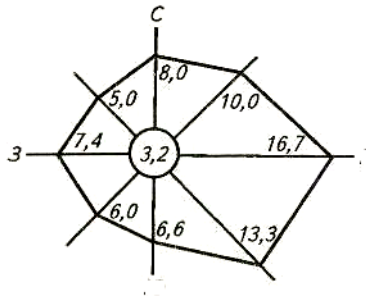


Рис. 8.1. Роза вітрів з урахуванням числа штилів

## 6.2. ОСНОВНІ ПРИЛАДИ ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВІТРУ

Напрямок і силу вітру визначають *флюгером* (Вільда), встановленим на висоті 10...12м від земної поверхні. По флюгарці (чавунній кульці) встановлюють напрям, по відхиленню металеві дошки — силу вітру (візуально).

Швидкість вітру вимірюють *анемометром* МС-13 (вітромір А. Робінзона), що працює за принципом вітряного млина, число оборотів якої відлічується за допомогою системи зубчатих коліс на трьох циферблатах: для одиниць і десятків; для сотень і для тисяч оборотів. Анемометр вимірює швидкість вітру (м/с) частіше всього за 600 з.

На метеостанціях і в обсерваторіях використовують анеморумбометри (М-63-1М), а для безперервної реєстрації напрямів і швидкості вітру, самописні прилади — анеморумбографи (М-64).

## 6.3. ДОБОВИЙ І РІЧНИЙ ХІД ШВИДКОСТІ ВІТРУ

Влітку в ясні дні над сушею виразно спостерігається добовий хід швидкості вітру, який залежить від турбулентного перемішування повітря. Після сходу сонця вітер посилюється, а пополудні досягає максимуму, потім поступово слабшає. Якнайменші швидкості вітру відмічені вночі. Взимку і в похмурі дні влітку ця закономірність знижується, а при проходженні фронтів зовсім зникає.

Річний хід швидкості вітру визначається загальною циркуляцією атмосфери, залежить від пори року, температурних відмінностей і місцевих умов. На європейській території Росії влітку в липні середні швидкості якнайменші, а взимку в січні—лютому — найбільші. На азійській частині (у Східному Сибіру), навпаки, влітку швидкості вітру найбільші, взимку (у січні) значно менше.

#### **6.4. ВІТРОВІ ПОТОКИ БЛЯ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ**

*Пасати* — це стійкі (постійні) вітри, що дмуть від субтропічних максимумів тиск ( $30^\circ$  з. ш. і  $30^\circ$  ю. ш.) до екваторіальної улоговини ( $0^\circ$ ), в північній півкулі північно-східного і східного напрямів, в південній півкулі — південно-східного і східного напрямів з помірною швидкістю (5...6 м/с) у земної поверхні.

*Мусони* (сезонні стійкі вітри) влітку дмуть з океану, зимою - з суші, виникають через відмінності нагрівання і охолодження суші і моря. Влітку суша нагрівається сильніше, взимку суша охолоджується швидше. Влітку створюється на морі область підвищеного тиску і вітер дме з моря на сушу, а взимку над суш антициклон і вітер дме з суші на море. У Росії мусони спостерігаються на Далекому Сході з півдня до м. Магадана.

Для помірних широт характерна інтенсивна *циклонна діяльність*, тобто постійний розвиток і переміщення циклонів і антициклонів, що викликає часту зміну напрямку і швидкості вітру і погоди в цілому при переважанні західного і північно-західного напрямку.

*Місцевими* називають вітри, що характерні для окремих районів, утворюються в нижньому шарі атмосфери.

*Бризи* спостерігаються на побережжі морів і озер: вночі дмуть з суші на море, вдень з моря на сушу, оскільки вдень суша нагрівається сильніше за море і тиск повітря знижується в порівнянні з тиском над морем, баричний градієнт направлений з моря на сушу, а вночі — навпаки. Вище в атмосфері простежується антибриз, утворюючи з бризом замкнуту циркуляцію. Бризи розповсюджуються на десятки кілометрів в глибоку сушу при швидкості вітру 3...5 м/с. У Росії бризи утворюються влітку на побережжі Чорного, Азовського, Каспійського і Балтійського морів, а також на побережжі великих озер.

*Бора* — сильний холодний поривчастий вітер, що дме через північні низькі гірські хребти у бік теплого моря, особливо коли до

хребта підходить холодний фронт. Перед початком бори виразно видно синю мову щільного повітря, що переливається через хребет в його найнижчій (перевальної) крапці. Скидаючись вниз до моря під дією сили тяжіння, вітер придбаває значну швидкість. У м. Новоросійську швидкість вітру при борі в середньому більше 20 м/с, досягаючи 38 м/с. Вітер перевертає вагони, машини, зриває дахи. Падаючи на поверхню моря, вітер викликає сильний шторм. При цьому різко знижується температура повітря (у м. Новоросійську температура знижувалася на 25<sup>0</sup>С і більш). За рік в Новоросійську спостерігається в середньому 46 днів з (82) борою, найчастіше з листопаду по березень. Тривалість бори I...3 днів, зрідка тиждень.

*Шквали* виникають через сильний висхідний рух повітря в передній частині купчасто-дошової (грозового) хмари, а в центральній і тилової його частинах спостерігається низхідний рух повітря. У хмарі і під нею утворюється сильний вихровий рух (внутрішньомасовий шквал). Фронтальні шквали відмічені уздовж холодного фронту одночасно в декількох місцях, створюючи лінії шквалів.

*Гірничо-долинні вітри* схожі на бризи: вдень долинний вітер дме з гирла вгору по долині і вгору по гірських схилах, вночі гірський вітер дме вниз по схилах і вниз по долині у бік рівнини. Гірничо-долинні вітри поширені в гірських областях, головним чином в тепле півріччя.

*Фен*—теплий сухий вітер, що дме з гір в долину, утворюється при перетіканні повітря через гірські хребти. Підіймаючись в гори, повітря охолоджується, волога в ньому конденсується і випадає дощем або снігом. Переваливши через хребет, повітря нагрівається, водяна пара, що залишилася, швидко йде від стадії насичення, відносна вогкість різко знижується. Опустившись з великою швидкістю в долину, повітря ще більш нагрівається і діє на рослини як сухий, викликаючи їх обезводнення і загибель.

#### *Контрольні питання*

1. Що таке вітер? 2. Які характеристики вітру ви знаєте? 3. Як міняється вітер протягом доби? 4. Чим визначається річний хід швидкості вітру? 5. Як утворюються пасати? 6. Чому вітер дме не по прямій, а по складній траєкторії? 7. Який кут відхилення вітру від баричного градієнта над суш і над морем? 8. Де дмуть мусони? 9. Що таке циклон? Де вони утворюються? 10. Які стадії розвитку проходить циклон? 11. Чим відрізняються тропічні циклони від циклонів помірних широт? Як їх називають? 12. Що називають антициклоном? 13. По якому напрямку дме вітер в циклоні? у антициклоні?

## Лекція 12

### ПРОГНОЗИ ПОГОДИ

Прогноз погоди — сфера діяльності синоптичної метеорології.

#### 12.1 Класифікація прогнозів погоди

У синоптичній метеорології укорінилися наступні прогнози погоди, засновані на періоді завчасності прогнозів: довгостроковий, короткостроковий прогнози і штормове попередження.

*Довгостроковий прогноз* — прогноз погоди на термін від 3 днів і більше. При цьому розрізняють довгостроковий прогноз малої завчасності — на декілька днів, тиждень і прогноз великої завчасності — на місяць, сезон, рік. Прогноз погодних явищ на термін більш 1 року слід класифікувати вже як кліматичні прогнози.

*Короткостроковим прогнозом* вважають прогноз погоди строком до 3 днів.

*Штормове попередження* — прогноз небезпечного метеорологічного явища із завчасністю від 1 до 24 ч.

*Агрометеорологіні прогнози* детально розглянуті в розділі 12.3.

#### 12.2. Синоптичні карти погоди

Синоптична карта погоди по суті — це географічна карта, на яку цифрами і символами нанесені результати спостережень на мережі метеорологічних станцій в певні моменти часу. Такі карти повсюдно регулярно складають синоптики по декілька разів на добу. Їх аналіз є ос нової для короткострокових прогнозів погоди.

Для представлення територіального розподілу основних метеорологічних явищ в світовій практиці прийнято кілька разів за добу складати синоптичну карту, по якій можна об'єктивніше оцінити синоптичну ситуацію в найближчий минулий годинник спостережень за погодою і вірніше дати короткостроковий прогноз погоди для конкретної території. Разом з комплексом знімків і даних, одержуваних з супутників, це обов'язковий інструмент синоптиків. На синоптичну карту наносять дані спостережень, одержаних з великого числа метеостанцій і кораблів. Такі карти обробляють в спеціальних

метеорологічних центрах, і вони містять первинний аналіз баричних систем і розташування фронтальних розділів. Для конкретних невеликих регіонів складають регіональні синоптичні карти, які містять дані спостережень не тільки з метеостанцій, що входять в систему ВМО, але і місцевих метеостанцій, що дозволяють детальніше врахувати специфічні місцеві умови формування погоди.

Синоптичну карту складають, наносячи умовні знаки, що позначають метеорологічні характеристики, навколо географічних пунктів, що мають метеостанції. Всі дані наносять в певному порядку, званому схемою наноски. Приклад наноски по скороченому варіанту міжнародного коду показаний на рис. 12.1. При необхідності схема може бути більш або менш докладною.

Обробка метеорологічних даних, нанесених таким чином на карту, в першу чергу передбачає проведення ізобар (лінії з однаковим тиском), після чого встановлюють області з підвищеним (антициклони) і зниженим (циклони) тиском. Дуже важливо виділити на карті зони з тиском, що знижується і підвищується, що можна зробити на основі аналізу величини і характеристики баричної тенденції, інформація про яку розташована на схемі наноски праворуч від пункту метеорологічних спостережень.

Далі, після виділення зон з характерними опадами (звичайно за допомогою відповідного штрихування), аналізу характеристик хмарності і вітру можна достатньо об'єктивно провести на карті відповідні фронтальні розділи повітряних мас. Їх звичайно зображають особливими лініями: холодний фронт — лінією з трикутниками, обернутими у бік переміщення фронту; теплий фронт—лінією, на якій напівкружки направлені також в сторони його руху; на лінії фронту оклюзії трикутники і кружки чергуються. На карті також виділяють пункти і зони з небезпечними явищами, такими, як грози або туман, заморожування і т.п.

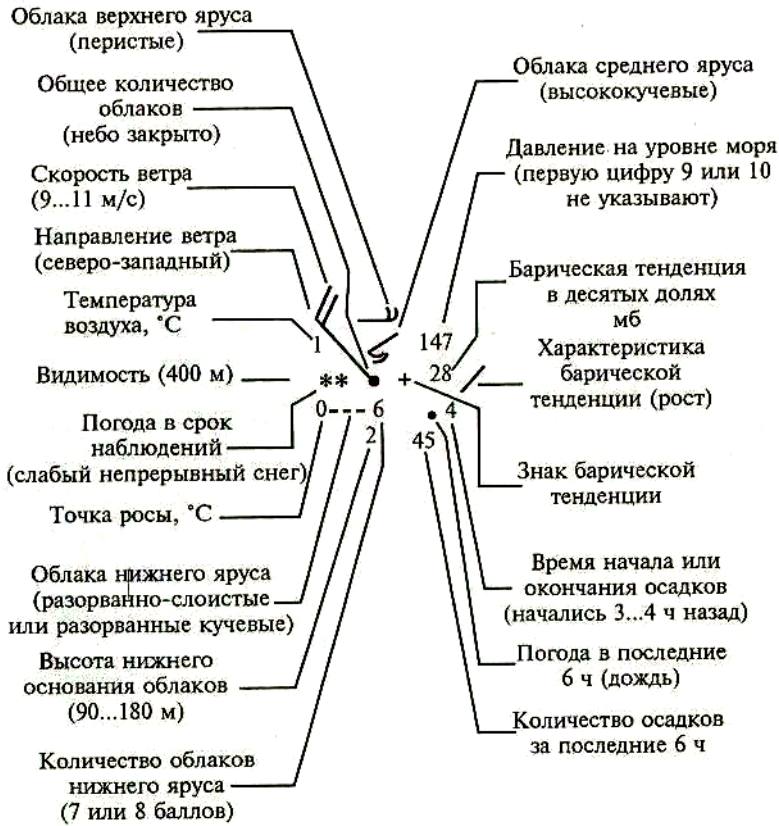


Рис. 12.1 – Схема нанесения данных на синоптичную карту

Такий аналіз істотно уточнює короткостроковий прогноз погоди в конкретних регіонах.

У сучасних умовах для більшості регіонів синоптичні карти складають, аналізують і передають в обробленому вигляді з гідрометеорологічних центрів за допомогою передачі факсиміле (рис. 12.2).

### 12.3. Аерологічна діаграма

У сухому і не насиченому вологою повітрі при збільшенні висоти на 100 м температура знижується приблизно на 1°C. У координатах температури (по осі абсцис) і висоти або тиск (по осі ординат) відповідні прями лінії (рис. 12.3) з таким градієнтом називають *сухими адиабатами*.



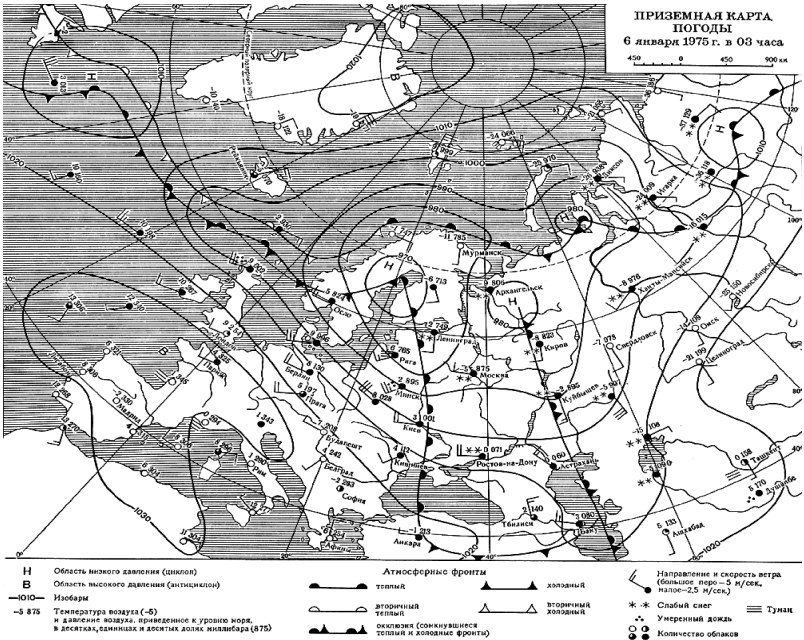


Рис. 12.2 – Синоптична карта

При волого-адиабатичному процесі значення падіння температури при збільшенні висоти на кожен умовну одиницю (у даному прикладі 100 м) — величина змінна, тому будуть не прямі, а криві лінії, які називають *вологими сухоадібатами*.

Для практичного застосування з метою зручності на графіку по осі ординат відкладають не висоту і навіть не значення тиску, а десятковий логарифм тиску, тоді волого-адиабатичні криві практично перетворюються на прямі лінії. Сукупність ліній сухих і вологих адиабат для різних значень температури і тиску в координатах температури і десяткових логарифмів тиску звичайно називають *аерологічною діаграмою*, Окрім ліній сухих і вологих адиабат на аерологічну діаграму наносять криві однакових значень питомої вологості повітря в стані насичення — ізограми.

Аерологічні діаграми застосовують для короткострокового прогнозу погоди, зокрема прогнозу хмарності і опадів. При цьому всі

графоаналітичні побудови проводять, виходячи з припущення, що стан повітря змінюється згідно адіабатичному процесу.

Наприклад, знаючи початкові характеристики атмосфери у поверхні землі: температуру  $T_0$  і тиск  $p_0$ , за даними метеостанції можна знайти відповідну точку на діаграмі. Спочатку вологе ненасичене повітря, підіймаючись, змінюється по сухоадіабатичному закону, що відповідає лінії сухої адіабати, яка проходить через початкову точку ( $T_0, p_0$ ).

Сухоадіабатичний процес проходить до перетину сухої адіабати з ізограмою, яка відповідає початковій питомій вологості  $q_0$ . У точці перетину сухої адіабати і ізограми  $q_0$  повітря досягне насичення вологою. Тиск в точці перетину  $p_1$  відповідає рівню конденсації. Далі стан повітря при підйомі змінюватиметься по волого-адіабатичному закону і характеризуватиметься вологою адіабатою. Одержану таким чином криву, що складається з сухої і вологої адіабат, називають *кривою стану*. Досвідчений синоптик по такій кривій може передбачати час утворення хмарності, її нижню кромку, інтенсивність розвитку хмарності і вірогідність випадання опадів.

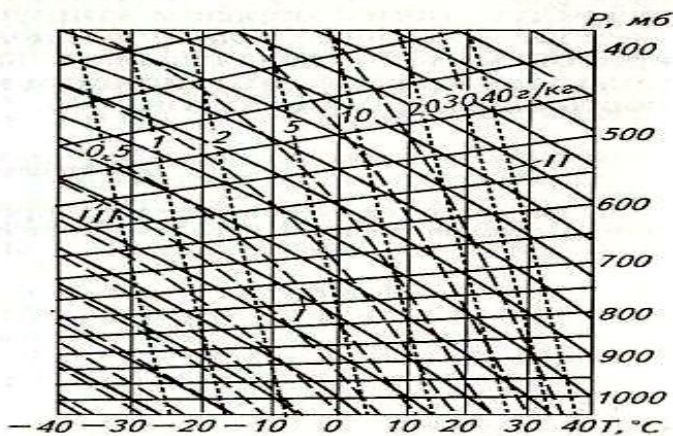


Рис. 12.3 – Аерологічна діаграма  
Контрольні питання

1. На які види підрозділяють прогноз погоди? 2. Що представляє з себе синоптична карта? 3. Що допомагає передбачити аерологічна діаграма?

## Лекція 13

### НЕБЕЗПЕЧНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА

Основні з них в теплий період — заморозки, засухи, суховії, запорошені бурі, гради, урагани, сильні зливи, а взимку — люті морози, ожеледь, вимокання, випрівання, зимові засухи.

#### 13.1 Заморозки

Заморозком називають пониження температури повітря або діяльної поверхні до  $0^{\circ}\text{C}$  і нижче на фоні позитивних середніх температур повітря. Заморожування спостерігаються у всіх районах Росії. Характеристики заморозків необхідні для встановлення термінів сівби, посадки розсади і прибирання сільськогосподарських культур, для обґрунтування розміщення теплолюбивих рослин і їх селекції, а також для розробки заходів захисту рослин від цього явища.

Заморожування особливо небезпечні, коли співпадають з вегетаційним періодом сільськогосподарських культур, тобто пізні весняні і ранні осінні заморожування.

По характеру погодних умов розрізняють три типи заморозків:

*адвективні*, виникаючі від вторгнення холодного повітря. Такі заморожування охоплюють великі території, можуть тривати декілька діб підряд і мало залежать від місцевих умов. Відмінність між температурами ґрунту і приземного шару повітря на висоті 2 м незначна;

*радіаційні*, обумовлені інтенсивним охолодженням діяльної поверхні в результаті випромінювання в ясні тихі ночі. Утворюється інверсія температури на поверхні на  $2,5\text{--}4,5^{\circ}\text{C}$  нижче, ніж на висоті 2 м. Радіаційні заморожування спостерігають в ясні ночі, вони посилюються в уранішній час перед сходом сонця;

*адвективно-радіаційні*, що утворюються унаслідок вторгнення холодного повітря і подальшого нічного охолодження його при ясному небі. Такі заморожування трапляються навіть на початку літа в період вегетації рослин, в результаті теплолюбні види рослин ушкоджуються і хворіють.

Заморозки на поверхні ґрунту весною закінчуються пізніше, а восени починаються раніше, ніж в повітрі (на висоті 2 м). Тому беззаморозний період на ґрунті на 20...30 діб коротше, ніж в повітрі.

На інтенсивність і тривалість радіаційних і адвективно-радіаційних заморозків сильно впливає рельєф: навітряні схили, відкриті холодні вітрами, є більш заморозконебезпечними; низини і долини, куди стікає охолоджене повітря, також більш схильні до заморожувань, ніж горби і верхні частини схилів.

У лісі під час радіаційних заморозків температура на 2...30С вища, ніж у відкритому полі.

На схилах, покритих лісом, холодне повітря затримується на узліссях, і заморозконебезпека відкритих ділянок схилів збільшується.

На берегах морів, великих озер тривалість беззаморозного періоду збільшується на 25...35 діб.

Сухі і розпушені ґрунти, особливо осушені торф'яники, сприяють виникненню радіаційних заморозків на поверхні ґрунту. Такі ґрунти погано проводять тепло з глибоких шарів до поверхні.

На східних і південно-східних схилах рослини ушкоджуються заморожуваннями сильніше, оскільки відразу зі сходом сонця потрапляють під дію його проміння, а від швидкого нагріву пошкодження обморожених частин рослини посилюються.

Температуру, нижче за яку рослини ушкоджуються або гинуть, називають *критичною*. Вона залежить від вигляду, сорту, фази розвитку і стану рослин. Для плодкових і ягідних культур заморожування особливо небезпечні в період цвітіння і утворення зав'язей.

За часом настання заморозків територію Росії ділять на три зони: холодну, помірну і з теплою зимою. У холодній зоні немає чітко вираженого беззаморозкового періоду. У помірній зоні, де розміщені основні площі посівів, середня тривалість беззаморозкового періоду складає від 85 діб на півночі до 280 діб на півдні. У зоні з теплою зимою (Краснодарський край) тривалість беззаморозкового періоду в середньому 300 діб.

Особливо заморозконебезпечні райони Східного Сибіру, де заморозки можуть приходитись на період активної вегетації і де сильно порізаний рельєф.

Середні і крайні дати заморозків, а також вірогідність різних дат почала і кінця заморозків приведені в довідниках по агрокліматичних

ресурсах. Так, для Московської області середня дата останнього заморозку весною в повітрі 6 травня, на ґрунті — 20 травня, а найпізніша дата — 15 червня в повітрі і 22 червня на ґрунті. Прогноз заморозків можна провести за формулою

$$T_{\text{min. в}} = t' - (t - t')C \pm A, \quad (13.1)$$

де  $T_{\text{min. в}}$  — очікувана мінімальна температура повітря,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $t'$  — температура по змоченому термометру в 13 г,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $t$  — температура по сухому терміновому термометру в 13 г,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $C$  — коефіцієнт, залежний від відносної вологості повітря  $f$  в 13 г:

$f, \%$	100	90	80	70	60	40	30	20	10
$C$	5,0	4,0	3,0	2,0	1,5	0,9	0,7	0,4	0,2

$A$  — поправка на хмарність.

Для визначення мінімальної температури на ґрунті формула має вигляд

$$T_{\text{min. п}} = t' - (t - t')2C \pm A. \quad (13.2)$$

Коефіцієнт впливу хмарності  $A$  при хмарності до 7 балів не вводять, при похмурому небі  $A = +2$ .

Від заморозків застосовують наступні методи захисту: димлення (застосовують в садах); укриття рослин (плівкою, ковпаками, землею); зрошування (дощування) ослабляє заморозок приблизно на  $2^{\circ}\text{C}$ ; продування насаджень за допомогою відпрацьованих свій ресурс літакових двигунів.

Добрі результати дає комплекс заходів, тобто правильний облік мікрорельєфу, використання скоростиглих і заморозкостійких сортів, застосування калієвих добрив, дощування і ін.

### 13.2 Засухи і суховії

*Засуха* — висушування коренеживного шару ґрунту, яке виникає при тривалій відсутності опадів в поєднанні з високими температурами. У пустелях і напівпустелях такі умови спостерігають щорічно, в степовій, лісостеповій і лісовій зонах—періодично.

*Суховій* (атмосферна засуха) характеризується низькою відносною вологістю, високою температурою приземного шару повітря і вітром більше 10 м/с. Це обумовлює високе випаровування, викликає порушення водного балансу рослин і їх пошкодження, а іноді загибель рослин. У степовій і лісостеповій зонах суховії спостерігаються щорічно, в лісовій зоні вони рідкісні.

Засухи і суховії виникають під час антициклональної погоди. Антициклони найчастіше приходять з Арктики і характеризуються малою абсолютною вологістю, низькою температурою. При переміщенні на південь повітря нагрівається, стає сухим при ясному небі, випаровування ґрунтової вологи посилюється, але опадів майже не випадає.

Найсильніші засухи виникають при взаємодії арктичного і субтропічного антициклонів.

Критерії засух по В. А. Сенникову: недолік опадів (від 0 мм до менше 10 % середньобагаторічної норми); недолік вологи в 20-сантиметровому шарі ґрунту (менше 20 мм — початок засухи, менше 10 мм — засуха, 0 мм — дуже сильна засуха); по гідротермічному коефіцієнту:  $ГТК = X / (0,1 \sum_{t > 10^\circ C} t)$  (де  $X$ —осадки,  $\sum_{t > 10^\circ C} t$  — сума активних температур повітря), при  $ГТК < 0,5$ — засуха; по зниженню врожайності: при зниженні урожаю до 20 % — слабка засуха, 20...50 — сильна засуха, більше 50 % — дуже сильна засуха.

Показник посушливості

$$K = 10(W_{\text{пр}} + X) / \sum_{t > 10^\circ C} t, \quad (13.3)$$

де  $W_{\text{пр}}$  — запас продуктивної вологи в шарі ґрунту 0... 100 см;  $X$ — кількість опадів від початку весни до моменту розрахунку;  $\sum_{t > 10^\circ C} t$  — сума середніх добових температур повітря від дати переходу температури повітря через  $0^\circ C$ .

Початком засухи прийнято вважати  $K \leq 1,5$ , коли починається пошкодження ярової пшениці, а зниження запасів продуктивної вологи в орному шарі (0...20 см) доходить до 10 мм. В. А. Сенников пропонує прийняти в знаменнику випаровування за травень—червень.

Вплив засухи на рослини виявляється залежно від часу її настання. Весняна засуха уповільнює сходи ярових культур, обумовлює утворення меншого числа зерен в колосі. Літня засуха знижує фотосинтетичну діяльність рослин, викликає щуплість зерна, припиняє приріст бульб і коренеплодів. Осіння засуха небезпечна для озимих культур. Нерідко через неї озимі не висівають.

Слабкий суховій починається при дефіциті вогкості 20 гПа, дуже інтенсивний — при дефіциті більше 53 гПа. Вітер підсилює чинник засухи.

Ступінь пошкодження рослин суховіями залежить від їх тривалості. Рослини без пошкодження можуть протягом 5 діб переносити слабкі суховії і лише 1...2 доби дуже інтенсивні. Але якщо запасів вологи в коренеживному шарі ґрунту не менше 80 % польової вологості, то рослини суховіями звичайно не ушкоджуються. Тому зрошування оптимальними нормами забезпечує високі урожаї.

Боротьбу із засухою і суховіями проводять по селекційно-генетичному, агротехнічному і меліоративному напрямках.

Селекційно-генетичний напрям полягає у виведенні посухостійких сортів рослин і підборі сільськогосподарських культур, відповідних клімату.

Агротехнічний і меліоративний напрями передбачають снігозатримання і затримання талих вод, своєчасне закриття вологи весною, безвідвальну оранку, ползахисне лісорозведення, а головне, всі види зрошування.

### **13.3 Пилові бурі (вітрова ерозія ґрунтів)**

До пилових бур схильні степові райони України. Пилові бурі завдають величезного збитку. Виникають бурі при сильному вітрі, зсушеності і розпиленості верхнього шару ґрунту, слабкому розвитку рослинності і наявності обширних відкритих просторів при відносній вологості менше 50 %. Взимку пилові бурі виникають за відсутності

сніжного покриву, слабкій цементації ґрунту і його неглибокому промерзанні.

При швидкості вітру 10 м/с і більш частинки ґрунту відриваються від поверхні і у вигляді пилу захоплюються на великі відстані. Сонце ледве просвічує через пилову завісу.. Видувається весь верхній шар ґрунту. У степових районах Північного Кавказу пилові бурі бувають 1...5 діб, в Ростовській області і Ставропольському краю — 15...20 діб щорічно. Для боротьби із пиловими бурями влаштовують системи ажурних лісових смуг, вітрозахисні куліси, застосовують безвідвальну оранку, хімічні речовини, сприяючі зчепленню ґрунтових частинок, ґрунтозахисні сівозміни з посівами багаторічних трав. При цьому враховують напрям вітрів, рельєф, особливості ґрунтів.

### **13.4 Град. сильні зливи**

Випадання граду — небезпечне явище практично для всіх сфер господарства і життєдіяльності людини. Зокрема, град ушкоджує посіви і насадження, нерідко знищує їх. Сильні зливи викликають водну ерозію, повені, обвали, сіли.

Утворюється град в теплу пору року, коли під дією теплової конвекції (сильних висхідних потоків повітря) виникають могутні купчасто-дощові хмари. Усередині хмари накопичуються крупні краплі, і при підйомі вище за нульову ізотерму (вершина хмари має температуру мінус 25°C) утворюється град. Ту частину хмари, де кристалізується град, називають градовим вогнищем.

Зони найчастіших градобить розташовані в передгірних і гірських районах (Крим, Карпати). Проте град випадає і на рівнинах. Боротьбу з градобоєм ведуть шляхом запобігання утворенню градин. З цією метою через 15...20 мін після початку (93) розвитку градових хмар їх обстрілюють спеціальними ракетами або зенітними снарядами, несучими реагент (йодне срібло, діоксид вуглецю). Створюється велике число ядер конденсації, на яких відбувається сублімація водяної пари, і випадає дощ. Положення градового вогнища визначають за допомогою радіолокатора. Один радіолокатор забезпечує управління 7 зенітних знарядь або 12 ракетних установок, захищаючи від градобою 200 тис. га. При безпечному для людей



обстрілі досить 75 г реагенту на 1 км<sup>3</sup> хмари. Ефективність протиградових заходів досягає 90 %.

Небезпечними бувають зливи з інтенсивністю 0,2.-0,5 мм/хв. Найбільша добова кількість опадів в Москві склала 66 мм (липень 1953 р.). В результаті зливових опадів вилягають посіви, відбувається змив ґрунтів і утворюються яри. До водної ерозії схильні території Середньоруської, Клинсько-Дмитровської, Приволзьської, Ставропольської і інших височин. До профілактичних заходів боротьби відносять збереження лісів і трав'яного покриву, посів багаторічних трав на ерозійно небезпечних полях, обробку ґрунту вперек схилів, лісонасадження і яроукріплення.

### 13.5 Урагани і смерчі

*Урагани.* Вони виникають в жарку і вологу погоду, коли відбувається інтенсивне випаровування. Вологе повітря швидко підіймається вгору, і що притікає на його місце прохолодніше починає обертатися за годинниковою стрілкою, утворюючи гігантську воронку (рис. 13.1). У «оці» урагану діаметром до 35 км, де продовжується стрімке сходження зігрітого повітря при низькому атмосферному тиску, стоїть тиха безвітряна погода, а навколо бушують штормові вітри, які викоріняють дерева, руйнують будинки, корчать опори електропередач, перевертають автомобілі. Такий ураган промайнув над Москвою 21 червня 1998г., коли загинуло 10 чол., одержали поранення 150 чол., були вирвані з корінням 55 тис. дерев, зруйновані будинки і автомобілі.

*Смерчі.* Вони утворюються, коли стикаються повітряні маси різної температури і вогкості, причому в нижніх шарах повітря тепле, а у верхніх — холодне. Тепле повітря підіймається вгору, при цьому воно охолоджується, а водяні пари, що містяться в ньому, випадають дощем.

Звичайно смерчі починаються так: на горизонті з'являється зловісна, грозова хмара, що заливає місцевість примарно-зеленуватим світлом, наростає задушлива волога спека, дихати стає важко. Підіймається вітер, починає мжичити дощ, і температура повітря різко падає на 10...15°С. Раптово з навислих хмар опускається до землі «хобот», що обертається з скаженою швидкістю. Назустріч йому з

поверхні тягнуться схожий на перекинуту воронку інший вихор. Вони стуляються (рис. 10.2), утворюючи стовп, що обертається проти годинникової стрілки. Стовп втягує в себе все, що зустрічається на шляху, — вирвані з корінням дерева, пісок, будинки, автомобілі, людей і худобу. Через 10 хв. все закінчується, а на землі залишається смуга завдовжки в декілька кілометрів і шириною 50...400м, по якій як би проїхав величезний асфальтовий каток. 9 червня 1984 р. у центральній частині Росії по Московській, Іванівській і Костромській областях пройшов сильний смерч. Збиток від нього оцінили в десятки мільйонів рублів. Наприклад, США щорічно відвідують близько 900 смерчів, де від них гине в середньому 114 чол. у рік.

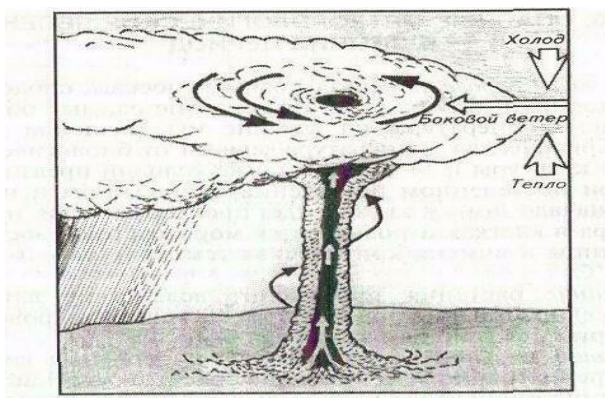


Рис. 13.1 Ураган Рис. 13.2 – Смерч

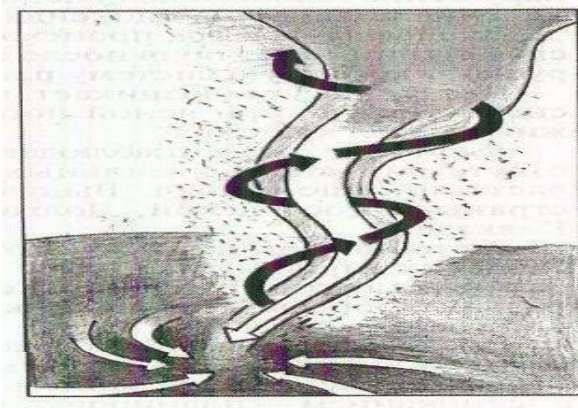


Рис. 13.2 – Смерч

### 13.6 Небезпечні метеорологічні явища в зимовий період

При *лютому морозі* вимерзають озимі посіви, плодові дерева і чагарники, хворіє худоба. Вимерзання озимих обумовлене пониженням температури на глибині вузла кушення протягом 2...3 діб. Критична температура залежить від біологічних особливостей культури і її сорту, а також умов передзимового періоду. При поступовому пониженні температури і невеликих опадах на початку зими у озимих йде процес гарту, накопичуються цукру в клітках і підвищується морозостійкість. У озимій пшениці і ячменю критична температура —16<sup>0</sup>С, у житі -25...-30<sup>0</sup>С.

*Випрівання* рослини відбувається унаслідок тривалого (90...100 діб) перебування під могутнім сніговим покривом. Рослини піддаються грибним захворюванням.

*Вимокання* викликається застоєм води, особливо весною при температурі приблизно 5<sup>0</sup>С протягом більше 20 діб. Найчастіше вимокання відбувається на важких суглинних ґрунтах в пониженнях.

*Крижана кірка* — шар льоду, що утворився при відлизі або випаданні рідких опадів і подальшому морозі. Товщина кірки 20...50 мм. Причина загибелі рослин під крижаною кіркою — порушення газообміну (зменшення вмісту кисню і збільшення кількості діоксиду вуглецю).

*Випирання посівів* відбувається при замерзанні води у верхньому шарі суглинних ґрунтів після відлиги. Ґрунти случуються і порушують кореневу систему рослин.

*Зимова засуха* виникає при замерзлому ґрунті і відсутності снігу. Сонце при ясній погоді сильно випаровує воду і зневоднює вузол кушення.

*Видування озимих* спостерігають при сильних вітрах (більше 10 м/с), відсутності снігу і лютих морозах, коли коренева система рослин ще слабка. До видування схильна територія півдня країни в Ростовській, Волгоградській областях і на Північному Кавказі.

Рослини взимку гинуть від одночасної дії декількох причин, наприклад випрівання, вимокання, дії лютих морозів і крижаної кірки. Для плодових дерев небезпечні люті морози і відлига, коли бруньки рушають в зростання, а потім наступають морози.

Передбачені наступні заходи боротьби з небезпечними метеорологічними явищами в зимовий період: з вимерзанням — снігозатримання; з випріванням — накочення сніжного покриву; з вимоканням — планування полів і поліпшення поверхневого і ґрунтового стоків створенням траншей, каналів і т. д.; крижані (96) кірки присипають золою або торфом для прискорення танення; плоді дерева для оберігання від зимових опіків і морозів вкривають снігом, стовбури білять і обв'язують мішковиною, а головне, розміщують на південних схилах, вибирають найбільш морозостійкі сорти.

### *Контрольні питання і завдання*

1 Перерахуйте небезпечні метеорологічні явища в теплий і холодний періоди року. 2. Що називають заморозком? 3. Які бувають заморожування за погодних умов? 4. Як називають температуру, нижче за яку рослини ушкоджуються і гинуть. 5. Які екологічні групи сільськогосподарських рослин наділені по їх стійкості до заморожувань? 6. Як прогнозують заморожування? 7. Які методи захисту від заморозків ви знаєте? 8. Що називається засухою? 9. Що таке суховій? 10. Як обчислити гідротермічний коефіцієнт або показник посушливості? 11. Які методи боротьби із засухами? 12. Що таке пилова буря? 13. Як борються з пиловими бурями? 14. Як утворюється град? 15 Які методи боротьби з градобоєм ви знаєте? 16. Як борються із зливовою ерозією? 17. Як виникають урагани і смерчі? 18. Які заходи боротьби із зимовими небезпечними явищами?

## Лекція 14

### КЛІМАТ

#### 14.1 Визначення клімату і кліматології

*Кліматом* в глобальному розумінні називають сукупність статистичних станів, які проходить система *атмосфера-океан-суша-кріосфера-біосфера* за багаторічний період.

Компоненти кліматичної системи, що включає атмосферу, океан, запаси снігу і льоду, поверхню суші, рослинність і тварин, безперервно взаємодіють і обмінюються між собою енергією і речовиною.

До зовнішніх процесів, що впливають на глобальний клімат Землі, відносяться: притік сонячної радіації і його можливі зміни; зміни складу атмосфери, викликані виверженнями вулканів, притоком пилу з космосу, землетрусами, падінням метеоритів і астероїдів і ін.

До внутрішніх процесів відносяться: взаємодія атмосфери з океаном, поверхнею суші і льодовиків; рух і зміна площі материків; Эль-Ніньйо; зміна потужності і напрями течій; хмарність і рослинний покрив, антропогенні зміни і ін.

Дія цих чинників носить складний, заплутаний характер з прямими і зворотними зв'язками, що насилу піддаються дослідженням і прогнозам.

Сучасний клімат вважають більш менш постійним і характеризують середніми багаторічними значеннями метеорологічних величин для різних сезонів (температурою і вологістю повітря, хмарністю, опадами, вітрами), показниками їх мінливості, вірогідністю і забезпеченістю метеорологічних елементів.

Науку, що вивчає чинники кліматоутворення, формування клімату і кліматичного режиму різних країн, класифікацію клімату Землі, антропогенні впливи на клімат і прогнози клімату на майбутнє, називають *кліматологією*.

Засновниками кліматології в Європі були Гумбольдт і Дове (XVIII в.), в Росії—А.И.Воейков, який в своїй книзі «Климаты земного шара, особенно России» (1884 р.) дав перший і глибокий опис клімату земної кулі, дослідив взаємодію клімату з географічними

особливостями поверхні землі і рослинністю, а також вплив клімату на сільське господарство.

## 14.2 Кліматичні чинники

Основні кліматоутворюючі чинники -- сонячна радіація, циркуляція атмосфери, підстилаюча поверхня, а в останнє сторіччя - господарська діяльність людини. Ще стародавні греки встановили вирішальне значення променистої енергії Сонця для клімату. Адже «клімат» в перекладі з грецького - «нахил» земної поверхні до сонячного проміння. Кількість сонячної енергії, що поступає на денну поверхню, залежить від географічної широти. Географічна широта даного місця визначає полуденну висоту сонця над горизонтом, тривалість дня і ночі, прихід- витрата променистої енергії Сонця. Залежно від приходу сонячного тепла поверхню земної кулі ділять на п'ять широтних термічних поясів: тропічний, розташований між тропіками (23,5°с. ш. і 23,5°ю.ш.); два помірних, що простягаються на північ і південь від тропіків до полярних кругів (66,5° з. ш. і 66,5° пд.ш.); два полярні пояси, що лежать між полярними кругами і полюсами. Сумарна радіація за полярним кругом всього 2300...2500 МДж/м<sup>2</sup> в рік, а в тропіках 5850...9200 МДж/м<sup>2</sup> в рік.

З атмосферною циркуляцією пов'язаний прихід на дану місцевість повітряних мас різного географічного походження і володіючих різною температурою, вогкістю і іншими характеристиками. Наприклад, міста Новгород і Магадан розташовані приблизно на одній широті (біля 68° пн.ш.), але якщо клімат Новгородської області помірний, його визначають циклони, що приходять з Атлантичного океану, середня температура січня -7.-10<sup>0</sup>С, липня 16...17<sup>0</sup>С, кількість опадів 750 мм за рік, випадаючих більш всього осінню і зимою, то клімат Магадану—різко континентальний (хоча м. Магадан розташоване на березі Охотського моря), визначається сибірським антициклоном взимку, мусоном—літом, середня температура січня -25<sup>0</sup>С, липня 10...15<sup>0</sup>С, опади (600мм) випадають переважно влітку. Підстилаюча поверхня перерозподіляє тепло, вологообіг змінює напрям повітряних течій. Здатність акумулювати і віддавати тепло, відображати радіацію, випаровувати вологу між суш і морем сильно відрізняються. Звідси відмінності в тиску повітря, повітряних течіях і вітрах, випаданні опадів. Над поверхнею океанів і на побережжі

створюється вологий морський клімат, а в глибині континентів, в пустелях складається сухий континентальний клімат.

На клімат сильний вплив надає рельєф місцевості. Гірські хребти є перешкодою на шляху рухомих повітряних мас і вітрів і впливають на клімат прилеглих районів. На навітряних схилах, звернених до вологих повітряних мас, опадів випадає більше, клімат м'якший, ніж на протилежних схилах (Кавказ, Гімалаї, Памір і ін.).

У горах весь комплекс кліматичних умов змінюється з висотою, створюючи *висотну кліматичну зональну*. Зміна висотних кліматичних зон нагадує зміну кліматичних зон в широтному напрямі. Листяні ліси змінюються хвойними лісами, чагарниками, альпійськими лугами і, нарешті, за сніговою лінією — зоною постійного снігу і льоду.

*Висота над рівнем моря*, навіть незначна, впливає на формування клімату: знижуються атмосферний тиск, температура і вологість повітря, міняється напрям вітру, збільшуються опади (у високогірних районах до певної межі).

*Сніжний і крижаний покрив* збільшують альbedo, знижують температуру, створюють температурні інверсії. На танення витрачається велика кількість тепла атмосфери. *Морські течії* мають велике значення для клімату прибережних районів. Гольфстрім, несучий теплі води з тропіків, створює на омиваних їм берегах м'який клімат з дуже теплою вологою зимою і підвищеною кількістю опадів. Навпаки, холодні течії роблять клімат суворим і холодним.

*Рослинність*, особливо ліси, благотворно впливає на клімат, тепло- і вологооберт. Озера і водосховища пом'якшують клімат прибережних районів.

У останнє сторіччя *господарська діяльність* людини — вирубка і насадження лісів, лісових смуг, створення водосховищ, відкриття степів і лугов, спалювання вуглецевого палива і інші дії істотно впливають на клімат.

### 14.3 Класифікація клімату

Поєднання кліматоутворюючих чинників в різних географічних умовах створює різні типи клімату. У розподілі клімату на рівнині існує широтна, а в горах — вертикальна зональна, порушувана

впливом місцевих чинників. Далі приведена класифікація В. Кеппена по температурному режиму, що складається з 6 класів і 16 підкласів.

<i>Клас клімату</i>	<i>Визначення</i>
А. Тропічні	Середньомісячні температури більше 17 <sup>0</sup> С протягом всього року
Б. Субтропічні	Середньомісячні температури більше 9 <sup>0</sup> С в 8...12 міс
В. Помірні	Середньомісячні температури більше 9 <sup>0</sup> С в 4...7 міс
Г. Субарктичні	Середньомісячні температури більше 9 <sup>0</sup> С в 1...3 міс
Д. Полярні	Середньомісячні температури ні в одному місяці не перевищують 9 <sup>0</sup> С
Е. Сухі	Випаровування перевищує опади.

Л. С. Берг при класифікації клімату виходить з ландшафтно-географічної зональної. Він запропонував 12 типів клімату:

1 — клімат вічного морозу — середньомісячна температура завжди негативна;

2 — клімат тундри — тривала і холодна зима, коротке і прохолодне літо. Середня температура найтеплішого місяця не більш 12<sup>0</sup>С. Клімат тундри має континентальний і морський підтипи;

3—клімат тайги - помірна холодна зима до —30<sup>0</sup>С і нижче, середня температура липня 10...20<sup>0</sup>З, кількість річних опадів 300...600 мм;

4 — клімат листяних лісів помірної зони — зима і літо тепліші за клімат тайги, річна сума опадів 500...700 мм,;

5 — мусонний клімат в помірних широтах — холодна малосніжна зима і тепле дощове літо;

6 — клімат степів — річна кількість опадів менше 450 мм, випадають переважно влітку, зима помірна або, холодна, літо — тепле;

7 — клімат середземноморський—літо сухе і жарке, зима волога тепла;



8 — клімат зони субтропічних лісів — велика кількість опадів (більше 1000 мм в рік), дуже жарке вологе літо, зима тепла;

9 — клімат внутрішньоматерикових пустель — річна сума опадів менше 250 мм;

101

10—клімат тропічних пустель—опадів ще менше (50...250 мм), літо жарке, зима тепла;

11 — клімат саван — середня температура найтепліших місяців 25...30 °С, холодного — вище 180 З, кількість опадів 200...1000 мм в рік. Явно виражений сухий період взимку і весною;

12—клімат вологих тропічних лісів—опадів більше, ніж де-небудь на земній кулі (1500...21 020 мм), температура найхолоднішого місяця вища 18 °С. Амплітуда коливання температури незначна.

Б. П. Алісов запропонував схему кліматичного районування, засновану на умовах загальної циркуляції атмосфери. Окрім семи основних зон — екваторіальної, двох тропічних, двох помірних і двох полярних — він запропонував шість перехідних зон - дві субекваторіальні, дві субтропічні, субарктичну і субантарктичну. У кожній зоні розрізняють материковий, океанічний клімат, клімат, західних і східних берегів

#### 14.4 Кліматичні зони Росії

На території Росії виділяють 1...7 зон по Л. С. Бергу і 4 типи і 10 підтипів по Б. П. Алісову.

*Клімат східної Арктики.* Такий клімат властивий центру Арктичного басейну. Середні температури від  $-40^{\circ}\text{C}$  зимою до  $0^{\circ}\text{C}$  літом. Найтепліша атлантико-європейська область Арктики, де в процесі циклонної діяльності відбуваються виноси теплого атлантичного повітря. На Шпіцбергені середня температура січня —  $16^{\circ}\text{C}$ , липня  $5^{\circ}\text{C}$ , середньорічна  $-8^{\circ}\text{C}$ . Сума опадів 320 мм.

У азійській (східно-сибірській) частині Арктики температура в лютому  $-33^{\circ}\text{C}$ , в липні  $4^{\circ}\text{C}$ , середньорічна  $-15^{\circ}\text{C}$ . Опадів випадає 100...200мм.

*Клімат тундри (субарктичний).* В Азії в цьому кліматі розташовується полюс холоду (Оймякон з абсолютним мінімумом —  $71^{\circ}\text{C}$ ). Середня температура найтеплішого місяця не вища  $12^{\circ}\text{C}$ ,

опадів менше 300 мм. Які ні малі опади, вони перевищують випаровування, і внаслідок вічної мерзлоти відбувається заболочування земель. У тундрі виражений мусон: влітку переважають вітри на материк, зимою - з материка. У Салехарді (66° п. ш., 66° с. д.) середня температура липня 14°C, січня —25 °С.

*Континентальний клімат помірних широт* (один з його варіантів по Л. С. Бергу — *клімат тайги*). Такий клімат має найбільша частина Росії, яка тягнеться від Карелії на схід до Камчатки з наростанням континентальності і суворості зими. У (102) європейській частині Росії зима помірно холодна з середньою температурою січня —7...—15 °С, а в Східному Сибіру температура січня —25...—48 °С (різко континентальний клімат). Весна в Сибіру настає пізніше, ніж в європейській частині, заморожування в сибірській тайзі можливі навіть влітку, але середня температура липня 14...18 °С. Осінь в західних районах тривала, в східних — коротка з швидким наростанням холодів. Річна сума опадів по зоні 350...600 мм. Ця територія в Сибіру характеризується наявністю вічної мерзлоти.

*Континентальний клімат помірних широт* (по Л. С. Бергу — *зона листяних лісів*). Вона тягнеться від західних меж Росії до р. Обі у р. Новосибірська. Зима в західних районах цієї зони м'яка з частою відлигою, похмура, на сході суворіша з середніми температурами січня —4...—18°C, літо тепле з середніми температурами липня 17...20 °С. Амплітуда коливання місячних температур на заході 22 °З, в Новосибірську 38 °С. Річна сума опадів убаває із заходу на схід від 700 до 400 мм.

*Континентальний клімат помірних широт* (по Л. С. Бергу — *клімат степів і напівпустель*). Ця зона охоплює середню і нижню течію Дону, Середнє і Нижнє Поволжя, Північний Кавказ, Південний Урал, південні райони Західного і Східного Сибіру. У цій зоні річна сума опадів (250...450 мм) менше річної суми випаровуваної, часто спостерігаються засухи і суховії, нерідкі заповорошені бурі. Середня температура липня 20...25 °С. Зима малосніжна, в східних районах— суровая. Особливо великі контрасти температур в напівпустинних районах Прикаспійської низовини, де в липні середня температура 25<sup>0</sup>С, в січні —8<sup>0</sup>С, а опадів випадає всього 150 мм в рік.

**Клімат гірських районів** (Кавказ, Урал, Саяни, Алтай і ін.). Це інший різновид континентального клімату помірних широт. Тут яскраво представлена вертикальна зональна від клімату степів, потім

лісостепу, листяних і хвойних лісів, альпійських луків до клімату льодовиків і вічних снігів. Температура залежить від висоти і орієнтації схилів, напряму пануючих вітрів і інших чинників. У гірських районах опади рясніші, ніж у підніжжях, і убувають із заходу на схід. На навітряних схилах Західного Алтаю опади досягають 1600 мм в рік, а на південних східних схилах, в замкнених котловинах— менше 200 мм. На навітряних схилах накопичується могутній сніжний покрив і знижується снігова лінія.

*Мусонний клімат.* Він типовий для Примор'я Тихого океану. Мусони помірних широт є продовженням тропічних і субтропічних мусонів і спостерігаються приблизно до широти північного Сахаліну. Взимку околиця материка виявляється (103) на периферії Азіатського антициклону і переважає перенесення холодного повітря з Східного Сибіру. Тому зима холодна і суха. Влітку приходять циклони з Тихого океану, літо тепле і вологе. Наприклад, в Хабаровську середня температура січня —22 °С, липня 21 °С, річна кількість опадів 569 мм, з яких взимку випадає тільки 99 мм.

На Камчатці і в північних районах Примор'я зима м'якша (у січні —16..— 20 °С), влітку 8... 16 °С. Опади складають 500...600 мм, з яких половина випадає взимку.

*Океанічний клімат помірних широт.* Такий клімат властивий Алеутським і Командорським островам. Літо і зима—холодні, острови покриті тундрою.

## 14.5 Мікроклімат

*Мікроклімат* — це місцевий клімат невеликої території, що формується під впливом особливостей підстилаючої поверхні і інших чинників, що визначають своєрідність режиму радіації, температури і вологості повітря і ґрунту, швидкості вітру і т.д.

Це мікроклімат берега річки або озера, лісу, луку, полів, узлісся, поляни. У посівах створюється особливий вид мікроклімату, званий *фітокліматом*. Особливості мікроклімату виявляються від поверхні ґрунту до декількох метрів (або десятків метрів), тобто до висоти початку турбулентного перемішування повітря. Так, при тихій сонячній погоді в полі із слабо розвиненою рослинністю різниця

температури поверхні ґрунту між південним і північним схилом досягає 10...12 °С.

Взимку в низинах, ярах, на узліссях снігу скоплюється більше, ніж на опуклих формах рельєфу. Після танення снігу вогкість ґрунту виявляється значно вище у низинах, на узліссях, ніж на опуклих схилах. Особливо ясно видно відмінності між фітокліматом зрошуваних і незрошуваних ділянок. Температура ґрунту на зрошуваній ділянці посівів рису в 5...6 г ранку на 7<sup>0</sup>С вище, ніж на незрошуваній ділянці, а в 13...14 ч на незрошуваній ділянці на 29<sup>0</sup>С вище, ніж на зрошуваному. На висоті 150 см від поверхні різниця температур зменшується до 1...3<sup>0</sup>С. Великий вплив на фітоклімат робить структура посівів (насаджень). У різних фітоценозах істотно розрізняються освітленість рослин, температура і вогкість повітря і ґрунту, швидкість вітру.

При оцінці агрокліматичних ресурсів необхідно враховувати поправки на мікроклімат.

104

## 14.6 Зміни клімату

За всю історію Землі її клімат багато разів змінювався разом із зміною всієї природи: вивергалися вулкани, виникали і мінялися атмосфера і гідросфера, розколювалися і рухалися материки, відбувалися землетруси, виникали гірські країни, епохи похолодання і заледеніння змінювалися потепліннями і т. д., а також мінялася світимість Сонця, коливалися ексцентриситет земної орбіти, положення осі Землі і її нахил до площини екліптики, швидкість обертання Землі, можливо, траплялися зіткнення з небесними тілами і багато що інше. Клімат мінявся у всі геологічні епохи. Змінювалися теплообіг, вологообіг, атмосферна циркуляція і всі географічні чинники клімату.

Відомості про кліматичні зміни убувають у міру поглиблення в геологічну історію. Показниками кліматичних змін в докембрії, тобто в період від 4,65 млрд. років до 570 млн. років тому, є тільки геологічні дані (продукти фізичного і хімічного вивітрювання). У пізніші епохи додаються методи палеонтології і палеоботаніки, зокрема споровопилковий аналіз, і методи геофізики.

У 1970 р. на російській станції Восток почато буріння глибокої свердловини, що досягла до 1998г. глибини 3623м. Товщина льодовикового покриву тут складає 3470м. В результаті вивчення крижаного ядра одержана детальна інформація про глобальні кліматичні зміни впродовж 420 тис. років, що охоплюють 4 повні кліматичні цикли. Глобальний характер одержаних даних підтверджується зведеною ізотопною кривою морських відкладень, яка характеризує рівень Світового океану. З XVIII в. вирішальне значення мають інструментальні гідрометеорологічні спостереження, аерологічні спостереження, математичне моделювання, ізотопні і інші сучасні методи. Вивчення минулого Землі, змін глобального клімату необхідне для розуміння процесів, що відбуваються тепер, і можливості передбачення клімату майбутнього.

Ми живемо в міжльодовикову епоху. В даний час відзначають значні зміни природних умов на поверхні землі в різних геосферах як в результаті природних коливань природних процесів під впливом геліокозмічних і тектонічних чинників, так і наростання активності людської діяльності.

У останні десятиліття зміни гідрокліматичних умов на фоні загального потепління все частіше приводять в різних районах Землі до розвитку екстремальних природних явищ (почастішанню появи могутніх тайфунів, ураганів, смерчів, посиленню і зміні напрямів циклонної діяльності, посиленню повеней, виникненню засух, опустелюванню і ін.), які все більш відчутно впливають на життя населення. За даними Nadly Center for Climate Prediction and Research, UK, глобальне потепління клімату досягло першого максимуму в кінці 30-х — початку 40-х років XX ст., склавши близько 0,6 °С.

Потім до середини 60-х років спостерігалось зниження температури в межах 0,3°С, яке змінилося подальшим підвищенням на 0,83 °С (рис. 14.1).

При цьому у високих широтах (помірній і арктичній зонах) амплітуда змін температури в 3,5 рази більше, ніж біля екватора, що привело до істотної зміни профілю середнього меридіонального градієнта температури, а також переважно зимовому потеплінню.

Глобальне потепління охопило як північну, так і південну півкулі, але північне на 0,3°С прогрілося більше, ніж південне (у південній півкулі більше морів і величезний льодовик Антарктиди).

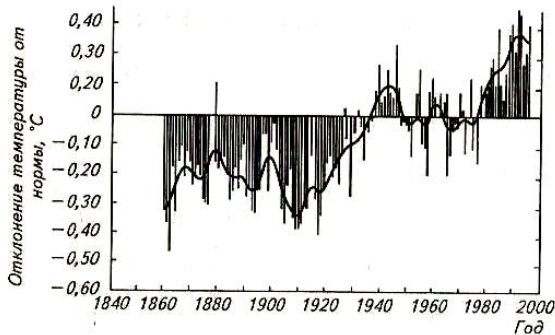


Рис. 14.1 **Рис. 11.1.** Изменение глобальной среднегодовой температуры воздуха

Потепління континентів склало  $1,6^{\circ}\text{C}$ , а океану - біля  $0,8^{\circ}\text{C}$ . У екваторіальній зоні температура майже не змінилася, а температура підлідної води Північного полюса підвищилася на  $2^{\circ}\text{C}$ , і почалося підтавання льоду знизу. Рівень Світового океану підіймається із швидкістю  $0,6$  мм в рік.

Потепління клімату супроводжується збільшенням випаровування і випадання опадів в помірних і полярних широтах. Збільшується циклонна діяльність, але траєкторії циклонів зміщуються на північ (у північній півкулі), що може привести в північних областях Росії до заболочування земель.

У центральнo-чорноземних і південних областях, навпаки, кількість опадів зменшиться, а число засух збільшиться. Тому зростає значення зрошування земель для досягнення високих урожаїв.

Потепління супроводжується таненням льодовиків, через  $100\text{...}300$  років льодовики зменшаться, а в багатьох районах зникнуть. Зменшиться зона вічної мерзлоти. Рівень Світового океану з 1860 по 2000 р. піднявся на  $22$  см і, далі очікується його підвищення.

Прогнозовані зміни термічного режиму показані на малюнку 11.1, з якого видно, що очікуване зростання глобально-усередненої температури в найближчі  $100$  років складе приблизно  $1\text{...}2,5^{\circ}\text{C}$ .

Цей інтегральний ефект складається з складної просторово-часової картини аномалій. Моделі, що використалися в Росії, США, Великобританії і Австралії для прогностичних експериментів,

показують якісно однакові результати — найбільше підвищення температури матиме місце у високих широтах Північної півкулі, і особливо пізньою осінню і зимою. У літній час нагрівання не так велике унаслідок інерції океану і витрат тепла на танення льодів, перешкоджаючих істотному зростанню температури в цей час.

Аномалії зимових температур над північною частиною Євразії і Північною Америкою складуть близько  $4^{\circ}\text{C}$ . Літні температури мало відрізнятимуться від сучасних. Загальна кількість опадів зросте, при цьому найбільші зміни очікуються в північних районах РФ до Підмосков'я (на 50...100 мм в рік), а в південних районах кількість опадів зменшиться. У північних районах підвищиться вологість ґрунту, підніметься рівень ґрунтових вод, зміниться альbedo поверхні землі.

Збільшення  $\text{CO}_2$  в повітрі має як негативне, так і позитивне значення, підвищуючи фотосинтез і продуктивність більшості дикорослих і культурних видів рослин.

На багато питань неможливо сьогодні дати відповіді, і потрібні подальші більш поглиблені дослідження.

### *Контрольні питання і завдання*

1. Що називають кліматом в глобальному розумінні, а що таке клімат даної території? 2. Перерахуйте чинники формування клімату. 3. Пригадайте класифікації клімату земної кулі Кеппена, Б. А. Алісова і Л. З. Берга. 4. Які кліматичні зони є в нашій країні? 5. Який клімат центру європейської частини РФ, Московської області і Москви? 6. Що називають мікрокліматом? фітокліматом? 7. Які зміни чекають клімат планети в найближчому майбутньому? 8. Як відіб'ються ці зміни на кліматі нашої країни?

## Лекція 15

### КЛІМАТ УКРАЇНИ

#### 15.1 Загальна характеристика

Кліматичні умови України визначаються її географічним положенням і взаємодією основних кліматоутворюючих чинників — сонячної радіації, циркуляції атмосфери і підстилаючої земної поверхні. Територія республіки лежить між 44—52° з. ш., що обумовлює співвідношення дня і ночі протягом року (відповідно 16—8 годину. влітку і 8—16 годину. взимку), а також полуденну висоту Сонця (влітку 69—61°, взимку 23—15°). Україна розташована переважно в помірному поясі. Клімат помірно континентальний, за винятком вузької смуги Південного берега Криму з рисами субтропічного клімату.

Характерне збільшення континентальності з Запада на схід і майже широтний розподіл окремих метеорологічних елементів — опадів і вогкості повітря, вітрового режиму і ін. У Українських Карпатах і Кримських горах спостерігається зміна метеорологічних елементів з висотою: температура повітря і тиск зменшуються, кількість опадів збільшується, зростає швидкість вітру і ін. Деякі місцеві кліматичні особливості спостерігаються також на побережжі морів, (зокрема, бризова циркуляція в теплий період і підвищення температури повітря в прилеглих районах взимку), поблизу крупних міст і штучних водоймищ, на меліорованих землях.

#### 15.2 Кліматоутворюючі чинники

**Сонячна радіація.** На території України річні значення сумарної радіації змінюються в межах від 95—97 ккал/см<sup>2</sup> на Пн. і Пн.- С., до 125—127 ккал/см<sup>2</sup> на Південному березі Криму. Основна частина цього тепла поступає в теплий період (травень — вересень), коли місячні суми сонячної радіації для всієї країни перевищують 10 ккал/см<sup>2</sup>, досягаючи іноді 17—18 ккал/см<sup>2</sup>. Взимку цей показник не перевищує 3 ккал/см<sup>2</sup>, в окремі роки — 1,2—1,3 ккал/см<sup>2</sup>. Добові суми сонячної радіації змінюються від 100 ккал/см<sup>2</sup> в хмарну погоду взимку



до  $800 \text{ кал/см}^2$  при безхмарній погоді влітку. Годинні суми сонячної радіації в більшості районів в травні — вересні перевищують  $60 \text{ кал/см}^2$ . На розподіл сонячної радіації значно впливає хмарність, тому влітку в сумарній радіації переважає пряма сонячна радіація, взимку, при збільшенні хмарності, - розсіяна. Частина сумарної сонячної радіації, що поступає на земну поверхню, відбивається від неї і поступає в атмосферу і космічний простір. Для території України середні значення альbedo змінюються взимку від  $60\text{—}65\%$  на Пн. до  $20\text{—}25\%$  на Пд. Найвищі значення альbedo взимку за наявності сніжного покриву складають  $70\text{—}80\%$ , найнижчі характерні для водної поверхні ( $5\text{—}10\%$ ) і зволоженого відкритого ґрунту влітку ( $7\text{—}12\%$ ). Влітку контрасти в розподілі альbedo зменшуються, середні його значення складають залежно від характеру підстилаючої поверхні  $17\text{—}25\%$ . Важливим показником радіаційного режиму земної поверхні є ефективне випромінювання (різниця між власним випромінюванням земної поверхні і зустрічним випромінюванням атмосфери), що становить в середньому за рік  $30\text{—}35\%$  річної сумарної радіації.

Максимальні його значення ( $43\text{—}44 \text{ ккал/см}^2$ ) на південному березі Криму, мінімальні ( $26\text{—}28 \text{ ккал/см}^2$ ) — на Пн. Для формування термічного режиму території найбільше значення має радіаційний баланс, баланс надходження (пряма і розсіяна радіація) і витрати (ефективне випромінювання) радіаційного тепла. В середньому за рік радіаційний баланс позитивний, його величина на Пн- С.  $42\text{—}44 \text{ ккал/см}^2$ , на Південному березі Криму —  $63\text{—}65 \text{ ккал/см}^2$ . Максимальних значень радіаційний баланс досягає влітку, взимку іноді має негативні значення (у північних районах). Сонячна радіація відрізняється відносною стабільністю і виконує провідну роль у формуванні клімату.

**Циркуляція атмосфери.** Кліматичні умови України формуються під впливом повітряних мас, головним чином помірних широт, а також тропічного і арктичного повітря. Процеси циркуляції над Україною пов'язані з проходженням циклонів і антициклонів, які поступають з Атлантичного океану, Арктики, Азії і приносять різні по властивостях повітряні маси (теплі і холодні, вологі і сухі і т. п.). Протягом року Україна знаходиться під впливом теплих вологих повітряних мас з Атлантичного океану, обумовлюючих виникнення інтенсивних циклонів.

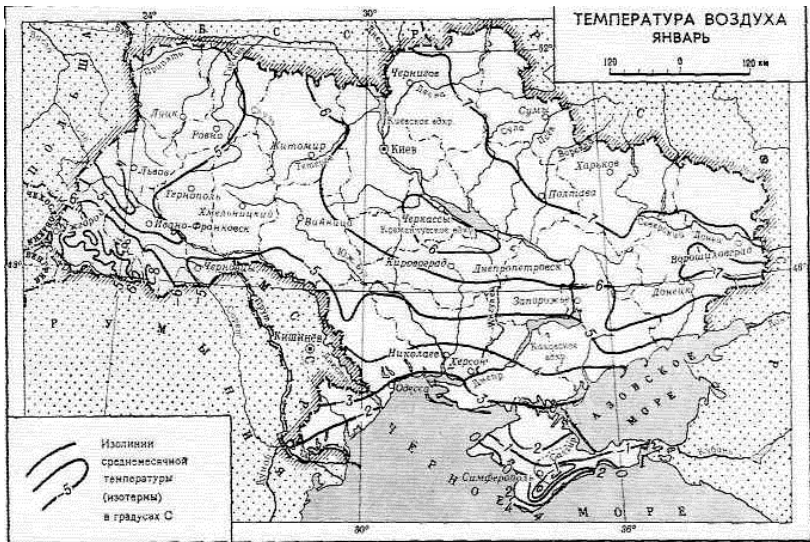
Взимку і восени, коли Ісландський і Середземноморський мінімуми досягають найбільшого розвитку, на території України встановлюється хмарна погода з опадами (сніг, дощ, мряка), бувають відлиги і тумани.

Влітку циклонна діяльність обумовлює похолодання і інтенсивні дощі з грозами. Антициклонна діяльність над Україною визначається впливом Азіатського і Азорського максимумів. З розповсюдженням Азіатського максимуму взимку пов'язана ясна морозна погода, з відрогами Азорського влітку -- безхмарна суха погода. Вторгнення арктичних повітряних мас на територію України можливе протягом року.

Окремі області високого тиску взимку і в перехідні періоди викликають різкі похолодання з інтенсивними опадами, а влітку сприяють формуванню посушливої погоди. Подібна трансформація повітряних мас влітку пояснюється тим, що в процесі переміщення на Пд. повітря швидко прогрівається, його відносна вологість знижується до 50—60 % . Залежно від циклонних і антициклонних утворень в кожному сезоні спостерігаються значні зміни погодних умов, що знаходить своє віддзеркалення в радіаційному і термічному режимах України. Щорічно над територією України проходить в середньому до 45 циклонів і понад 35 антициклонів; менша рухливість останніх обумовлює переважання антициклонної погоди. Земна поверхня також істотно впливає на погодні процеси і клімат в цілому. Влітку підстилаюча поверхня переважно прогріває повітряні маси, взимку, за наявності сніжного покриву і менших сумах сонячної радіації, - охолоджує їх. Загальний план поверхні території України, переважання рівнинних просторів, а також розміщення гірських районів на З. і крайньому Пд. обумовлюють формування місцевих кліматичних особливостей. В значній мірі вони залежать від розподілу водних об'єктів (річок, озер, боліт, водосховищ), характеру рослинного покриву, наявності с.-г. угідь і ін. З місцевими формами рельєфу пов'язані розвиток температурних інверсій, ступінь зволоженості території, особливості турбулентного теплообміну і певних контрастів в розподілі окремих метеорологічних елементів. Різноманітність підстилаючої поверхні обумовлює мікрокліматичні особливості території. У гірських районах, зокрема, в порівнянні з навколишніми просторами випадає більше опадів, збільшується кількість гроз і туманів, під впливом гірничо-долинних вітрів

відбувається адиабатичне прогрівання повітря, при антициклонній погоді поблизу водних об'єктів формується місцева (бризова) циркуляція.

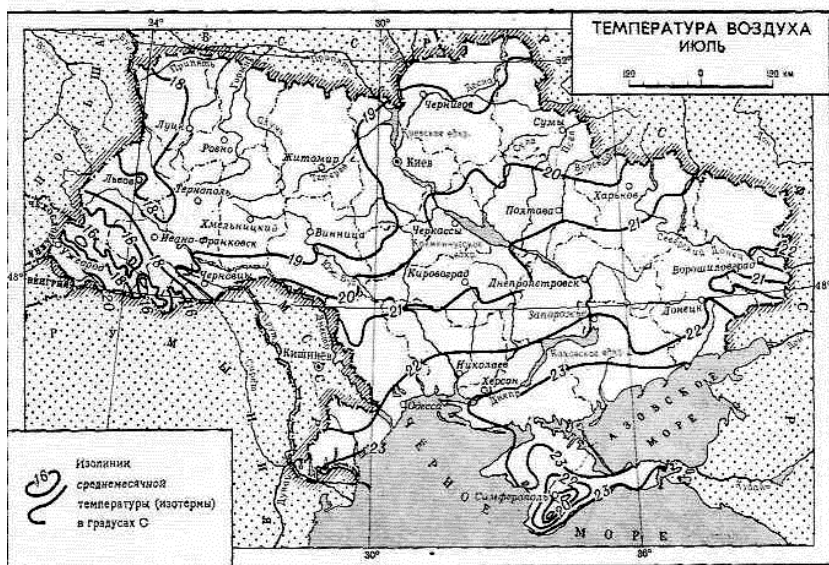
Додатковий вплив на погодні процеси і клімат має підстилаюча поверхня, змінена господарською діяльністю людини. Великі міста і промислові підприємства, меліорація земель, лісонасадження і ін. викликають зміни в розподілі температури, вогкості повітря, опадів, швидкості вітру і ін. метеорологічних елементів, утворюючи нові типи мікроклімату.



### 15.3 Основні метеорологічні елементи

**Температура повітря.** Розподіл температури на території України протягом року залежить від комплексного впливу основних кліматоутворюючих чинників, головним чином сонячної радіації. Річний хід температури в цілому постійний, окремі відхилення не впливають на характер клімату. У зимовий період особливо важливе значення має атмосферна циркуляція, влітку циклонна діяльність слабшає, основну роль в температурному режимі виконують сонячна радіація і турбулентний теплообмін. Середня температура найхолоднішого місяця (січня) збільшується від  $-7^\circ$  на Пн.-С. до  $+2$ ,

4- 4° на Південному березі Криму. У окремі роки взимку можливе зниження середньомісячних температур на Пн. до  $-14$ ,  $-15^{\circ}$ , на Пд. до  $-5$ ,  $-6^{\circ}$ , на Південному березі Криму — до  $0^{\circ}$ . Весною (березень — травень) температура повітря щомісячно підвищується в середньому на  $5-8^{\circ}$ , найтепліший місяць літа — липень (в середньому  $+18^{\circ}$  на 3., 4-  $19^{\circ}$  на Пн.-С.;  $+22 + 23^{\circ}$  в південних районах, на Південному березі Криму  $+24^{\circ}$ ).



Восени інтенсивність зниження температури менше, ніж інтенсивність підвищення її весною, зимовий тип розподілу температури встановлюється в листопаді, коли зростає вплив циркуляційних процесів. Гірські райони України протягом року характеризуються нижчими значеннями температури, ніж навколишня територія. Абсолютні максимуми температури на більшій частині України складають  $+36$ ,  $+39^{\circ}$ , в степовій частині вони досягають  $+41^{\circ}$ . Абсолютні мінімуми температури повітря на С. іноді нижче  $-40^{\circ}$ , на Пн.-С. досягають  $-35$ ,  $-40^{\circ}$ , на Пд.—  $30^{\circ}$ , на Південному березі Криму —  $15$ ,  $-17^{\circ}$ . Добові значення температури збільшуються з 3. на С. і Пд.-С. В середньому за рік на Україні буває від  $230-240$  до  $300-320$  днів з середньодобовою температурою вище

0°, 160—200 днів — вище + 10°. Сума температур повітря за період з температурою вище +10° складає 2400— 2600° на С, 3200—3400° на Пд., на Пд. березі Криму —більше 3600°. Середня тривалість безморозного періоду на Пн.-С. зростає від 150— 160 днів до 200— 220 днів на побережжі морів, на Пд. березі Криму складає 240—260 днів.

**Вітри.** Режим вітрів пов'язаний з розподілом і сезонними змінами атмосферного тиску. У холодний період (вересень — квітень), коли над територією України переважає область високого тиску, на С. і Пд. спостерігаються східні і північно-східні вітри, на З. і Пн.— південні і південно-західні вітри. У травні відбувається перехід до режиму вітрів теплого періоду. Влітку переважає вплив Азорського антициклону з вітрами західного і північно-західного напрямів. Для побережжя Чорних і Азовських морів характерні північно-західні вітри і бризи (вітри, що дмуть вдень з моря, вночі — з суші). На території України переважають слабкі вітри. На С. і Пн.-С., а також на морських побережжях середньомісячна швидкість вітру в холодний період складає 5—7 м/с, влітку — 4 м/с. Максимальних значень швидкість вітру досягає в Карпатах і Кримських горах — до 35—50 м/с, мінімальних — на Пн. і Пн.-З.— до 3 м/с.

**Опади.** Загальною закономірністю розподілу річних сум опадів на території України є поступове зменшення їх з З. і Пн.-З. на Пд.-С. і Пд.

Среднегодовое количество осадков  
(в мм)

Осадки		Осадки	
Зона смешанных лесов	550—650	Южный берег Крыма	300—600
Лесостепная зона	450—650	Крымские горы	900—1100
Степная зона	300—450	Карпаты	1200—1500

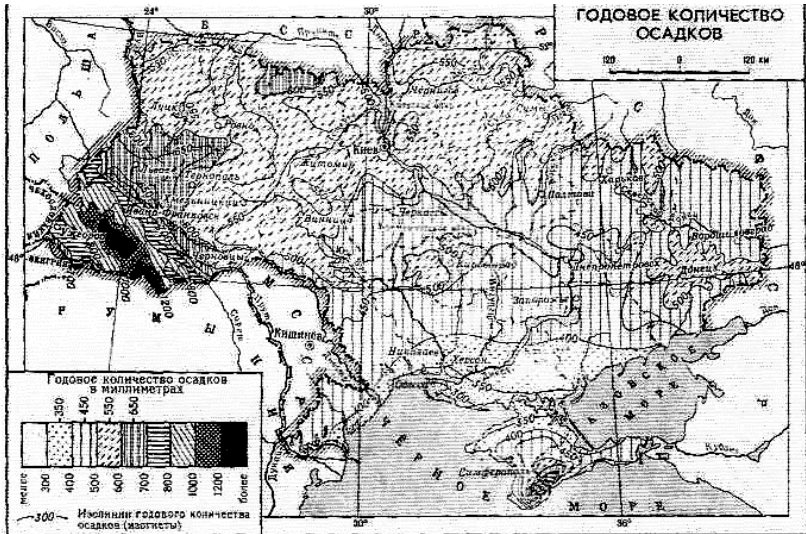
Для території країни в цілому властивий континентальний тип річного ходу опадів з максимумом літом (червень — липень) і мінімумом взимку (січень — лютий). Виключенням є Пд. берег Криму, де найбільша кількість опадів приходить на грудень і січень. У окремі роки на Україні випадає більше 2000 мм опадів в Карпатах,

близько 970 мм в Поліссі, до 500 мм — на Пд., абсолютний мінімум складає відповідно 800 мм, 300 мм і 100 мм опадів в рік. Кількість днів з опадами зменшується із Пн. на Пд. від 190 до 100 днів, в гірських районах цей показник рівний 180 дням. Більш всього днів з опадами буває в грудні, січні, червні, менше всього — у вересні — жовтні.

**Сніжний покрив.** Характер освіти і танення сніжного покриву в окремих природних зонах України має значні відмінності. У північно-східних частинах зон змішаних лісів і лісостепової стійкий сніжний покрив встановлюється в середньому в 2-й декаді листопаду, в північно-західних — у середині листопаду. У степовій зоні сніжний покрив утворюється на початку грудня. На Пд. березі Криму в окремі роки він відсутній. У Кримських горах сніжний покрив встановлюється в кінці листопаду — на початку грудня, в Карпатах ще раніше. Від снігу степова зона звільняється в кінці лютого — початку березня, лісостепова і змішаних лісів зони — в 2-й половині березня.

Максимальної висоти сніговий покрив досягає в лютому, зокрема, в зоні змішаних лісів 20-30 см, в степовій — 5—10 см, в Карпатах — 70—80 см, в Кримських горах — близько 40 см. Сніжний покрив має велике значення як джерело вологи і для захисту озимих культур від вимерзання, тому на с.-г. угіддях за допомогою спеціальних заходів (снігозатримання, лісові смуги, вплив на хмари, що переохолоджують, і ін.) створюються додаткові запаси снігу.

**Вологість повітря.** Цей показник залежить від температури повітря і ґрунту, вологості ґрунту, опадів, умов випаровування, інших місцевих чинників. Абсолютна вологість (кількість водяної пари в одиниці об'єму повітря) з підвищенням температури зростає, тому влітку і вдень вона вища, взимку і вночі - нижче. Абсолютна вологість збільшується з наближенням до водних об'єктів і лісових масивів, зменшується з висотою. Максимальних значень абсолютна вологість досягає в липні (на побережжі морів). Відносна вологість (процентне відношення наявної водяної пари до гранично можливої її кількості при даній температурі) найбільш висока взимку і вночі, якнайменша — літом і вдень.

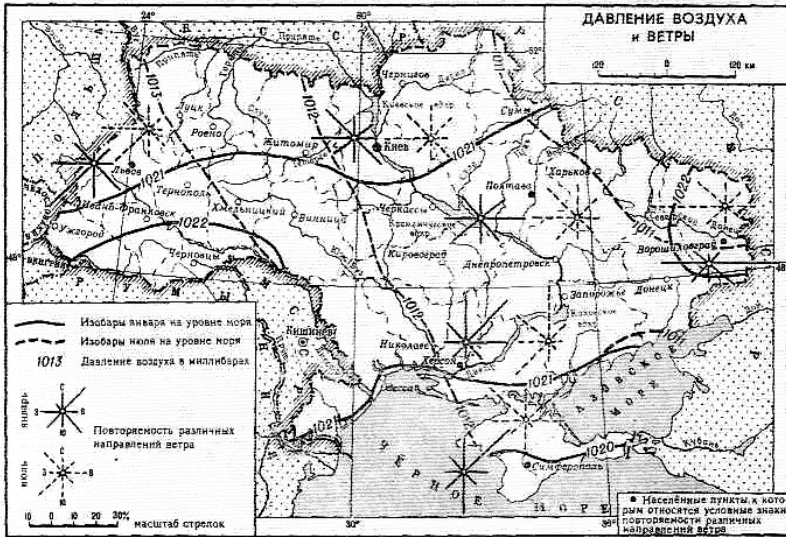


Взимку середньомісячні величини відносної вологості в зонах змішаних лісів і степовій досягають відповідно близько 90 % і 80 %, літній мінімум складає 35—45 % і менш (у степовій зоні). Зниження відносної вологості до 30 %, супроводжується підвищенням температури повітря і вітрами, обумовлює виникнення суховіїв (особливо в східних і південних районах), які найбільш несприятливі в період вегетації с.-г. культур.

#### 15.4 Несприятливі метеорологічні явища

**Грози.** На Україні грози бувають переважно з квітня по вересень, на побережжі морів— в жовтні — листопаді. Взимку грози бувають рідко. Максимум гроз на більшій частині країни доводиться на червень, в південній — на липень, коли найбільш сприятливі умови для розвитку конвекції. Середнє число днів з грозою складає 25—30 в рік, в південних районах зменшується до 15—20, на С. і в Карпатах збільшується відповідно до 30 і 35—40 днів. Інтенсивні і тривалі грози звичайно пов'язані з проходженням атмосферних

фронтів.



Розподіл тривалості гроз на Україні аналогічно розподілу кількості днів з грозою. У річному ході найбільша тривалість гроз як і кількість днів з грозою, спостерігається влітку. Грози найчастіші пополудні (з 15 години), середня їх тривалість — 2 години. В більшості випадків вони супроводжуються зливами, іноді — градом.

**Град.** На Україні в середньому за рік буває 1—2 дні з градом, в горах — 4—6 днів (у Кримських горах в окремі роки кількість днів з градом збільшується до 13), в степових районах його звично не буває. Найчастіше град випадає в травні — червні, в горах — в червні — липні. При випаданні граду, як правило, відбувається значне зниження температури (на 6—8°C). Град завдає великої шкоди сільському господарству. Втрати залежать від інтенсивності граду, його тривалості і розміру градин. Для боротьби з градом використовуються спеціальні кристалізуючі реагенти, які вносяться в хмари, змінюючи їх фазовий стан; велике значення має прогнозування градових явищ.

**Тумани.** На Україні тумани найчастіше спостерігаються в холодний період року (особливо в грудні — лютому), влітку щомісячно в середньому — 1—2 дні з туманом. Утворення туманів



взимку обумовлене охолодженням теплого і вологого повітря, що поступає з Атлантичного океану і Чорного моря, великий вплив роблять також місцеві умови (орографія, температура і вологість повітря і ін.). Протягом року найбільша кількість днів з туманами спостерігається в Карпатах і Кримських горах (120 днів і більш), а також на території, широкою смугою тягнеться від Донецької піднесеності на З. через всю Україну; менше всього туманів на побережжі Чорного моря, особливо в Криму (15—30 днів). За походженням переважають адвективні, радіаційні і адвективно-радіаційні тумани, рідше — фронтальні.

**Заморозки.** Весною і восени на Україні бувають заморозки (зниження температури повітря до  $0^{\circ}$  ніччю при позитивній температурі вдень), що обумовлене вторгненням холодних мас повітря і охолодженням земної поверхні. На Пн. і в гірських районах заморозки спостерігаються до кінця травня і пізніше, на Пд.— в середньому до середини квітня. На Пд. березі Криму з кінця березня температура повітря майже не буває нижче  $0^{\circ}$ . Перші осінні заморозки в долинах Карпат і на Пн. наступають в середньому в 2-й половині вересня, на Пд.— у середині жовтня, на побережжі морів — в кінці жовтня — початку листопаду. Заморозки завдають великої шкоди сільському господарству, особливо весною, в період вегетації рослин. Для попередження заморозків і зменшення їх інтенсивності застосовують полив ґрунту, димові завіси, різноманітні укриття і ін. заходи.

**Ожеледь.** У холодний період року при температурі нижче  $0$ , — $3^{\circ}$  утворюється ожеледь. Найчастіше вона буває на Донецькій і Приазовській височинах (в середньому за рік 30-40 днів), а також в Карпатах і Кримських горах. Загальна тривалість ожеледі коливається в широких межах — від 15 хв. до 15 діб, середня — до 12 годин. В середньому товщина льоду, що намерзнув, 7—11 мм, в окремих випадках вона перевищує 100 мм. Утворення шару льоду більше 20 мм, особливо при сильному вітрі, завдає значної шкоди народному господарству.

**Завірюхи.** На Україні завірюхи найчастіші в січні — лютому. Перші завірюхи спостерігаються в горах у вересні, на рівнинах і на С. — в жовтні, на З. і Пд.— в листопаді. На більшій частині території України завірюхи припиняються в кінці лютого — початку березня. Кількість днів із завірюхами зменшується з ПН.-С. від 20—25 днів до

3—5 днів на Пд.-З. На Донецькій височині спостерігаються 25—28 днів із завірюхами, в Кримських горах — до 35 днів. У Закарпатті і на ПД. березі Криму в окремі роки завірюх не буває. Іноді кількість днів із завірюхами значно відрізняється від середніх багаторічних даних, напр., в зонах змішаних лісів і лісостеповій буває від 40 до 4 днів із завірюхами. Сумарна тривалість завірюх в рік на ПН.-С. України, на Донецькій і Приазовській височинах складає 150—200 годин, в Поліссі — 100—150, в гірських районах збільшується до 300 годин.

**Суховії.** На Україні суховії спостерігаються в квітні — вересні, з максимумом в серпні. Виникають вони при підвищенні температури повітря більше + 25°, пониженні відносної вологості нижче 30 % і швидкості вітру більше 5 м/с. На території України виділено два райони з великою кількістю суховіїв: на півдні (Миколаївська, Дніпропетровська, Запорізька і Херсонська області і степові райони Криму) і на С. (Луганська і Донецька області). Середня кількість днів з суховіями в цих районах складає 25—30, в окремі роки — 50—60 днів.

**Пилові, або чорні, бурі.** При посушливій погоді і сильних вітрах унаслідок розвіювання сухого шару ґрунту виникають пилові бурі. На Україні вони бувають переважно в березні — вересні, взимку — тільки 1—2 рази в десятиліття. Найчастіше пилові бурі спостерігаються в степовій зоні — в середньому 3—8 днів в рік, в районі Херсона — Дніпропетровська — Мелітополя — до 9—12 днів; на С.-З. — в середньому один раз в рік. Тривалість пилових бур коливається від чверті години до декількох діб. Пилові бурі найчастіші влітку, але найбільшу шкоду посівам вони наносять весною.

**Засухи.** Недолік опадів протягом довгого часу при підвищеній температурі повітря в теплий період року обумовлює виникнення засух — весняних, літніх, осінніх. Весняні засухи спостерігаються в квітні — червні, найчастіше — на Пд. Херсонської області. Весняні засухи охоплюють переважно невеликі площі. Найбільш часті на території України літні засухи (у липні — серпні), переважно в прибережних районах і на Пн. Криму. Осінні засухи (у вересні — жовтні) найбільш характерні для південних районів Одеської, Миколаївської, Херсонської і Запорізької областей. На Україні засухи повторюються в середньому кожні 2—3 роки, наносячи з. х. значить, шкода, особливо весною, в період інтенсивного розвитку рослин.

Для боротьби з посушливими явищами (суховіями, пиловими бурями, засухами) застосовується комплекс організаційно-господарських, лісомеліоративних і агротехнічних заходів. З них найбільш важливі: захисні лісонасадження, снігозатримання і спеціальна обробка ґрунту для утримання вологи, зрошування, сівба в оптимальні терміни із застосуванням сухостійких сортів с.-г. культур, а також раціональний розподіл земельних угідь з урахуванням ґрунтово-кліматичних умов.

### 15.5 Кліматична характеристика по сезонах

У формуванні погодних процесів і кліматичних умов на території України спостерігається закономірна зміна сезонів, обумовлена астрономічними чинниками (зміна висоти Сонця і зменшення дня), впливом атмосферної циркуляції і станом підстилаючої земної поверхні.

**Зима.** Початком холодного сезону (зими) умовно вважають перехід середньодобової температури повітря через  $0^{\circ}$  осінню. На Пн.-С. і З. України цей перехід відбувається з 2-ї декади листопаду, в степових районах — в грудні. На Пд. березі Криму не буває тривалого періоду з температурою нижчий  $0^{\circ}$ . Тривалість зими змінюється на Україні в широких межах — від 120—130 днів на Пн.-С. до 90—110 днів на З. і до 55—75 днів на Пд.-З. Середня температура січня, найхолоднішого місяця зими, на  $2—3^{\circ}$  нижче, ніж грудня. Середня відносна вологість повітря взимку досягає 80 %. Початок холодного сезону до встановлення сніжного покриву характеризується переважанням хмарної погоди з туманами і опадами (дощ, мокрий сніг). В порівнянні з іншими сезонами кількість опадів менше, але випадають вони частіше. Постійний сніжний покрив утворюється на всій території, окрім Пд. берегу Криму. На Україні переважають порівняно м'які зими з нестійкими морозами і частою відлигою, температура повітря в середньому за сезон може перевищувати норму на  $1,5—2^{\circ}$ . У такі зими кількість днів з циклонною погодою складає більше 50 %, а суми опадів перевищують норму. Інтенсивні похолодання пов'язані з вторгненням арктичних повітряних мас і впливом відрогів Сибірського антициклону. У окремі місяці температура повітря буває на  $5—7^{\circ}$  нижче за норму, сума опадів не перевищує 50 % норми.

**Весна.** На територію України поступають теплі повітряні маси з Пд. і Пд.-С., обумовлюючи танення сніжного покриву і підвищення температури повітря. Основні весняні місяці на Україні — березень і квітень. У Криму весна починається в кінці лютого. Тривалість весняного сезону на Пд.-З. складає 70—80 днів, на С.— 55—60 днів; на побережжі морів — 70—75 днів. Найкоротша весна — 50 днів — на С. степової зони, в Карпатах вона продовжується від 80—90 до 120—125 днів. Для ранньої весни характерна нестійка погода. Вторгнення холодних повітряних мас може викликати різке пониження температури повітря, іноді навіть в травні випадає сніг, бувають заморожування. Місячні суми опадів весною збільшуються, в квітні починаються грози і зливові дощі. У південних і південно-східних районах України (особливо в березні — квітні) бувають запорошені бурі. У квітні (у горах — переважно в травні) встановлюється середньодобова температура + 10° (найсприятливіший для інтенсивної вегетації рослин період).

**Літо.** Літній сезон обмежений датами переходу середньодобової температури через + 15°. Весною цей перехід на Пд. степової зони відбувається в 1-й декаді травня, на побережжі і в центр, районах — в 2-й, на Пн.— в 3-й декаді травня. У горах літо починається в червні. Тривалість літнього сезону із Пн. на Пд. зростає від 90—110 днів в Поліссі до 120—130 днів в степу і до 130—150 днів на морському побережжі. На Пд. березі Криму тривалість літа 160—165 днів. Влітку збільшується вплив сонячної радіації, інтенсивно прогріваються земна поверхня і повітря. Розповсюдження відрогу Азорського антициклону обумовлює безхмарну, із слабкими вітрами погоду, особливо в південно-східних районах, де встановлюється жарка погода з середньодобовою температурою вище + 20°. Період з жаркою погодою продовжується від 20 днів на межі лісостепової і степової зон до 70—80 днів на Пд. Максимум, температури спостерігаються в липні — серпні. У формуванні температурного режиму велику роль виконує вологе повітря з Атлантичного океану, що викликає короточасні похолодання. Влітку по всій Україні бувають грози і зливові дощі, добові суми опадів іноді досягають 100—150 мм, в горах — більше 200 мм. У південних районах в бездошові періоди при значному підвищенні температури виникають суховії і пилові бурі.

**Осінь.** Цей період на Україні характеризується поступовим пониженням температури повітря (щомісячно в середньому на 5—7°) і розвитком циклонної діяльності. Тривалість осіннього сезону в західних і північно-західних районах в середньому 80—90 днів. Далі на Пд.-В. тривалість осені під впливом холодних північно-східних вітрів зменшується до 65—70 днів. Для ранньої осені (в середньому з першої декади вересня до середини жовтня) характерна суха і тепла погода, температура повітря іноді перевищує + 20°. Пізніше переважає похмура, з туманами і тривалими дощами погода. Восени на поверхні ґрунту і в повітрі спостерігаються заморожування (в середньому у вересні — жовтні). Поблизу водоймищ і в межах крупних міст заморожування наступають на 5—6 днів пізніше. У листопаді в північних районах утворюється сніжний покрив, в окремі роки бувають ожеледь і завірюхи. Восени, після переходу середньодобових температур через + 10°, закінчується період вегетації с.-г. рослин. У Поліссі і в лісостеповій зоні цей період настає в кінці вересня — початку жовтня, на побережжі і в степовій частині Криму — в 3-й декаді жовтня, в гірських районах — на початку вересня.

### **15.6 Агрокліматичне районування**

Агрокліматичне районування полягає у виявленні однорідних районів залежно від забезпеченості рослин теплом, світлом і вологою, умов їх зимівлі, впливу несприятливих погодних процесів і явищ, а також біокліматичного потенціалу. Зіставляючи характеристики метеорологічного режиму з показниками потреб рослин, виділяють території із сприятливими умовами для вирощування с-г культур. Розрізняють загальне (планетарне або регіональне) і приватне, або спеціалізоване (для груп культур і окремих їх сортів), агрокліматичне районування. Для України розроблено декілька схем агрокліматичного районування (В. П. Попов, С. А. Сапожнікова і ін.).

Відмінності, існуючі між схемами, залежать від методики розрахунку окремих показників. Зокрема, в основу показників В. П. Попова покладені дані про суми ефективних опадів і випаровування і розрахований коефіцієнт зволоження території. Крім того, враховані показники континентальності клімату (число днів з середньою температурою від + 5 до + 15°, а також річні і добові амплітуди температури повітря). Аналіз розподілу цих даних дозволяє

встановити межі можливих змін основних кліматичних показників і відносну врожайність с.-г. культур. У Українському регіональному н.-д. інституті гідрометеорології і контролю природного середовища розроблена схема агрокліматичного районування, в ній теплозабезпеченість представлена сумами температур за період активної вегетації рослин (коли середньодобова температура повітря перевищує  $+10^{\circ}$ ), а режим зволоження — гідротермічним коефіцієнтом Селянінова

$$(\text{ГТК}) = \frac{\sum P}{0,1 \sum t},$$

де  $\sum P$  і  $\sum t$ — відповідно суми атмосферних опадів і температур за період, коли середньодобова температура перевищує  $+10^{\circ}$ ). Використані додаткові дані про термічний режим і зволоження території в зимовий період. Згідно цієї схеми на території України виділяють чотири агрокліматичні зони (див. карту).

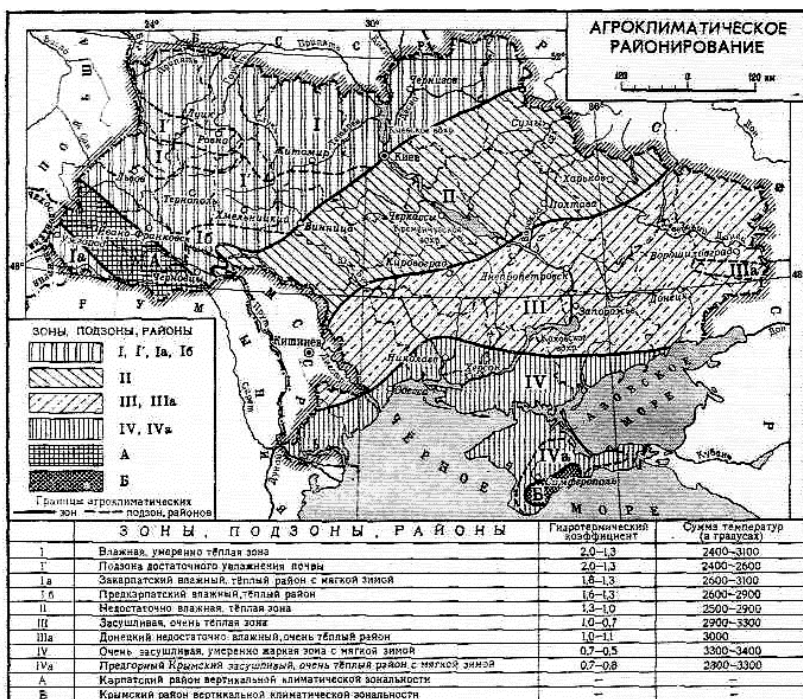
*Волога, помірно тепла зона* охоплює Волинську, Рівненську, Житомирську і Тернопільську області, північні частини Чернігівської, Львівської, івано-франківської, Вінницької, Київської, і Сумської, велику частину Хмельницької, а також частини Закарпатської і Чернівецької, областей. Південна межа зони проходить через Кам'янець-Подільський — Вінницю — Київ — Глухів. У її межах виділяють дві підзони — північну і південну; у південній підзоні — два рівнинних райони — Закарпатський і Передкарпатський.

*Недостатньо волога*, тепла зона тягнеться з Пд.-З. на Пн.-С. по межі Знамянка — Красноград охоплюючи південно-східну частину Хмельницької, великі частини Вінницької і Полтавської, північні частини Кіровоградської і Харківської областей, південні частини Київської, Сумської і Чернігівської областей, а також Черкаську, область.

*З а с у ш л и в а*, дуже тепла зона включає південні частини Кіровоградської, Полтавської і Харківської областей, Дніпропетровської, Луганської і Донецької області, а також північні частини Одеської, Херсонської, Миколаївської і Запорізької областей. Донецька височина виділяється в межах зони як агрокліматичний район.

*Дуже засушлива*, помірно жарка зона з м'якою зимою охоплює південні райони Одеської, Херсонської, Миколаївської, і Запорізької областей, а також велику частину Криму. В межах зони — передгірський Кримський район.

*Гірські райони* України виділені в окремі райони вертикальної кліматичної зональної — Карпатський і Кримський. Облік агрокліматичних особливостей в с.-г. виробництві протягом року дозволяє найраціональніше розміщувати основні с.-г. культури, визначати оптимальні терміни сівби і збирання врожаю, умови зимівлі озимих культур, а також проведення меліоративно-агротехнічних заходів для підвищення врожайності. Клімат України досліджує Український регіональний н.-д. інститут гідрометеорології і контролю природного середовища, Одеський гідрометеорологічний ун-т, відповідні кафедри Київського, Харківського, і Чернівецького ун-тів і ін.



## *Лекція 16*

### **КЛІМАТ І СІЛЬСЬКЕ ГОСПОДАРСТВО**

Клімат визначає структуру і продуктивність сільського господарства. Від нього залежить кількість, розподіл, мінливість світла, тепло і волога. По кліматичних ресурсах тепла і волога сільське господарство Росії майже удвічі менш забезпечене, ніж сільське господарство Західної Європи і Північної Америки. Тільки одна третина посівних площ Росії розташована в зоні гарантованих урожаїв, решта двох третин залежить від нестійких метеорологічних умов протягом року. Саме погода визначає агротехніку: терміни посіву, норму висіву, глибину закладення насіння, поливи і підгодівлю і інші агротехнічні заходи, із зміною метеорологічних умов міняється і агротехніка.

#### **16.1 АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ СІЛЬСЬКОГО ГОСПОДАРСТВА**

Агrometeorologia, або сільськогосподарська метеорологія, — наука, що вивчає метеорологічні, кліматичні і гідрологічні умови в їх взаємодії з об'єктами і процесами сільськогосподарського виробництва.

Комплексне вивчення закономірностей формування урожаю в системі ґрунт — рослина — атмосфера, його прогнозування і програмування можливі лише на основі кількісної оцінки метеорологічних чинників, головні з яких — світло, тепло і волога.

Для розміщення різних видів і сортів культурних рослин необхідно враховувати забезпеченість їх зростання і продуктивність залежно від клімату і метеорологічних умов конкретних років. Задачі агrometeorologii — прагнення до ефективного і раціонального використання метеорологічних умов для підвищення продуктивності сільськогосподарського виробництва, а також агrometeorologічне обґрунтування заходів боротьби з несприятливими (небезпечними) метеорологічними явищами, шкідниками і хворобами сільськогосподарських культур і домашніх тварин.



Агрометеорологія вивчає проблеми меліорації, клімату і мікроклімату полів з метою їх можливого поліпшення для сільськогосподарського виробництва, розробляє прогнози умов розвитку, зростання, кількості і якості урожаю сільськогосподарських культур.

Методи досліджень агрометеорології встановлюють кількісні значення основних і другорядних чинників середовища, обумовлюючих розвиток рослин, їх лімітуючі значення і оптимальні поєднання з урахуванням критичних періодів.

1. Метод паралельних, або зв'язаних, спостережень метеорологічних і за розвитком сільськогосподарських рослин в полі (сільськогосподарських тварин на пасовищах). Працюють більше 2 тис. агрометеорологічних станцій в різних зонах країни.

2. Метод прискорених термінів посівів. Рослини різних термінів сівби розвиваються в неоднакових метеорологічних умовах, що дає можливість вивчити стійкість рослин до несприятливих явищ погоди.

3. Метод географічних посівів, коли досліджувані сорти (гібриди рослин) висівають в різних кліматичних умовах.

4. Метод експериментально-польовий, при якому за допомогою спеціальних конструкцій змінюються метеорологічні умови обробітки рослин.

5. Космічна агрометеорологія розробляє прилади для фіксації з космосу агрометеорологічних об'єктів і способи розшифровки даних.

6. Метод (фітотронів, що дозволяє досліджувати реакції рослин на різні комплекси світла, тепла, вологи в камерах штучного клімату.

7. Розробка агрометеорологічних прогнозів.

8. Обґрунтування диференційованого застосування агротехніки з умовами погоди, що склалися і очікуваними.

9. Вдосконалення методів оперативного забезпечення сільськогосподарського виробництва агрометеорологічною інформацією і оцінки її економічної ефективності.

Ці задачі направлені на досягнення головної мети — забезпечення всіма видами агрометеорологічної інформації агропромислового комплексу країни на проектному, плановому і оперативному рівнях.

*Агрокліматологія* — найважливіший розділ агрометеорології, вивчаючий клімат як чинник сільськогосподарського виробництва. Багаторічний режим погоди в даній місцевості називають

кліматичними умовами. Агрокліматичні умови можна розглядати і як природні ресурси, що є певними кількостями речовини і енергії, які використовуються біологічними об'єктами для створення продукції сільського господарства.

У задачі агрокліматології входять:

дослідження просторово-часових закономірностей впливу клімату на об'єкти і процеси сільськогосподарського виробництва;

розробка методів диференційованої і ефективної оцінки умов клімату з метою повнішого використання і сільському господарстві і ін. (див. агрометеорологія).

Оцінка кліматичних чинників для цілей сільськогосподарського виробництва розроблялася ще в XIX в. у працях А. І. Воейкова, П. І. Броунова, в XX в. у роботах До. А. Тімірязєва, Р. Т. Селянінова, П. І. Колоскова, З. А. Сапожникової, Ю. І. Чиркова, А.М.Шульгіна, В. А. Сеннікова, А.П.Лосєва і багатьох інших учених в Росії і за рубежом.

Методи агрометеорологічних досліджень базуються НА ВИКОРИСТОВУВАННІ основних законів землеробства, головні з яких розглянуті далі.

*Закон нерівноцінності* чинників середовища для рослин. Чинники середовища ділять на основні (світло, тепло, повітря, волога, ґрунт) і другорядні (вітер, хмарність, мусон, орієнтація, крутизна схилів і ін.). Якщо перші абсолютно необхідні рослинам, то другі підсилюють або: ослабляють перші і діють не протягом всього вегетаційного періоду, а лише в окремі періоди і на невеликих площах.

*Закон рівнозначності* (незамінності) основних чинників життя. Світло не можна замінити теплом, тепло — вологою і т.д. Відсутність будь-якого з них приводить до загибелі рослин.

*Закон мінімуму* (або лімітуючого чинника) свідчить, що за оптимальних інших умов врожайність визначається чинником, що знаходиться в мінімумі. Наприклад, урожай в посушливих районах визначається кількістю вологи.

*Закон оптимуму* (або сукупної дії), згідно якому щонайвищий урожай одержують при оптимальному поєднанні всіх чинників, необхідних рослині.

*Закон критичних періодів* свідчить, що в житті кожної рослини є окремі періоди, коли воно особливе залежить від якогось чинника середовища.

*Закон фотоперіодичній реакції* (або фізіологічного годинника) говорить про те, що рослини реагують на тривалість дня і ночі.

## 16.2 Агрокліматичне районування

Агрокліматичне районування — це розподіл території на райони по ознаці схожості і відмінності їх агрокліматичних умов, що дає можливість обґрунтованого розміщення сільськогосподарських культур і прийомів їх обробітку в різних кліматичних зонах.

Загальне районування характеризує розподіл по території основних елементів клімату: забезпеченість теплом і вологою вегетаційного періоду, умови зимівлі.

На території Росії Г. Т. Селянінов (1955) виділив чотири пояси:

арктичний із землеробством в захищеному ґрунті (середня температура найтеплішого місяця нижча 10 °С);

полярний пояс оазисного землеробства з набором найбільш скоростиглих культур (сума активних температур на південній межі 1200°С);

помірний пояс (ділиться на 5 підпоясів), біля північних меж якого визрівають ярові, нетеплолюбиві овочеві і кормові культури, а біля південної межі, де сума активних температур 5000 °С, забезпечене визрівання рису, кукурудзи;

субтропічний пояс, де визрівають цитрусові, чай, бавовник (сума активних температур вища 5000 °С).

Умови зволоження в поясах дані у формі вірогідності, умови зимівлі оцінюють по значенню середнього з абсолютних мінімумів температури повітря і по висоті сніжного покриву. У 1958 р. П. І. Колосков склав карту агрокліматичного районування, взявши за основу теплові і водні ресурси клімату, а також суворість і сніжність зими, виділивши на карті пояси, зони, області.

Д. І. Шашко (1985) проведено детальне районування з виділенням агрокліматичних провінцій і округів на основі обліку біокліматичного потенціалу (БКП), що виражає сумісний вплив тепло- і вологозабезпеченості на біологічну продуктивність рослин.

Роботи МГУ, в яких разом з використанням загальноприйнятих чинників додатково враховується клімат ґрунту (запаси ґрунтової вологи, температури ґрунту) і оцінюються

несприятливі умови (засухи, люті морози), відрізняються принциповою новизною. Складена карта агрокліматичного районування стосовно задач меліорації земель.

Часткове (спеціалізоване) районування проводять в цілях характеристики умов зростання окремих культур, їх сортів і гібридів, а також спеціалізації виробництва, прийомів агротехніки по їх ефективності в різних ґрунтово-кліматичних зонах. Виконане детальне агрокліматичне районування аж до окремих господарств. Ці карти дозволяють вирішувати диференціацію агротехнічних і меліоративних заходів, визначати потенційну продуктивність клімату. (111).

### **16.3 Агrometeorологічні прогнози**

Прогнозувати урожай — значить правильно організувати агротехнічні заходи, що дозволяє одержати хороший урожай, підготуватися до його збору і зберігання.

Агrometeorологічні прогнози — це науково обґрунтовані припущення про вплив на розвиток і продуктивність сільськогосподарських культур очікуваних метеорологічних умов і необхідних для підвищення урожаю агротехнічних заходів.

В процесі багаторічних досліджень виявляються складні зв'язки між початковими і кінцевими станами, визначаються лімітуючі чинники (предиктори), що зумовлюють розвиток даних процесів.

Методи агrometeorологічних прогнозів засновані на кількісних залежностях прогнозованої змінної від стану предикторів на дату прогнозу. Ці залежності встановлюють шляхом статистичної обробки результатів агrometeorологічних спостережень, і виражені вони прогностичними рівняннями.

Інформацію про предиктори, що включені в прогностичні рівняння, одержують з метеорологічних спостережень на метеостанціях і зв'язаними з ними агроспостереженнями за рослинами на агrometeorостанціях і постах, за даними обстежень в полях, садах, на пасовищах і т.п. Від точності початкової інформації залежить якість прогнозів, їх вірогідність. Тому проводять ще додаткові спостереження за спеціальними програмами, маршрутні наземні і авіаційні спостереження, привертають знімки з супутників і космічних станцій для обстеження стану посівів на великих площах.

Завчасність агрометеорологічних прогнозів 1...3 міс, вірогідністю 80...90 % і більш.

Агрометеорологічеськіє прогнози складають в Гідрометцентрі, міжрегіональних управліннях і в обласних центрах Росгідромета.

*Прогноз теплозабезпеченості вегетаційного періоду* (Ф. Ф. Давітая, 1964):

$$\Sigma t_{>10^{\circ}\text{C}} = a - bD, \quad (16.1)$$

де  $\Sigma t_{>10^{\circ}\text{C}}$  — прогнозована сума активних температур,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $a$  і  $b$ — числові емпіричні коефіцієнти для даного району;  $D$ — дата переходу середньодобової температури повітря через  $10^{\circ}\text{C}$ , виражена числом днів від першого березня або першого квітня. (112).

*Прогноз запасів продуктивної вологи в ґрунті до початку вегетаційного періоду* (Л. А. Разумова, 1972):

$$W_{\text{вес}} = W_{\text{ос}} + W, \quad (16.2)$$

де  $W_{\text{вес}}$  - очікувані весняні запаси продуктивної вологи в шарі 0... 100 см, мм;

$W_{\text{ос}}$  — запаси продуктивної вологи восени перед замерзанням ґрунту, мм;  $W$ — запаси продуктивної вологи:

при стійкій зимі

$$W = 0,115x + 0,56d - 20, \quad (16.3)$$

при нестійкій зимі

$$W = 0,21x + 0,62d - 33, \quad (16.4)$$

тут  $x$ —кількість опадів від дати останнього визначення вологи до дати складання прогнозу, мм;  $d$ —дефіцит вологи в ґрунті (різниця між

якнайменшою вологоємністю і фактичними запасами продуктивної вологи), мм.

*Прогноз появи колорадського жука* В. В. Вольвач:

$$y = 94,6 + 0,221t^2 - 8,738t + 4,15\Delta t, \quad (16.5)$$

де  $y$  — тривалість дозрівання жуків, що перезимували (тобто період від виходу до початку яйцекладки);  $t$  — середньодобова температура повітря за цей період, визначають за прогнозом або кліматичними нормами;  $\Delta t$  — різниця між максимальною довжиною дня на 21 червня на даній широті місця і завдовжки дня на дату виходу жуків з ґрунту.

На підставі цих рівнянь розраховують терміни хімічних обробок посадок картоплі.

Фенологічні прогнози дозволяють визначити терміни повного дозрівання культур і початок прибирання.

Прогнози стану зимуючих культур весною визначають по температурі ґрунту на глибині кущення (3 см).

*Прогноз врожайності сільськогосподарських культур* на основі застосування математичного моделювання розроблений А. А. Ничипоровичем, А. І. Будаговським, Ю. К. Россом, Х. Р. Тоомінгом, Е. П. Галяміною і ін.

*Прогноз врожайності пшениці* (озима Миронівська 808) розроблений Е. С. Улановою для Центрально-Чорноземної зони:

$$y = 0,1(0,059W + 0,24n - 2,97), \quad (16.6)$$

де  $Y$  — очікувана врожайність, т/га;  $W$  — запаси продуктивної вологи в шарі 0...100 см весною, мм;  $n$  — число стебел на 1 м<sup>2</sup> весною. (113).

*Прогноз врожайності озимої пшениці* для Нечорноземної зони розроблений М. С. Куликом (1966) у вигляді номограми (рис. 16.1).

Прогноз врожайності ярової пшениці А. В. Процєрова, К. В. Кирілічевої і ін.:

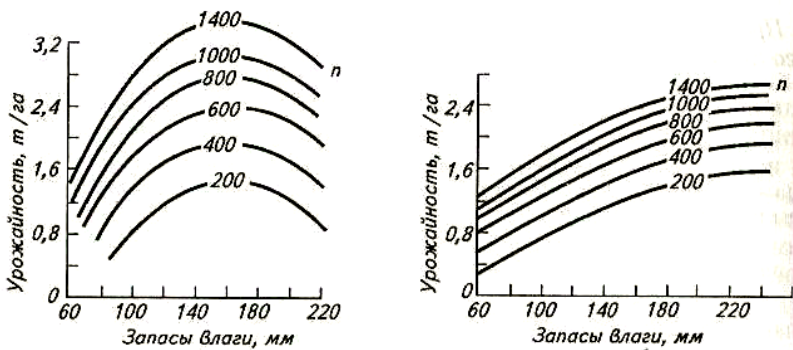


Рис. 16.1 - Залежність середньої обласної врожайності озимої пшениці від середніх по області запасів вологи в шарі ґрунту 0... 100м і числа стебел ( $n$ ) на 1 м<sup>2</sup> у фазі виходу в трубку:

*а*—Північний Кавказ; *б*— Центрально-Чорноземна зона, Середнє і Нижнє Поволжя

$$Y = 0,1(0,01n + 0,88x + 0,20h + 0,02w), \quad (16.7)$$

де  $Y$ —очікувана врожайність, т/га;  $n$ —число колосконосних стебел;  $h$ —середня висота рослин, см;  $w$ —запаси продуктивної вологи в шарі 0... 100 см, мм.

Прогноз врожайності кукурудзи запропонований Ю. І. Чирковим (1969):

$$Y = K_{r2}(-aW^2 + bW - c)/K_{l/wl}, \quad (16.8)$$

де  $Y$ —урожайність кукурудзи в зернах, т/га;  $K_{r2}$  — коефіцієнт, залежний від середньої температури повітря після вимітування мітелки (за прогнозом);  $a$ ,  $b$ ,  $c$ — коефіцієнти, залежні від площі листової поверхні;  $W$ — запаси продуктивної вологи в шарі 0...50 см у фазу вимітування мітелки, мм;  $K_{l/wl}$  — коефіцієнт, залежний від

середньодобової температури повітря і середніх вологозапасів в період органогенезу качанів.

Площу листя однієї рослини визначають по формулі, запропонованій Ю. І. Чирковим

(формула застосовна для рослин висотою від 5 до 250 мм):

$$S_1 = 0,37h - 16,3, \quad (16.9)$$

де  $S_1$ — площа листя однієї рослини,  $\text{дм}^2$ ;  $h$  — висота стебла рослини з мітелкою, см.

Для розрахунку площі листової поверхні на 1 га треба площу  $S_1$ ,  $\text{м}^2$ , помножити на число рослин на 1 га.

*Прогноз зрошувальних норм* по весняних вологозапасах в ґрунті запропонований Л. А. Разумовою і П. Б. Міщаніновим (1972).

Для окремих районів побудовані графіки врожайності сільськогосподарських культур залежно від оптимальних сумарних витрат вологи (рис. 16.2).

Прогноз зрошувальних норм для зернових культур необхідний для визначення передбачуваного оптимального споживання води рослинами у вегетаційний період, велике значення має прогноз зрошувальних норм для ярових культур.

Прогноз складають раною весною після вимірювання запасів вологи в ґрунті по методиці Л. А. Разумової і Н. Б. Мещаніновим (1972).

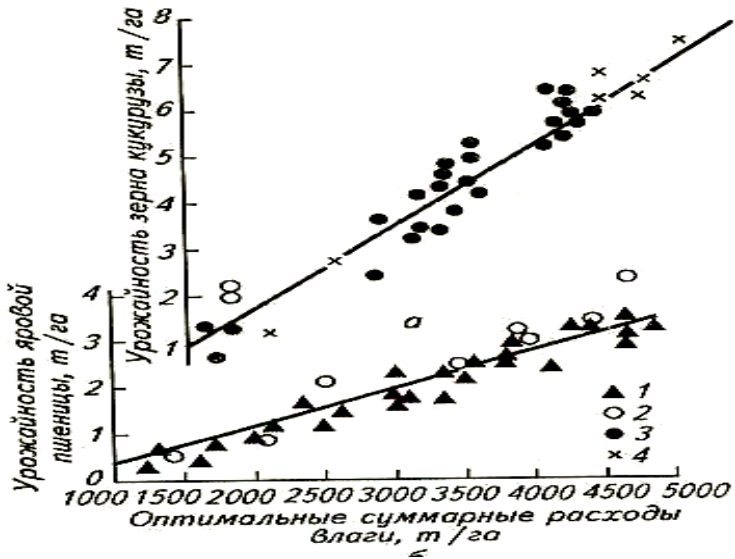
Зрошувальна норма, мм,

$$M = W_{\Sigma} - W_{\Phi}, \quad (16.10)$$

де  $W_{\Sigma}$  — оптимальні сумарні витрати вологи, забезпечуючі отримання високого урожаю, мм; визначають по відомих залежностях



врожайності сільськогосподарських



культур.

Рис. 16.2 - Зв'язок врожайності кукурудзи (а) і ярової пшениці (б) з оптимальними сумарними витратами вологи за період вегетації: 1— Кулундінський степ; 2— Оренбургський степ; 3— Поволжя; 4— Північний Кавказ

Для ярової пшениці і кукурудзи можна скористатися залежностями на рис. 12.2;  $W_{\phi}$  — фактичні сумарні витрати в природних умовах зволоження, мм; розраховують по рівнянню водного балансу:

$$W_{\phi} = W_{н} - W_{к} + X, \quad (16.11)$$

тут  $W_{н}$  і  $W_{к}$  — вологозапаси в шарі ґрунту 0... 100 см відповідно на початок сівби і кінець вегетації, мм;  $X$ —кількість атмосферних опадів за період вегетації, мм.  $W_{к}$ , і  $X$  беруть з агрокліматичних довідників. Розрахунок виконують переважно забезпеченістю 80 %.

За допомогою фенологічних прогнозів визначають час проведення агротехнічних заходів (внесення добрив, поливу і ін), час дозрівання і

збирання сільськогосподарських культур; довгостроковий прогноз теплозабезпечення вегетаційного періоду дозволяє розрахувати терміни посіву пожнивних культур, внаслідок чого раціонально використовуються ресурси тепла після прибирання основних культур. Довгостроковий прогноз вологозабезпечення полів є основою для правильного співвідношення площ під озимими, ранніми і пізніми яровими культурами і т.д.

#### **16.4. Економічна ефективність агрометеорологічного забезпечення сільського господарства**

Гідрометеорологічне забезпечення необхідне всім галузям сільського господарства і природооблаштування.

Правильне використання агрометеорологічної інформації і рекомендацій дає значний економічний ефект. Проте методи обліку його розроблені ще недостатньо.

Економічний ефект (ЕЕ) теоретично — це чистий дохід від використання агрометеорологічної інформації (АМИ) і рекомендацій, але виділити частку чистого доходу на рахунок АМИ і рекомендацій дуже непросто.

Фактичний ЕЕ, досягнутий в результаті окремого прогнозу (рекомендації), встановлюють зіставленням: результатів, одержаних з урахуванням АМИ, і результатів без її урахування.

Наприклад, ЕЕ можна розрахувати по рівнянню

$$\text{ЭЭ} = K_y S(\Delta Y - Z), \quad (16.12)$$

де  $K_y$ —коefficient пайової участі АМИ в одержуваному ЕЕ, який знаходиться в межах 0,2...0,5;  $S$ —площа, на якій підвищилася врожайність, га;  $\Delta Y$ —надбавка урожаю за рахунок використання АМИ, т/га;  $Z$ —витрати на проведення рекомендованих АМИ заходів плюс витрати на прибирання додаткової продукції, р/га.

Її можна також визначити розрахунково-нормативним методом. Нормативи приймають за даними зональних інститутів землеробства, сільськогосподарських дослідних станцій. Вони є середніми характеристиками втрат при відхиленні фактичних термінів сівби і інших польових робіт від оптимальних.

Про розміри збитків, нанесених господарствам небезпечними явищами погоди (град, заморозування, засуха і ін.), і про значення ЕЕ, одержаного завдяки захисним заходам, можна судити по актах місцевих органів Держстраху.

Іноді для визначення загального (сумарного) внеску АМІ: у сільськогосподарське виробництво застосовують метод експертних оцінок. При цьому оцінюють всі види інформації: синоптичні і агрометеорологічні прогнози, попередження про небезпечні явища, рекомендації і ін. Розроблені Методичні рекомендації за оцінкою ЕЕ від використання гідрометеорологічної інформації.

## **16.5 Агрометеорологічні спостереження**

Агрометеорологічні спостереження проводять на спеціальних агрометеорологічних станціях і постах, розташованих в різних ґрунтово-кліматичних зонах Росії.

Основні принципи агрометеорологічних спостережень — зв'язаність (паралель) спостережень за погодою (за повною програмою), з одного боку, і за розвитком, зростанням і станом сільськогосподарських рослин — з іншою.

Методи проведення агрометеорологічних спостережень і обробки результатів регламентуються повчаннями гідрометеорологічним і агрометеорологічним станціям і постам.

У теплий період на оточуючих станцію полях проводять фенологічні спостереження (спостереження за фазами розвитку рослин), вимірюють густину посівів, засміченість бур'янами і зараженість хворобами, визначають пошкодження рослин несприятливими метеорологічними явищами (заморозуваннями, суховіями, градом і ін.); спостерігають за формуванням елементів продуктивності (майбутнього урожаю), за виляганням посівів, проростанням зерна за несприятливих умов збирання врожаю, за проведенням польових робіт з оцінкою: їх якості і впливи на них погодних умов, за умовами випасу худоби з урахуванням стану пасовищ, вогкістю ґрунту візуально, а також за допомогою інструментів по спеціальних методиках.

У зимовий період ведуть спостереження за температурою ґрунту на глибині вузла кущення, завглибшки промерзання ґрунту; висотою і

щільністю сніжного покриву на полях і в садах по снігомірних маршрутах, станом (життєздатністю) рослин.

У січні і лютому вирубують моноліти: з озимими і багаторічними травами і в ящиках поміщають в теплі світлі приміщення. Через 15 діб підраховують число живих і загиблих рослин. У плодових культур через 7 діб після лютих морозів зрізають вітки і ставлять в судину з теплою водою на 20...25 діб. Підраховують загальне число нирок і число набряклих і розпустилися, визначають ступінь пошкодження деревини. Результати спостережень після їх первинної обробки і контролю на станціях по спеціальних каналах передають в міжрегіональні територіальні УГМС і їх обласні і краєві оперативно-виробничі мережеві організації, а звітди в Гідрометцентр Росії.

### *Контрольні питання*

1. На які процеси сільського господарства впливають погодні умови і клімат? 2. Що вивчає агрометеорологія? 3. Які спеціальні методи застосовують в агрометеорології? 4. Для чого необхідне гро кліматичне районування? 5. Які спостереження проводять на агрометеорологічних станціях і в які терміни? 6. Які агрометеорологічні прогнози ви знаєте і яка їх виправданість? 7. Як підрахувати економічну ефективність агрометеорологічного забезпечення?

## *Лекція 17*

### **КЛІМАТ І ЕКОЛОГІЯ МІСТА**

Місто, будучи центром скупчення великих мас населення, різноманітною жилою, культурно-побутової і промислової забудови і транспорту, вогнищем індустрії, формує свій особливий місцевий клімат (мезоклімат), істотно відмінний від клімату навколишнього природного середовища.

Римський архітектор і інженер Вітрувій в другій половині 1 в. до н.е. в «Десяти книгах про архітектуру» вперше показав основні принципи містобудування з урахуванням кліматичних умов. Забруднений повітряний басейн над містом відзначали в одах Горацій (65—8 рр. до н. е.), Сенека (бл. 4 р. до н.е. — 65 р. н. е.).

У 1973 р. в Москві була проведена Всесоюзна нарада містобудівників, архітекторів, географів і кліматологів по темі «Клімат—місто—людина», на якому були намічені шляхи розвитку міської: кліматології.

Над містом відзначають:

збільшення хмарності і кількості опадів у зв'язку з підвищеною концентрацією «ядер конденсації»;

істотне підвищення температури повітря в порівнянні із заміськими умовами;

температурні інверсії з утворенням «парникового ефекту»;

зміна радіаційного режиму, освітленості, вогкості повітря, напрямку і швидкості вітру.

Вітер як чинник, що впливає на планування і забудову міст, враховують:

при аерації або захисті міських територій від несприятливих явищ, пов'язаних з повітряними течіями;

теплотехнічних розрахунках захищаючих конструкцій, стін, будівель і споруд, розрахунках по мікроклімату житлового середовища;

визначенні тиску на споруди, будівлі і електропроводи і в розрахунках на їх міцність і стійкість;

утворенні сніжних занесень на дорогах, вулицях і міських територіях і заходах по їх прибиранню і розчищенню.

Основні характеристики вітрового режиму — швидкість, поривчастість і напрям вітру.

*Рози вітрів* (місячні, сезонні і річні) використовують в містобудівному проектуванні при розрахунках аерації житлової забудови, захисті її від шкідливих газових викидів і аерозолів промислових виробництв. Так, при будь-якій температурі повітря вітер із швидкістю більше 4 м/с викликає дискомфорт для пішохода, при швидкості більше 6 м/с починається перенесення снігу і піску, а при 12 м/с і більш можуть руйнуватися будови і споруди. При температурі повітря нижче 0 °З і відносної вогкості більше 70 % будь-який вітер дискомфортний для людини.

### 17.1. Вплив кліматичних умов на планування забудови

Оцінка погодно-кліматичних умов місцевості по температурно-вітровому режиму необхідна для того, щоб прогнозувати належний мікроклімат засобами планування, забудови і впорядкування сельбищних територій.

Стійкість від вітрової дії будівель, ферм, мостів, щогл, опор, дротів і т.п. обчислюють по (формулі

$$P_y = Kp(v^2/2) \Omega, \quad (17.1)$$

де  $p_y$  — тиск вітру, Па;  $K$ — аерогідродинамічний коефіцієнт, залежний від форми (обтічності) споруди;  $p(v^2/2)$  — швидкісний натиск збуреного повітряного потоку ( $p = 1,225 \text{ кг/м}^3$ ;  $v$ —швидкість вітру, м/с);  $\Omega$ —площа будь-якої поверхні споруди.

У великих містах, особливо в мегаполісах, технологічні процеси індустрії і енергетики, робота міського транспорту і установок внутрішнього згорання, викиди в повітря відпрацьованих газів і аерозолів міняють не тільки газовий склад атмосфери, але і метеорологічний режим, що створює свій особливий мезоклімат:

на 10...25 % зменшується притока прямої сонячної радіації до діяльної поверхні;

унаслідок ефективного випромінювання, зокрема від енергетичних установок, утворюються «острови тепла», в яких частка техногенного тепла може доходити до половини сонячного; 120

температура повітря в місті може бути на 7..,15<sup>0</sup>С вище заміською;  
кількість опадів завдяки різкому зростанню ядер конденсації збільшується взимку на 50 %, влітку на 15 %;

повітря над містом сушіше в середньому на 5... 10 % і більш, особливо якщо вулиці не поливають;

повторюваність туманів в промисловому місті буває в 1,5...2 рази більше, ніж за містом. Підвищена кількість ядер конденсації сприяє утворенню туману-смогу, хімічно вельми агресивного;

нижня межа хмар через зниження тиску виявляється на 100 м нижче, ніж в околицях, а висхідні потоки повітря створюють місцеву купчасту хмарність.

Час включення і виключення електричного освітлення залежить не тільки від сходу і заходу сонця, але і від хмарності.

Закритість горизонту в мікрорайонах залежить від густини і поверховості забудови.

Площа, протягом нормованого часу затінювана будівлями, складає 27...75 % площі житлової зони.

У місті приблизно 50 % території займають асфальтові покриття, будівлі (їх дахи), практично непроникні, з низькою відбивною здатністю і високою теплоємністю для теплових довгохвильових, проміння. Штучні покриття трансформують до 90 % променистої енергії в теплоту. Температура асфальту на сонці на 25

<sup>0</sup>С може перевищувати температуру повітря на висоті 2 м від поверхні (а температура зеленого газону на 10<sup>0</sup>С). Інтенсивність теплового довгохвильового випромінювання наближається до інтенсивності прямої сонячної радіації.

Зелені насадження, водоймища і фонтани очищають і збагатять повітря киснем, фітонцидами. Радіація, пропущена крізь листя, не тільки ослабляється, але і змінюється по спектральному складу. В'юнкі рослини (виноград, плющ) пропускають тільки 10.-19 % сонячної радіації, унаслідок чого нагрів стіни в зелених насадженнях знижується на 8...12<sup>0</sup>С, температура повітря в середньому на 3...4<sup>0</sup>С, а випарювана листям волога заповнює дефіцит вогкості повітря, створюючи комфортні умови для людини.

Територію міста для складання будівельно-кліматичного паспорта (мал. 13.1) ділять на ландшафтно-кліматичні зони: сельбишну (житлову), промислову, транспортну, рекреаційну, санітарно-захисну.

## 17.2 Використовування метеорологічних спостережень і методів в природооблаштуванні

Природооблаштування — це особливий вид діяльності, що полягає в зміні компонентів природи для підвищення їх корисності, відновленні порушених компонентів і захисті їх від негативних наслідків природокористування.

Природооблаштування базується на моніторингу різних компонентів природи, зокрема моніторингу стану атмосфери, тобто метеорологічних спостережень.

В природооблаштування входить меліорація земель сільськогосподарського, водного і лісового фондів, селищ, промисловості, транспорту, рекреаційного, історико-культурного, наукового призначення, а також боротьба з водною і вітровою ерозією, перенесенням солей на приморські території, захист від суховіїв, граду, злив і інших небезпечних метеорологічних явищ.

При проектуванні, будівництві і експлуатації меліоративних систем необхідно точне знання водних балансів території:

$$E = X \pm Y \pm U + M, \quad (17.2)$$

де  $E$ — випаровування з суші і водних об'єктів, транспірація рослинності, мм;

$X$ — атмосферні опади за той же період, мм;

$Y$ — притока і стік поверхневих і підземних вод, мм;

$U$ — зміна водних запасів в товщі ґрунтів, мм;

$M$ — зрошувальні води, мм.

З рівняння видно, що  $E$  (випаровування) і  $X$  (опади) визначаються метеорологічними чинниками і їх розраховують за метеорологічними спостереженнями і прийнятими в метеорології методами. Наприклад, по таблиці усередненого водного балансу по РФ за рік.

Для захисту від суховіїв при проектуванні лісосмуг і інших заходів, а також для затримання снігу снігозахисними щитами необхідно мати відомості про повторюваність і швидкість вітру, для захисту від граду і сильних злив — вивчати освіту і рух небезпечних градових хмар.



Циркуляція повітряних мас є не тільки погодним і кліматизує чинником, але і причиною круговороту інших речовин, зокрема забруднюючих, на великі відстані. Це викиди в атмосферу промислових і транспортних відходів, з труб електростанцій, від військових дій. Вивчення руху повітряних мас дозволяє вирішувати важливі екологічні задачі боротьби із забрудненнями.

Температура воздуха												
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Максимальная температура $t, ^\circ\text{C}$	14,4	15,4	21,2	27,6	32,1	35,2	35,2	35,7	31,9	26,1	17,3	13,0
Среднемесячная температура	9,5	12,5	14,6	22,5	24,5	25,5	27,5	25,5	24,5	17,5		
Минимальная температура	0,3	1,0	3,5	9,8	12,9	17,4	17,3	10,7	4,6	1,5	14,5	11,5
Число летних дней, $t > 25^\circ\text{C}$												
Число морозных дней, $t < 0^\circ\text{C}$	17,1	15,1	10,4	10,3	1,4	3,2	5,2	2,5	0,3	1,0	7,6	13,2



Таблиця 17.1 – Усереднений водний баланс території РФ

Район	Середньобогаторічні, мм		
	опади	випаровуванн	літній стік
Побережжя Баренцевого і Білого морів	710	370	340
Азіатська тундра	610	310	300
Басейн: р. Волги р. Дону	660	473	187
	600	530	70
Зона лісів: хвойних листяних	705	375	330
	700	495	205
Зона: степів. пустель и напівпустель	500	455	45
	310	300	10

#### Перелік рекомендованої літератури

1. Захаровская Н.Н., Ильинич В.В. Метеорология и климатология. -- М.: КолосС, 2005. -- 127 с.
2. Задачник по общей метеорологии/Под ред. В.Г. Морачевского.-- Л.: ГМИ, 1984. -- 312 с.
3. Природа Украинской ССР. Климат/Бабиченко В.Н и др. К.: Наукова думка, 1984. 232 с.
4. Астапенко П.Д. Вопросы о погоде. -- Л.: Гидрометеиздат, 1987. 392 с.
5. СНиП 2.01.01-82. Строительная климатология и геофизика/Госстрой СССР. -- М.: 1983. -- 136 с.