

В. М. Кобрін, В.В. Вамболь, В.Л. Клеєвська, Л.Б. Яковлєв.

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

2006
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний аерокосмічний університет
ім. М.Є. Жуковського
„Харківський авіаційний інститут”

В.М. Кобрін, В.В. Вамболь, В.Л. Клеєвська, Л.Б. Яковлев

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

Навчальний посібник

Харків „ХАІ” 2006

УДК 551.5 (551.52)

Метеорологія і кліматологія / В.М. Кобрін, В.В. Вамболь, В.Л. Клеєвська, Л.Б. Яковлев. – Навч. посібник. - Харків: Нац. аерокосм. ун-т „Харк. авіац. ін-т”. 2006. - с.

Розглянуто основні питання метеорології та кліматології: склад і побудова атмосфери; теплообіг і тепловий режим у атмосфері та на земній поверхні; вологообіг та фазові перетворення води в атмосфері; рух повітряних мас у атмосфері; основні чинники, що впливають на кліматоутворення. Наведені класифікації кліматів земної кулі за Кеппеном та Алісовим. Детально розглянуто кліматичні сезони на території України.

Для студентів спеціальності „Екологія та охорона навколишнього середовища”.

Іл. 10. Табл. 7. Бібліогр.: 6 назв.

Рецензенти: д-р техн. наук, проф. Г.Я. Красовський,
д-р техн. наук О.В. Бетін

© Національний аерокосмічний університет ім. М.Є. Жуковського „Харківський авіаційний інститут”, 2006 р.

Вступ

Метеорологія (від гр. „метеор” – той, що парить у повітрі) – це наука про земну атмосферу та процеси, що відбуваються у ній. Метеорологія вивчає: склад і побудову атмосфери; теплообіг і тепловий режим у атмосфері та на земній поверхні; вологообіг і фазові перетворення води в атмосфері; рух повітряних мас у епігеосфері; електричні, оптичні та акустичні явища в атмосфері. Метеорологія також розробляє методи передбачення атмосферних явищ і впливу на них.

Вважають, що метеорологія як наука народилася в 1643 році (бо саме у 1643 р. італійський вчений Е. Торрічеллі винайшов ртутний барометр, а ще раніше, у 1597 році, італійський вчений Г. Галілей винайшов термометр), а тому з'явилася можливість вимірювати температуру і атмосферний тиск як найважливіші параметри для прогнозування погоди.

У Росії регулярні метеорологічні спостереження були започатковані згідно з Указом Петра I у 1722 році. З 1725 року „ проведення усюди метеорологічних спостережень” доручено Петербурзькій академії наук. Величезний внесок у розвиток вітчизняної метеорології належить М.В. Ломоносову, який у 1753 році підготував видатну наукову працю „Про явища у повітряному океані та атмосферну електрику”. М.В. Ломоносов перший в світі винайшов самописний компас, а згодом анемометр (прилад для вимірювання сили вітру) та нечутливий до хвилювання моря барометр. Особливу увагу М.В. Ломоносов приділяв прогнозуванню погоди: „Людам ничего не оставалось бы требовать от Бога, если б они научились перемены погоды правильно предвидеть”.

У 1849 році в Росії створено перший у світі науковий метеорологічний заклад – Головну фізичну обсерваторію, яка з 1 січня 1872 року почала випускати „Щоденний метеорологічний бюлетень”.

З 1 січня 1966 року встановлені єдині кліматологічні щодобові терміни спостережень на усіх метеорологічних станціях (у 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 і 24 години за декретним часом).

Синоптична (від гр. „синоптик” – здатний бачити все) метеорологія – це розділ метеорології, що вивчає процеси формування погоди з метою її прогнозування.

Погода – це стан нижнього шару атмосфери в даний час у даному місці. Стан погоди спеціалісти визначають за шістьма її основними показниками: температурою повітря, величиною атмосферного тиску, швидкістю, силою і напрямком вітру, вологістю повітря, хмарністю, якісними та кількісними параметрами опадів. Усі ці показники тісно пов'язані один з одним і можуть змінюватися у часі та

у просторі. Це значить, що коли в даний момент в одній місцевості сухо, тепло і сонячно, то за кілька десятків кілометрів від неї в цей же момент може бути холодно й волого. А через кілька годин все може знову змінитися. Слід зазначити, що всі зміни погоди відбуваються лише у тропосфері.

Для здійснення будь-якого з видів життєдіяльності людини (особливо господарської, військової, наукової та іншої діяльності суспільства) дуже важливо передбачити, якою буде погода через добу, кілька днів, тижнів і т.д., тобто вміти складати короткочасний і довгостроковий прогноз погоди. Саме це і є одним із основних завдань метеорології.

Наукові передбачення погоди вимагають величезної кількості даних щодо значень кожного з шістьох основних показників, глибоких знань закономірностей їх взаємопов'язаного „розвитку”, найсучаснішої техніки. Тому спостереження за погодою ведуться на метеорологічних станціях, розташованих по всій території земної кулі, за допомогою спеціальних приладів вісім раз на добу. Для розробки прогнозів погоди в конкретній місцевості (наприклад, у місті Києві) на три доби використовується інформація щодо спостережень усіх основних показників погоди з усіх метеорологічних станцій північної півкулі, а на 5 - 7 діб – інформація з усіх метеорологічних станцій Землі. Крім того, широко використовується інформація метеорологічних супутників Землі.

Кліматологія – це наука про клімат, яка вивчає: причини і особливості виникнення різних кліматичних умов на Землі в цілому та в окремих її частинах; розподіл типів кліматів на Земній кулі (в епігеосфері); зміни клімату в минулому та в сучасну епоху; антропогенний вплив на клімат.

Клімат (від гр. „кліматос” – нахил) – це багаторічний режим погоди у даній місцевості, що визначається фізико-географічними умовами. Кліматом будь-якої місцевості називають притаманний їй складний багаторічний режим погоди, з усіма можливими коливаннями погодних умов.

Розрізняють три основних види кліматів: великий, середній і малий. Великий клімат (тобто клімат фізико-географічної зони, фізико-географічної країни) складається під впливом тільки географічної широти і самих великих ділянок земної поверхні – материків та океанів. Тому великий клімат змінюється (від одної великої ділянки до іншої) плавно і поступово на великих відстанях (не менших ніж тисячі – кілька сотень кілометрів). Середній клімат характеризує кліматичні умови окремих ділянок епігеосфери (наприклад, фізико-географічних областей, фізико-географічних ландшафтів) протяжністю у кілька

десять кілометрів (велике озеро, лісовий масив, велике місто і т. ін.). Малий клімат характеризує багаторічний режим погоди на менших ділянках (наприклад, в урочищах і фаціях), тобто на горбах, у низинах, болотах, гаях і т. ін.

Таким чином, основні особливості клімату конкретної ділянки епігеосфери визначаються надходженням сонячної радіації, процесами циркуляції повітряних мас, характером підстиляючої поверхні.

Серед фізико-географічних чинників, які впливають на клімат окремої ділянки епігеосфери, найбільш суттєвими є: географічна широта і висота місцевості; віддаленість від морського узбережжя; особливості орографії, рослинного та іншого покриву (наприклад, сніг поглинає 15% сонячного опромінювання, пісок – 70% , трава – 74% , водна поверхня – 95%); наявність снігу та льоду; ступінь забруднення атмосфери.

Засновником кліматології у Росії є видатний вчений Олександр Іванович Воейков (1842 - 1916). Класифікацію кліматів Землі розробив Володимир Петрович Кеппен – автор наукових праць з питань синоптичної і морської метеорології. Основи загального землезнавства та кліматології розробив Олександр Гумбольд (1769 - 1859) – видатний німецький вчений.

1. Атмосфера

Атмосфера – це повітряна оболонка Землі, пов'язана з нею силою земного тяжіння і тому обертається разом із земною кулею у її добовому і річному русі. Саме атмосфера утворює верхній і найменш щільний ярус епігеосфери, що забезпечує життя в біосфері.

Основною речовиною атмосфери є атмосферне повітря, яке являється своєрідним захисним панциром планети, бо воно:

- забезпечує дихання аеробних організмів (без їжі можна прожити тижні, без води – дні, а без повітря – 3 - 4 хвилини);
- розсіює сонячні промені вдень (що запобігає перегріванню організмів);
- оберігає Землю від переохолодження вночі;
- метеорити, проходячи крізь атмосферу, згорають в ній через тертя об повітря;
- захищає організми від смертоносних космічних випромінювань.

Атмосферне повітря – це механічна суміш газів і аерозолів, основними з яких є азот (78,08% за об'ємом); кисень (20,95%); аргон (0,93%); вуглекислий газ (0,03%). Іншу частину (до 0,01% за об'ємом)

складають неон, гелій, криптон, водень, ксенон, озон і деякі інші гази. Крім того, до складу атмосферного повітря входять водяна пара (всього близько 10 трильйонів тон, тобто в середньому по 200 тон над кожним гектаром земної поверхні), рідкі та тверді аерозолі природного та антропогенного походження, а також газоподібні й пароподібні забруднюючі речовини та сполуки антропогенного походження. За відсутністю забруднювачів атмосферне повітря прозоре (а тому небо має блакитний або синій колір), а за наявністю забруднювачів прозорість повітря зникає.

Нижньою межею атмосфери є поверхня планети Земля, а її верхню межу „умовно проводять” на висоті 2000 - 3000 км. Згідно з сучасними поглядами, атмосфера має шарувату будову і поділяється на:

- гомосферу і гетеросферу (за ознакою зміни газового складу атмосферного повітря);
- тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу і екзосферу (за ознакою зміни температури, відносної вологості та рухомості атмосферного повітря).

Гомосфера (однорідний шар атмосферного повітря) досягає висоти 80 - 100 км над земною поверхнею і має постійний (незалежно від висоти) газовий склад атмосферного повітря. Чисте (не забруднене шкідливими домішками) сухе атмосферне повітря являє собою механічну суміш (у відсотках за об'ємом) таких газів: азоту - N_2 (78,08%), кисню - O_2 (20,95 %), аргону - Ar (0,93 %), вуглекислого газу - CO_2 (0,03 %), неону - Ne ($1,8 \cdot 10^{-3}$ %), гелію - He ($5,24 \cdot 10^{-4}$ %), криптону - Kr ($1 \cdot 10^{-4}$ %), ксенону - Xe ($8 \cdot 10^{-6}$ %), водню - H_2 (), озону - O_3 ($1 \cdot 10^{-6}$ %). При цьому кисень і азот на усіх висотах у межах гомосфери містяться практично у незмінних кількостях (коливання становлять 0,004 %). Крім того, в гомосфері завжди міститься пара води, кількість якої залежить від стану погоди, характеру місцевості та багатьох інших чинників. Слід відзначити, що озон утворюється у середніх шарах гомосфери на висотах від 20 до 60 км при дисоціації кисню під впливом сонячного випромінювання в ультрафіолетовому діапазоні. Озон розподілений у гомосфері нерівномірно залежно від географічної широти, а його концентрація має чітко відображені добові та сезонні зміни. Озон дуже шкідливий для організму людини, його ГДК (за об'ємом) у повітрі приземних шарів гомосфери становить $1 \cdot 10^{-5}$ %.

Гетеросфера (неоднорідний шар атмосферного повітря) розташована вище ніж 100 км над поверхнею Землі. У гетеросфері склад атмосферного повітря змінюється з висотою, а до його складу входять вже не молекули газів, а їх атоми та іони. Так, на висотах 100

- 800 км головними компонентами газового складу атмосферного повітря є атомарний кисень – O (до 90 % за об'ємом) і атомарний азот –N (до 0,1 %). На висотах більше 900 км до складу гетеросфери входить в основному атомарний водень – H (до 100 %) (рис.1.1.).

На висотах до 60 км від земної поверхні (табл. 1.1.) всі вказані гази атмосферного повітря існують у вигляді нейтральних молекул. Починаючи з висоти 60 км, зростає концентрація електронів та іонів, а на висотах більше 700 - 800 км присутні тільки окремі види газів атмосфери у вигляді атомів. Відбувається це внаслідок зменшення з висотою сили земного тяжіння (присутні тільки легкі атоми), а також у результаті іонізації молекул газів під впливом сонячного і космічного випромінювання. Вплив вказаних чинників (вже на висотах 100 - 300 км) призводить до дисоціації молекул кисню і азоту на атоми і до іонізації атомів кисню. Тому на більших висотах (700 - 800 км) існують переважно атоми кисню - O, водню –H і азоту – N та іони кисню - O⁺. На ще більших висотах (у кілька тисяч кілометрів) існують в основному атоми та іони водню - H, а на висотах у кілька десятків тисяч кілометрів – іони водню - H⁺ і гелію - He⁺.

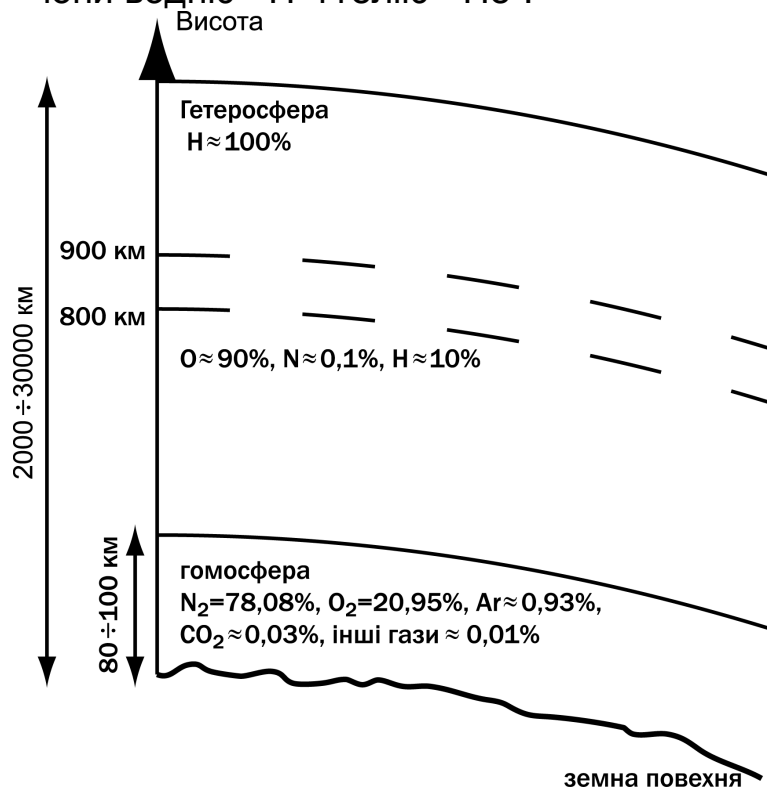


Рис. 1.1. Змінення газового складу атмосферного повітря залежно від висоти над земною поверхнею.

Таблиця 1.1

Характеристика газового складу атмосферного повітря

Висота над земною поверхнею, км	Склад атмосферного повітря
0	N ₂ , O ₂ , Ar, CO ₂
11	N ₂ , O ₂ , O ₃ , Ar, CO ₂
20	N ₂ , O ₂ , O ₃ , Ar, CO ₂
30	N ₂ , O ₂ , O ₃ , Ar, CO ₂
46	N ₂ , O ₂ , O ₃ , Ar, CO ₂
64	N ₂ , O ₂ , O ₃ , Ar, CO ₂
79	N ₂ , O ₂ , Ar
102	N ₂ , O ₂ , O
200	N ₂ , O ₂ , O, O ⁺
800	O, O ⁺ , H
6500	H, H ⁺
Більше 22000	H ⁺ , He ⁺

Слід також відзначити, що зі збільшенням висоти над земною поверхнею (на рівні моря) поступово зменшується величина концентрації молекул, атомів, іонів та інших частинок у атмосферному повітрі, що ілюструється даними табл.1.2.

Таблиця 1.2

Характер змінення концентрації частинок газів у атмосферному повітрі

Висота над земною поверхнею, км	Концентрація молекул, атомів, іонів та інших частинок газів у атмосферному повітрі – К, н/см ³
0	2,5 * 10 ¹⁹
11	4,5 * 10 ¹⁸
20	2,0 * 10 ¹⁸
30	4,0 * 10 ¹⁷
46	3,0 * 10 ¹⁶
64	1,0 * 10 ¹⁵
79	1,0 * 10 ¹⁴
102	1,0 * 10 ¹²
200	1,0 * 10 ¹⁰
800	1,0 * 10 ⁶
6500	1,0 * 10 ³
Більше 22000	10 ⁰ – 10 ¹

Крім газового складу основними параметрами атмосферного повітря є атмосферний тиск, температура і вологість.

Атмосферний тиск – це сила, з якою атмосферне повітря тисне на земну поверхню, організми і предмети, „розташовані” в атмосфері. Пояснюється це, перш за все, тим, що повітря хоч і легке, проте має вагу. Так, повітряна оболонка Землі має масу, яка оцінюється величиною в $5,27 \cdot 10^{18}$ кг. При цьому в нижньому шарі гомосфери товщиною 5,5 км зосереджено близько 50 % маси повітряної оболонки Землі, у шарі до 11 - 12 км – до 80 % її маси, у шарі атмосфери від 11 - 12 км до 60 км – біля 19,5 %, у інтервалі висот від 60 км до 80 км – біля 0,3 %, а на висотах більше 800 км – всього 0,05 %. Відбувається таке внаслідок зменшення сили земного тяжіння при зростанні висоти над поверхнею Землі.

Згідно з описаним атмосферний тиск (від величини 101,3 кПа біля земної поверхні на рівні моря) зменшується із збільшенням висоти згідно із співвідношенням:

$$dP = \rho(H) \cdot g \cdot dH, \quad (1.1)$$

де: P – величина атмосферного тиску, Па; $\rho(H)$ – щільність атмосферного повітря (залежно від висоти), кг/м^3 ; g – прискорення вільного падіння, м/с^2 ; H – висота над земною поверхнею на рівні моря, м.

Досить значний вплив на величину атмосферного тиску здійснює невпорядкований рух молекул, атомів, іонів та інших частинок газів атмосферного повітря, які мають температуру, що відрізняється від „абсолютного нуля”, та низка інших чинників. Тому найбільш точні закономірності зміни величини атмосферного тиску залежно від висоти над рівнем моря (відображені на рис. 1.2 і в табл. 1.3) – $P(H)$, кПа, отримують експериментальним вимірюванням (рис.1.2.).

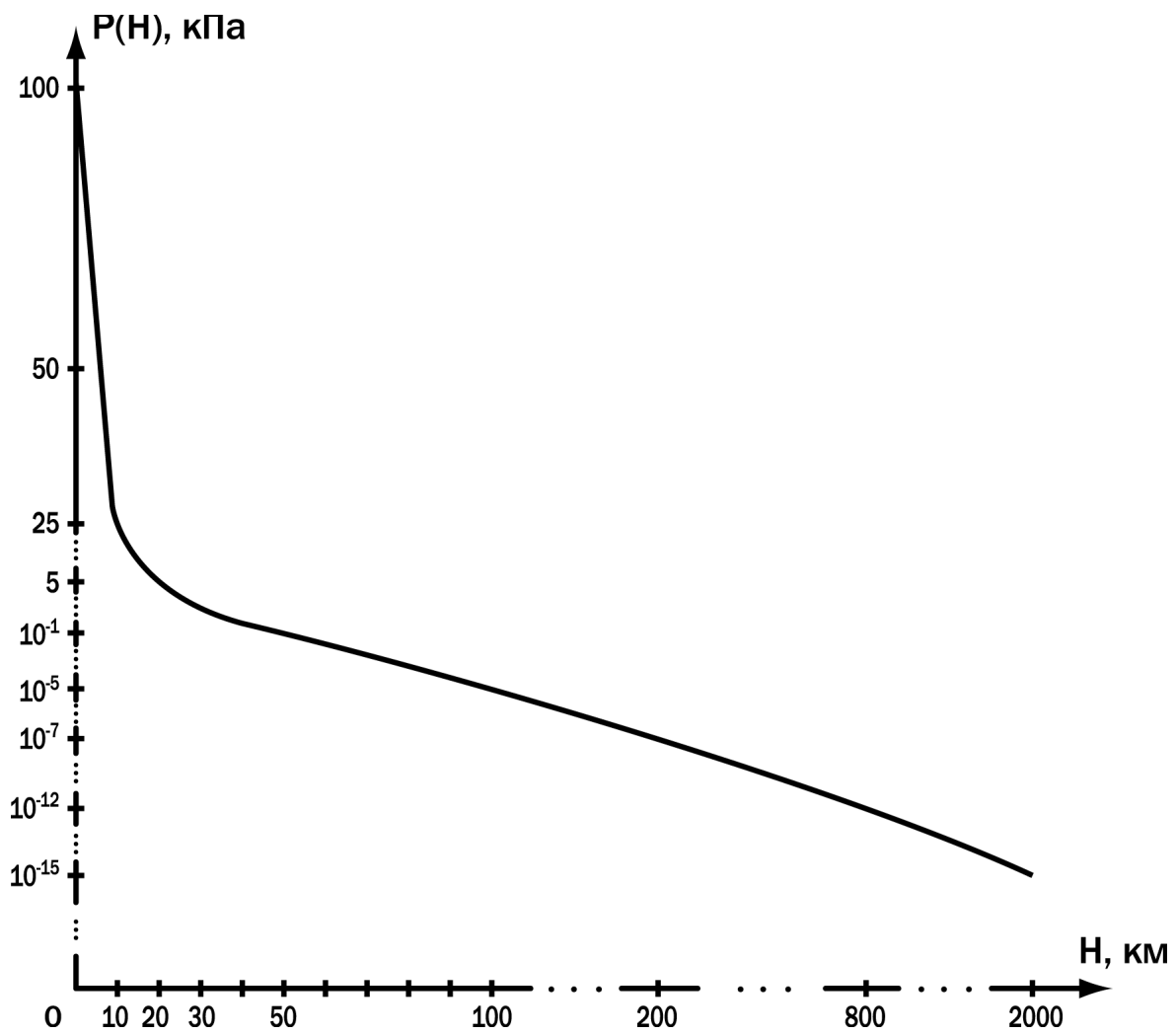


Рис. 1.2. Характер змін величини атмосферного тиску залежно від висоти над рівнем моря.

Таблиця 1.3

Характер змінення величини атмосферного тиску

Висота над земною поверхнею, км	Величина атмосферного тиску – P, кПа
0	101,3
11	23,6
20	5,6
30	1,2
46	$1,3 * 10^{-1}$
64	$1,3 * 10^{-2}$
79	$1,3 * 10^{-3}$
102	$1,3 * 10^{-5}$
200	$1,3 * 10^{-7}$
800	$1,3 * 10^{-11}$
6500	$1,3 * 10^{-14}$
Більше 22000	$1,3 * 10^{-15}$

Експериментальне вимірювання величини атмосферного тиску виконується за допомогою спеціальних приладів – барометрів, які можуть бути розміщені у незагерметизованих приміщеннях наземних метеорологічних станцій, на „кулях-зондах”, на літальних апаратах, космічних літальних апаратах тощо. Розрізняють два основних види барометрів – ртутні та барометри-анероїди. Ртутний барометр являє собою запаяну з одного кінця скляну (проградуйовану у міліметрах) прозору трубку з площею поперечного перетину в 1 см^2 , заповнену ртуттю. Коли тиск атмосферного повітря підвищується, стовпчик ртуті у трубці зростає, коли знижується – падає. Висота стовпчика ртуті на рівні моря при температурі 0°C на широті 45° становить 760 мм. Ця величина прийнята за нормальний атмосферний тиск. З наведених у табл. 1.3 даних видно, що із зростанням висоти величина атмосферного тиску зменшується (для нижніх шарів гомосфери за законом: на кожні 100 м підйому тиск знижується на 10 мм ртутного стовпчика). Тому величина атмосферного тиску біля поверхні конкретної ділянки епігеосфери залежить від висоти розташування цієї ділянки над рівнем моря. Крім того, величина атмосферного тиску біля поверхні цієї ділянки залежить від температури нагріву атмосферного повітря над цією ділянкою (при підвищенні температури величина атмосферного тиску знижується). Пояснюється це тим, що атмосферне повітря має властивості, характерні для багатьох речовин. Нагріваючись, воно розширюється, зменшується його

густина, внаслідок чого нагріте повітря підіймається вгору, через що атмосферний тиск зменшується. Навпаки, при охолодженні повітря атмосферний тиск підвищується.

Громіздкі ртутні барометри незручні у застосуванні, тому широко розповсюдились барометри-анероїди. Головною частиною такого приладу є пружна металева коробка, з якої викачане повітря. При підвищенні атмосферного тиску вона стискується, а при зниженні – розширюється. Система важелів передає вказані зміни стрільці, що обертається по колу із шкалою, яка проградуєвана у міліметрах ртутного стовпчика, мілібарах, паскалях (1 мілібар (0,001 бара)) дорівнює тиску 0,7501 мм ртутного стовпчика. 1 Па дорівнює тиску 0,0075 мм ртутного стовпчика, а 1 кПа - тиску 7,5 мм ртутного стовпчика).

Різна висота розташування над рівнем моря і в першу чергу нерівномірність нагріву поверхні окремих ділянок епігеосфери сонячними променями об'єктивно зумовлює практичну неможливість однакових величин атмосферного тиску на поверхні цих ділянок. Саме це спричинює виникнення горизонтального переміщення повітряних мас від ділянки епігеосфери з більшою величиною атмосферного тиску до ділянки з меншою величиною тиску (тобто вітер).

Досить велика ділянка епігеосфери, яка в даний момент характеризується зниженою величиною атмосферного тиску, має назву *циклон* (від гр. „циклон” – той, що обертається). У місці „розташування” циклону спостерігається зниження величини атмосферного тиску від периферії до центру, внаслідок чого на цій ділянці епігеосфери утворюється висхідний (бо більш прогріте повітря піднімається догори) атмосферний вихор. На відміну від описаного, на досить великій ділянці епігеосфери, що характеризується підвищеним значенням величини атмосферного тиску, утворюється *антициклон*. На нашій планеті в кожний момент часу існує кілька пар циклонів і антициклонів, які й визначають напрямки вітру на значних територіях. До того ж області потужних циклонів і антициклонів мають тенденцію „переміщуватися” в межах епігеосфери, що спричинює переміщення величезних мас атмосферного повітря (які мають різноманітну температуру і вологість), а отже і зміну погодних умов на конкретних ділянках епігеосфери. При цьому „місце розташування” антициклону характеризується переважно малохмарною, взимку холодною, а влітку жаркою погодою. Навпаки, з „місцем розташування” циклону пов'язана, як правило, хмарна погода з опадами.

Вітер – це горизонтальний рух повітря з області високого тиску в область низького тиску. Наприклад, ділянка суходолу (поблизу моря, озера, річки) в ясний сонячний день нагрівається швидше, ніж

поверхня водойми. Отже, атмосферний тиск над водоймою більший, ніж над суходолом. Саме це і спричиняє виникнення легкого бризу (від фр. brise – слабкий вітер, що виникає через неоднакове нагрівання суші й моря), який вдень (вологий) дме з водойми на суходіл (морський бриз), а вночі (сухий), навпаки, з суходолу на водойму (бо суходіл вночі охолоджується швидше ніж поверхня водойми). Існують і сезонні вітри – мусони, які з тих же причин влітку дмуть з океану на суходіл, приносячи багато дощів, а зимою з суходолу на океан, „забезпечуючи” суху погоду. *Мусон* (від фр. mousson і араб. маусім – пора року) – вітер сезонного характеру у нижніх шарах тропосфери, який регулярно, двічі на рік, змінює напрям на протилежний. Напрямок інших видів визначається взаємним розташуванням циклонів та антициклонів. Але для кожної ділянки епігеосфери існує своя „троянда вітрів”.

Напрямок вітру визначають з використанням приладу – флюгера, а силу вітру (у балах) та його швидкість (у м/с) – за допомогою анемометра. Дані про співвідношення сили та швидкості вітру наведено у табл. 1.4.

Таблиця 1.4

Співвідношення швидкості і сили вітру

Швидкість вітру, м/с	Сила вітру у балах Бофорта	Назва вітру	Дія вітру
0	0	штиль	Дим піднімається вертикально вгору
1	1	тихий	Дим трохи відхиляється, шелестить листя дерев, запалений сірник не гасне, але полум'я помітно відхиляється
2 - 3	2	Легкий	Хитаються тонкі гілки дерев, полум'я сірника гасне
4 - 5	3	слабкий	Помітно хитаються невеликі гілки дерев. Вкривається легкими хвилями поверхня води
6 - 8	4	помірний	Хитаються гілки дерев
9 - 10	5	свіжий	Ледве помітно нахилиються тонкі та середні дерева

11 - 12	6	сильний	Хитаються середні стовбури дерев. Вітер свистить у вухах
13 - 15	7	міцний	Гудуть телефонні проводи, на гребнях хвиль з'являються пінисті баранчики
16 - 18	8	дуже міцний	Гнуться великі дерева. Ламаються тонкі гілки. Затримується рух людини проти вітру
19 - 21	9	шторм	Вітер зриває димарі, черепицю з дахів. Ламає великі дерева
22 - 25	10	сильний шторм	Вітер зриває дахи з будинків, вириває з корінням дерева
26 - 29	11	жорстокий шторм	Вітер завдає великих руйнувань
Більш як 29	12	ураган	Вітер завдає великих спустошень

Вологість атмосферного повітря визначається кількістю водяної пари у ньому. Вона вимірюється у грамах на м³ (г/м³) і залежить від температури. Чим вище температура атмосферного повітря, тим більша кількість водяної пари може уміститись у ньому. Розрізняють абсолютну та відносну вологість повітря.

Абсолютна вологість ($V_{абс}$, г/м³) – це максимально можлива кількість водяної пари у грамах, яка може міститися в 1 м³ повітря при даній температурі ($T_{пов}$). Наприклад, при $T_{пов} = -20^{\circ}C$, $V_{абс} = 1$ г/м³; $T_{пов} = -10^{\circ}C$, $V_{абс} = 2$ г/м³; $T_{пов} = -5^{\circ}C$, $V_{абс} = 3$ г/м³; $T_{пов} = -20^{\circ}C$, $V_{абс} = 1$ г/м³; $T_{пов} = 0^{\circ}C$, $V_{абс} = 5$ г/м³; $T_{пов} = 10^{\circ}C$, $V_{абс} = 9$ г/м³; $T_{пов} = 20^{\circ}C$, $V_{абс} = 17$ г/м³; $T_{пов} = 30^{\circ}C$, $V_{абс} = 30$ г/м³; $T_{пов} = 40^{\circ}C$, $V_{абс} = 51$ г/м³ тощо.

Відносна вологість ($V_{відн}$, %) – це відношення значення фактичного вмісту водяної пари в 1 м³ атмосферного повітря до значення величини $V_{абс}$ при даній температурі ($T_{пов}$), виражене у відсотках.

Відносну вологість атмосферного повітря вимірюють за допомогою спеціального приладу – гігрометра. Головною його частиною є знежирена людська волосина. При збільшенні вологості вказана волосина видовжується, що призводить до повороту стрілки

приладу відносно нерухомої шкали, проградуєваної у відсотках відносної вологості.

В Україні величина відносної вологості ($V_{\text{відн}}$) змінюється за сезонами: взимку вона вища, а влітку – нижча. Слід відзначити, що при $V_{\text{відн}} \leq 30\%$ умови стають небезпечними для життя. І навпаки, чим більша величина відносної вологості атмосферного повітря, тим більша ймовірність випадання з хмар атмосферних опадів.

Саме підвищене значення величини $V_{\text{відн}}$ є основною причиною хмароутворення.

Хмари – це скупчення завислих в атмосферному повітрі дрібних крапель або кристалів льоду. Розрізняють кілька десятків видів хмар. Серед них найбільш поширеними є перисті, шаруваті та купчасті хмари.

Перисті хмари утворюються на висоті понад 6000 м. Вони напівпрозорі і складаються з кристалів льоду, за формою нагадують пір'я птаха, звідки і виникла назва цього виду хмар. Поява перистих хмар є ознакою майбутньої зміни погоди.

Шаруваті хмари найчастіше виникають восени, розташовуються на висоті близько 200 м, покриваючи щільною пеленою весь небозвід. Саме цей вид хмар зумовлює похмуру погоду та довгочасні дощі на даній місцевості.

Купчасті хмари утворюються на висоті 2000 - 3000 м над землею поверхнею. За формою вони нагадують шматки вати, розкидані по небу. З'явлення купчастих хмар у великій кількості свідчить про можливі зливи чи грози, випадіння граду.

Хмарність – це ступінь покриття небозводу хмарами. Її визначають візуально у балах – від 0 (при ясному небі) до 10 (небо суцільно затягнуто хмарами). Середня хмарність Землі – 5,5 бала: над материками вона менша, а над океанами – більша. Хмарність залежить від температури атмосферного повітря, що визначає його відносну вологість, від вітру тощо. В свою чергу, хмарність впливає на інші показники погоди, особливо температуру атмосферного повітря. Пояснюється це тим, що хмари (які утворюються практично тільки в межах тропосфери) інтенсивно поглинають і відбивають значну частину сонячного випромінювання, а також затримують теплове випромінювання земної поверхні. Тому в ясну ніч прохолодніше, ніж у хмарну, а в хмарний день прохолодніше, ніж у ясний. Крім того, хмарність і вид хмар визначають якісні та кількісні показники атмосферних опадів.

Атмосферні опади – це вода, що випадає з хмар чи безпосередньо з атмосферного повітря, у рідкому або твердому

агрегатному стані. До рідких опадів належать дощ, роса, туман, а до твердих – сніг, град, наморозь.

Дощ, сніг і град випадають безпосередньо із хмар. Зокрема, випадіння дощу відбувається при умові, якщо найдрібніші крапельки води (що містяться у хмарах) зливаються одна з іншою, поступово збільшуючись. Хмара темнішає, збільшені крапельки води вже не можуть зависати в атмосферному повітрі і випадають на земну поверхню. Під час дощу відносна вологість атмосферного повітря перевищує 90 %. Коли хмари складаються не з крапельок води, а з кристалів льоду, утворюються сніжинки. Вони вже не можуть зависати в атмосферному повітрі і спричиняють снігопад.

За характером випадання атмосферні опади бувають обложні (довгочасний дощ або снігопад), зливові (короткочасний дощ або снігопад великої інтенсивності) та мрячні (маленькі крапельки води або крижані голочки, що повільно, але довгочасно випадають на земну поверхню). При цьому кількість опадів на певній місцевості вимірюється глибиною шару води (мм), який утворюється, якщо вода, яка випала, не стікає і не випаровується. Для цього використовується спеціальний прилад – опадомір, який складається з дощомірного відра і дощомірної склянки з міліметровими поділками (тверді опади перед вимірюванням розморожують). Товщину снігового покриву вимірюють снігомірною рейкою з міліметровими поділками.

Злива – це дощ такої сили, коли за одну хвилину випадає більш ніж 1 мм опадів. Зливи часто супроводжуються сильним вітром і можуть викликати повінь, підтоплення тощо.

Сильний снігопад – це випадіння великої кількості снігу за короткий термін. Сильна хуртовина – це поєднання сильного снігопаду з сильним поривчастим вітром або із шквалами. Внаслідок сильних снігопадів і хуртовин утворюються снігові намети.

Град – це крупинки снігу, вкриті кірочкою льоду. Град випадає тільки влітку з купчастих хмар, які тепле повітря підняло на висоту 10 км. Крапельки води в цих умовах (на великій висоті) замерзають, і в процесі падіння на них шарами нарощуються краплі переохолодженої води. Тому град – це вид атмосферних опадів у вигляді шматочків льоду, форма яких суттєво відрізняється від сферичної. Здебільшого градини мають розміри 5 - 5,5 мм, але в окремих випадках їх розміри досягають 130 мм, а маса – одного кілограма. Тому випадіння граду досить поширене стихійне лихо.

Наморозь (ожеледь) утворюється в холодну погоду (в основному восени або ранньою весною) при випадінні краплинок переохолодженої води або мокрого снігу та налипанні їх на земну поверхню, дерева, споруди та інші предмети.

Опади, що виділяються безпосередньо з повітря, – це туман, роса, іній.

Туман виникає біля охолодженої земної поверхні (де є умови для зниження температури атмосферного повітря) і являє собою конденсовану у холодному повітрі водяну пару у вигляді дрібних крапельок води, що зависає в ньому. Центрами конденсації при цьому є тверді або рідкі аерозолі забруднюючих речовин, яких дуже багато у великих містах, а також поблизу озер, річок, боліт тощо. Туман, що піднявся від поверхні Землі, стає хмарою.

Роса спостерігається літньої ночі у ясну погоду, коли нижній шар атмосферного повітря стикається з охолодженою земною поверхнею і залишає на ній крапельки води.

Іній утворюється з роси, якщо земна поверхня і предмети на ній охолоджені до температури нижче 0°C.

Температура атмосферного повітря залежить від впливу багатьох чинників (наприклад, нагріву молекул, атомів та іонів повітря сонячним випромінюванням; нагріву повітряних мас від „нагрітої” поверхні епігеосфери; нагріву (або охолодження) сусідніх шарів повітря за рахунок тепловіддачі; охолодження повітряних мас за рахунок збільшення їх об’єму; тепловіддачі тощо) і змінюється за різними функціональними співвідношеннями залежно від висоти конкретного шару атмосфери над земною поверхнею. Тому, саме з урахуванням закономірностей змінення температури атмосферного повітря, за сучасними поглядами в атмосфері виділяють: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу і екзосферу.

Зокрема, молекули газів повітря гомосфери, як скло, пропускають сонячні промені (тобто електромагнітне випромінювання у інфрачервоному, видимому та ультрафіолетовому діапазонах) до поверхні Землі. При цьому молекули газів нагріваються дуже мало, а електромагнітне випромінювання, досягаючи земної поверхні, наводить у ній електричні струми активної та реактивної провідності, внаслідок чого ця поверхня нагрівається. Від неї (завдяки теплопередачі) нагріваються і нижні шари атмосферного повітря. Слід підкреслити, що сонячні промені протягом доби (сезону, року) нагрівають Землю нерівномірно. Отже, нерівномірно нагріваються і нижні шари атмосферного повітря. При цьому виявляється дія такої закономірності: „температура атмосферного повітря у приземному шарі залежить від величини кута падіння сонячних променів”. В свою чергу, величина кута падіння залежить не тільки від часу доби, а й від географічної широти місцевості, пори року та інших чинників. Тому розрізняють: „добову амплітуду коливань температур” (тобто різницю між найвищою і найнижчою температурою протягом доби),

„середньодобову температуру”, „місячну амплітуду коливань температур” (тобто різницю середніх температур найтеплішої і найхолоднішої діб протягом місяця), „річну амплітуду коливань температур” (тобто різницю між найтеплішим і найхолоднішим місяцем року) тощо. Температуру повітря на метеорологічних станціях визначають за допомогою термометра, знімаючи показники через кожні три години. Термометр має бути розташований у затінку, куди протягом дня не проникають прямі сонячні промені. За цими показниками виготовляють добові, тижневі, місячні, річні та інші графіки ходу температур.

Наявність нагрітих (описаним вище способом) нижніх шарів атмосферного повітря спричинює виникнення конвекційних потоків вертикального переміщення нагрітого повітря. Вказані маси нагрітого повітря, піднімаючись, потрапляють у більш розріджені шари атмосферного повітря, а тому розширюються (тобто збільшують свій об'єм). Описане (згідно з законами термодинаміки) неминуче призводить до охолодження раніш нагрітих повітряних мас. Результатом цих процесів є поступове зниження температури атмосферного повітря гомосфери на $(5 - 6)^\circ\text{C}$ при підйомі на 1 км. Таким чином, температура атмосферного повітря гомосфери при збільшенні висоти підйому над земною поверхнею поступово зменшується і може стати негативною (навіть влітку вже на висоті 3 - 5 км). Описане зниження температури атмосферного повітря „продовжується” аж до висоти 10 - 12 км, де температура сягає значення приблизно -56°C . Подальше зниження температури стає неможливим через різке зменшення інтенсивності вертикальних конвекційних потоків атмосферного повітря над „нагрітими” сонячним випромінюванням ділянками земної поверхні (внаслідок повного „вичерпання” потенційної енергії вказаних конвекційних потоків). Саме наявність у найнижчому шарі атмосферного повітря конвекційних потоків (що спричинюють зниження його температури при зростанні висоти над земною поверхнею) зумовило назву цього шару атмосфери – тропосфера (від гр. „тропо” – поворот).

Тропосфера – це найнижчий шар атмосфери, що розташований у просторі над земною поверхнею до висоти 8 -10 км над полюсами, 10 - 12 км над середніми широтами та 16 - 19 км над екватором. Саме у тропосфері (через інтенсивне зниження температури при зростанні висоти) частина водяної пари конденсується, утворюючи хмари. Таким чином, тропосфера є місцем утворення хмар як джерела опадів (дощу, граду або снігу). Рух повітряних мас у тропосфері найчастіше має турбулентний характер (тобто швидкість окремих часток повітря змінюється як за величиною, так і за знаком). Отже складний характер

мають і зміни напрямку переміщення повітряних потоків. Основними причинами виникнення турбулентності повітряних потоків у тропосфері є температурні контрасти, ускладнений рельєф місцевості, процеси хмароутворення і т. ін. Саме описана вище турбулентність повітряних потоків у тропосфері викликає досить часті зміни величини атмосферного тиску над окремими ділянками епігеосфери і спричинені ними зміни погоди (тобто зміни напрямку, швидкості та сили вітру, температури і вологості атмосферного повітря). При цьому величина $V_{\text{відн}} \leq 100\%$, а коефіцієнт тепловіддавання досить значний (внаслідок досить високої густини атмосферного повітря).

У проміжку висот від 10 - 12 до 30 - 32 км вертикальний градієнт температур майже дорівнює нулю, а тому температура атмосферного повітря у цьому проміжку залишається близькою до значення -56°C . За цією ознакою проміжок атмосферного повітря на висотах від 10 - 12 до 30 - 32 км одержав назву тропопауза. *Тропопауза* (від гр. „тропо” і „пауза” – припинення) – це перехідний шар атмосфери, що „відділяє” тропосферу від стратосфери.

У проміжку висот над земною поверхнею від 30 - 32 км до 50 - 55 км спостерігається підвищення температури атмосферного повітря від -56°C на нижній межі цього проміжку до $0 - 90^{\circ}\text{C}$ на його верхній межі. Пояснюється це практично повною відсутністю охолодження повітря внаслідок розширення атмосферного повітря у вертикальних конвекційних потоках (бо вони припинили своє існування вже на верхній межі тропосфери), а також зменшенням коефіцієнта тепловіддавання (порівняно з тропосферою) через зниження густини повітря та нагріванням окремих частинок сонячним випромінюванням. Такий шар атмосфери через особливості функціональної залежності температури атмосферного повітря від висоти над земною поверхнею отримав назву « стратосфера».

Стратосфера (від лат. „стратуш” – шар) – це особливий шар атмосфери, який характеризується стабільним підвищенням температури атмосферного повітря, а також:

- дуже малою вологістю повітря, а тому хмари в ньому утворюються дуже рідко;
- значною віддаленістю від земної поверхні, а тому в ньому відсутній вплив температурних контрастів окремих ділянок епігеосфери, а також вплив деформацій повітряних потоків рельєфом земної поверхні.

З цих причин стратосфера характеризується: постійністю напрямів горизонтальних повітряних потоків (в основному напрямком обертання Землі навколо своєї вісі); великими швидкостями вітру, які

досягають 50 - 100 м/с; практично повною відсутністю вертикальних переміщень атмосферного повітря.

У проміжку висот від 55 до 60 - 65 км вертикальний градієнт температури атмосферного повітря має значення близьке до нуля (тобто у цьому проміжку „зберігається” майже постійне значення температури атмосферного повітря (0 - 90°C). З цих причин цей прошарок атмосфери отримав назву «стратопауза». *Стратопауза* (від „страто” і „пауза”) „розділяє” стратосферу і мезосферу.

Мезосфера (від гр. „мезо” – середній, серединний і „сфера” – шар) – це шар атмосфери від 60 - 65 до 80 км, який характеризується стійким зниженням температури атмосферного повітря з висотою від значення (0 - 90°C) до значення -68°C на верхній межі мезосфери. Описане зниження температури атмосферного повітря відбувається в основному через охолодження цього повітря внаслідок інфрачервоного випромінювання молекулами озону та вуглекислого газу. Температура атмосферного повітря у мезосфері знижується на 3 - 4°C при підйомі на 1 км. Волога у атмосферному повітрі мезосфери практично відсутня, через малу густину повітря відсутні і вітри, а значення величини коефіцієнта тепловіддавання близьке до нуля.

Мезопауза (від гр. „мезо” і „пауза”) – це перехідний прошарок атмосфери (товщиною 2 - 5 км), розташований над мезосферою, в якому зберігається температура атмосферного повітря, близька до -68°C. Над мезопаузою розташована термосфера.

Термосфера (від гр. „термо” – жар, тепло і „сфера” – шар) – це шар атмосфери з висотою від 85 км до 800 - 1000 км над поверхнею Землі. Атмосферне повітря у термосфері дуже іонізоване. Оскільки процес іонізації атомів газів (під впливом іонізуючого сонячного і космічного випромінювання) супроводжується виділенням значної кількості тепла, то для термосфери характерним є безперервне зростання температури атмосферного повітря з градієнтом 2 - 3°C на 1 км висоти. У термосфері суттєво змінюється і газовий склад атмосфери (майже 90 % за об'ємом становить атомарний кисень O), відсутні вологість і вітри, а коефіцієнт тепловіддавання практично дорівнює нулю. Температура атмосферного повітря на верхній межі термосфери досягає значення близько 2000°C і «зберігається» такою у термопаузі.

Термопауза – це прошарок атмосфери, що „розділяє” термосферу та екзосферу.

Екзосфера (від гр. „екзо” – ззовні, поза і „сфера” - шар) – це зовнішня оболонка земної атмосфери, яка починається з висоти 800 - 1000 км і переходить у міжпланетний простір. Вона характеризується

дуже низькою густиною іонізованих частинок повітря, відсутністю вологості, вітру, а її коефіцієнт тепловіддавання дорівнює нулю.

У межах термосфери (на висотах від 80 до 500 км) розташована „іоносфера” (від гр. „іон” – той, що йде, і „сфера” – шар), тобто шар атмосферного повітря, який характеризується значною концентрацією іонів і вільних електронів.

2.Світловий та радіаційний режим атмосфери

Основним джерелом енергії для всіх природних (метеорологічних, гідрологічних, хімічних, біологічних та інших) процесів, які відбуваються на поверхні Землі та в атмосфері, є промениста енергія, що надходить на Землю від Сонця. Вся інша енергія (яка надходить від випромінювання зірок і планет, космічних променів, внутрішньої теплоти Землі) дуже мала порівняно з енергією Сонця.

Сонце являє собою газову кулю, яка має радіус 695300 км. Радіус Сонця в 109 разів більший ніж радіус Землі. Кутовий розмір сонячного диску, що видно з Землі, складає 32’.

Сонячні промені розповсюджуються в світовому просторі зі швидкістю 300000 км/с. Тому відстань від Сонця до Землі, яка дорівнює $1,496 \cdot 10^8$ км, ці промені долають за 8,3 хвилини. Незважаючи на величезну відстань від Землі до Сонця та місцезнаходження Землі в космічному просторі, земна поверхня і нижні шари атмосфери нагріваються сонячними променями достатньо для того, щоб підтримувати життя на нашій планеті. Слід відзначити, що кількість енергії, що отримує Земна куля, є лише однією двохмільярдною частиною всієї енергії Сонця.

Сонячна радіація, що надходить на верхню межу атмосфери, на своєму шляху до земної поверхні зазнає деяких змін, які пов’язані з її поглинанням та розсіюванням в атмосфері. Радіацію, що надходить від Сонця в атмосферу і потім на поверхню Землі у вигляді пучка паралельних променів, називають прямою сонячною радіацією.

Частина сонячної радіації розсіюється молекулами атмосферних газів і аерозолями та надходить до земної поверхні у вигляді розсіяної радіації.

Частину сонячної радіації, що відбивається від поверхні Землі та атмосфери, називають відбитою радіацією.

Земля та атмосфера постійно випромінюють невидиму інфрачервону радіацію. Частина випромінювання атмосфери, яка спрямована до Землі, називається зустрічним випромінюванням. Інша частина атмосферного випромінювання, яка спрямована догори і проходить крізь всю атмосферу, виходить у світовий простір і називається виходячим випромінюванням атмосфери. Земна та

атмосферна радіація, як і сонячна, частково поглинається і відбивається атмосферою.

Всі означені потоки променистої енергії відрізняються один від одного за спектральним составом, тобто за довжиною хвиль. У метеорології розглядають радіацію довгохвильову та короткохвильову. До короткохвильової відносять радіацію з довжиною хвилі від 0,1 до 4 мкм, тобто не тільки видиму, а й найближчу до неї за довжиною хвиль ультрафіолетову та інфрачервону частину спектра. Сонячна радіація на 99 % є короткохвильовою. Радіацію земної поверхні та атмосфери, що має довжину хвиль від 4 до 120 мкм, відносять до довгохвильової.

Кількісно променисту енергію можна характеризувати потоком радіації. Потік радіації – це кількість променистої енергії, що надходить на одиницю поверхні за одиницю часу. В СВ потік радіації виражається у ваттах на метр квадратний. В метеорології потік радіації раніше виражали в кал/(хвил* см²) ($1 \text{ кал}/(\text{хвил} * \text{см}^2) = 0,698 \text{ Вт}/\text{м}^2$).

Спектр сонячної радіації подібний до спектра випромінювання абсолютно чорного тіла з температурою близько 6000 К. Поза земною атмосферою спектр сонячної радіації можна розділити на три якісно різні частини: ультрафіолетову (0,01 - 0,39 мкм), видиму (0,40 - 0,78 мкм) та інфрачервону (0,79 - 4,0 мкм). За ультрафіолетовою частиною спектра знаходиться рентгенівське випромінювання, а за інфрачервоною – радіовипромінювання Сонця. Близько 7 % енергії сонячного випромінювання припадає на ультрафіолетову частину спектра, 48 % - на видиму і 45 % - на інфрачервону. Максимум енергії припадає на хвилю довжиною 0,475 мкм.

Сонячною константою S_0 називають щільність потоку сонячної радіації на верхній межі атмосфери при середній відстані від Землі до Сонця. За міжнародною угодою 1981 року величина сонячної константи $S_0 = 1,37 \text{ кВт}/\text{м}^2$ ($1,96 \text{ кал}/(\text{хвил} * \text{см}^2)$).

Проходячи крізь земну атмосферу, сонячна радіація ослаблюється через поглинання і розсіювання атмосферними газами та аерозолями. При цьому змінюється і її спектральний склад .

При різній висоті Сонця і різній висоті розташування пункту спостереження відносно земної поверхні довжина шляху, який проходить сонячний промінь в атмосфері, неоднакова. Тому дуже відрізняється і спектральний склад. При зменшенні висоти Сонця особливо зменшується ультрафіолетова частина радіації, трохи менше – видима і майже не змінюється – інфрачервона.

Сонячні промені розсіюються тим сильніше, чим менша довжина хвилі. Наприклад, фіолетові промені (довжина хвилі 0,40 мкм)

розсіюються в 14 разів сильніше червоних (довжина хвилі 0,80 мкм). Саме цим пояснюється блакитний колір неба. Хоча фіолетові та сині промені розсіюються сильніше, ніж блакитні, їх енергія значно менша. Тому в розсіяному світлі блакитний колір має перевагу.

Для крапель туману і хмар розсіювання однакове для всіх ділянок спектра, так зване нейтральне розсіювання. Тому присутність у повітрі домішок надає небу білуватий відтінок, а густий туман та хмари мають білий колір.

Частка коротких хвиль у розсіяній радіації більша, ніж у прямій. Тому чим довший шлях сонячних променів, тим більше розсіюється коротких хвиль і тим більша частка довгих. Цим, наприклад, пояснюється жовте або червонувате забарвлення Сонця і Місяця поблизу обрію.

В метеорології як характеристику замутненості атмосфери використовують чинник мутності, який дозволяє визначити роздільний вплив постійного газового складу та домішок. Чинником мутності називають відношення коефіцієнта ослаблення радіації в реальній атмосфері до коефіцієнта ослаблення радіацій в ідеальній атмосфері (атмосфері без водяної пари та аерозолів); числове значення чинника мутності показує, яку кількість ідеальних атмосфер повинен пройти сонячний промінь, щоб ослаблення сонячної радіації виявилось би таким самим, як і в реальній атмосфері. Середнє значення чинника мутності в помірних широтах близьке до трьох. При вторгненні арктичного повітря з малим вмістом водяної пари та пилу воно зменшується до двох. У разі вторгнення тропічного повітря, який вміщує багато водяної пари та пилу, чинник мутності перевищує 3,5.

Надходження прямої сонячної радіації при безхмарному небі починається з часу сходу Сонця. Зі збільшенням висоти Сонця над обрієм пряма сонячна радіація швидко зростає, досягаючи найбільших значень приблизно опівдні.

Прихід прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню S' розраховується за формулою

$$S' = S \sin h_{\odot}, \quad (2.1)$$

де S – приток прямої сонячної радіації, що надходить на поверхню, яка перпендикулярна напрямку падіння сонячних променів, h_{\odot} - висота Сонця.

Розсіяна сонячна радіація надходить на земну поверхню зі всього небосхилу.

Розсіяна радіація збільшується при збільшенні кількості розсіюючих частинок, тобто зі збільшенням замутненості атмосфери, а також значно зростає за наявності світлих і відносно тонких хмар, які являють собою добре розсіююче середовище.

Надходження розсіяної радіації також залежить від відбиваючої здібності підстеляючої поверхні. Особливо зростає розсіяна радіація за наявності снігового покриву, який відбиває до 70 - 90 % падаючих на нього прямих та розсіяних променів.

Суму прямої та розсіяної радіації, яка надходить до горизонтальної поверхні, називають сумарною радіацією.

Сумарна радіація, яка надходить на земну поверхню, частково поглинається, а частково відбивається нею. Відношення кількості відбитої радіації до всієї кількості сумарної радіації, яка надійшла на дану підстеляючу поверхню, називають відбиваючою здібністю або альбедо. Зазвичай альбедо виражають у відсотках.

Різні тіла неоднаково відбивають радіацію. Темні тіла та предмети мають меншу відбиваючу здібність, ніж світлі. Саме цим пояснюється той факт, що темні поверхні нагріваються швидше, ніж світлі. Альбедо залежить не тільки від кольору, а й від інших фізичних властивостей тіл, наприклад від вологості, шорсткості. Значення альбедо для деяких поверхонь наведені в табл.2.1

Таблиця 2.1

Значення альбедо деяких поверхонь

Вид поверхні	Значення альбедо, %
Верхня поверхня хмар	50 - 75
Сухий чорнозем	15
Вологий чорнозем	8
Глиниста пустеля	30
Кварцовий пісок	35
Трава	20
Ліс	15
Сніг, який тільки-но випав	70 - 80
Сніг, що випав давно	30 - 50
Водна поверхня (залежно від висоти Сонця)	Від 2 - 5 до 30 - 70

Отже, із усього потоку сумарної радіації ($S \sin h_{\odot} + s$) відбивається від земної поверхні частина його, яка дорівнює $(S \sin h_{\odot} + s) \cdot a$, де a – альбедо поверхні. Та частина сумарної радіації, яка залишилася - $(S \sin h_{\odot} + s) \cdot (1 - a)$, поглинається земною поверхнею. Цю частину сумарної радіації називають поглинутою радіацією.

Верхні шари ґрунту та води, сніговий та рослинний покрив самі також випромінюють радіацію. Це випромінювання називають власним випромінюванням земної поверхні. Більша частина цього

випромінювання земної поверхні поглинається атмосферою та нагріває її.

Інтенсивність власного випромінювання обчислюють за допомогою формули

$$E = \sigma \cdot T^4, \quad (2.2)$$

де T – абсолютна температура земної поверхні, а константа σ дорівнює $8,2 \cdot 10^{-11}$ кал/см².

При 15°C (288 K) E дорівнює 0,6 кал/(хвил·см²). Така велика віддача радіації з земної поверхні спричиняла б швидке її охолодження, якби цьому не перешкоджав протилежний процес – поглинання сонячної та атмосферної радіації земною поверхнею.

Атмосфера нагрівається, поглинаючи як безпосередньо сонячну радіацію (лише близько 15 % всієї її кількості, що надходить до Землі), так і власне випромінювання земної поверхні. Коли атмосфера нагрівається, вона сама також випромінює. Особливо сильно випромінюють нижні шари атмосфери, в яких дуже високий вміст водяної пари. Відомо, що саме водяна пара є основною поглинаючою та випромінюючою складовою частиною повітря. Атмосфера і земна поверхня випромінюють невидиму інфрачервону радіацію.

Більша частина (70 %) атмосферної радіації надходить до земної поверхні, інша частина уходить у світовий простір. Атмосферну радіацію, що надходить до земної поверхні, називають зустрічним випромінюванням. Поверхня Землі майже цілком поглинає це зустрічне випромінювання (на 90 - 99 %). Таким чином, воно є для земної поверхні значним джерелом тепла, разом з сонячною радіацією, що поглинається.

Різницю між надходженням тепла у вигляді зустрічного випромінювання атмосфери та витратою його у вигляді власного випромінювання називають ефективним випромінюванням. Особливо великих значень ефективного випромінювання досягає вночі, коли втрата тепла земною поверхнею значно перевищує приток тепла за рахунок атмосферного випромінювання. Вдень, коли до випромінювання атмосфери приєднується сонячна радіація, ми отримуємо надлишок тепла, який витрачається на нагрівання ґрунту та повітря, випаровування води і т. ін. Хмарність, яка збільшує зустрічне випромінювання, знижує ефективне випромінювання. При хмарній погоді ефективне випромінювання значно менше, ніж при ясній. Тому земна поверхня менше охолоджується вночі при хмарній погоді.

В середньому земна поверхня в помірних широтах втрачає внаслідок ефективного випромінювання приблизно половину тієї кількості тепла, яку вона отримує при поглинанні сумарної радіації.

Різницю між поглинутою сумарною радіацією та ефективним випромінюванням називають радіаційним балансом:

$$R = (S \sin h_{\odot} + s) \cdot (1 - a) - E_e, \quad (2.3)$$

Прибуткову частину радіаційного балансу складають пряма та розсіяна сонячна радіація, а також зустрічне випромінювання атмосфери. Втратну частину складають відбита сонячна радіація та власне випромінювання земної поверхні.

Фактично радіаційний баланс являє собою надходження променистої енергії до поверхні Землі, від якого залежить, буде ця поверхня нагріватися чи охолоджуватися. Якщо надходження променистої енергії більше, ніж її витрати, то радіаційний баланс позитивний і земна поверхня нагрівається. Навпаки, в разі, якщо витрати перевищують надходження променистої енергії, радіаційний баланс є негативним і земна поверхня охолоджується. Радіаційний баланс є одним з основних кліматоутворюючих чинників. Від його значення залежить тепловий режим не тільки ґрунту та водойми, але й суміжних з ними шарів атмосфери.

Радіаційний баланс в цілому та окремі його елементи залежать від багатьох чинників. Основні з цих чинників: висота Сонця над обрієм, тривалість сонячного сяння, характер і стан земної поверхні, замутненість атмосфери, вміст в ній водяної пари, наявність хмар та інші.

Радіаційний баланс переходить від нічних негативних значень до денних позитивних після сходу Сонця при його висоті $10 - 15^\circ$ і від позитивних значень до негативних перед заходом Сонця при тій же його висоті над обрієм. За наявності снігового покриву радіаційний баланс змінює знак тільки при висоті Сонця близько $20 - 25^\circ$ (поглинання снігом сумарної сонячної радіації мале, через велике альbedo снігу).

Розсіяння сонячної радіації в атмосфері зумовлює розсіяне світло в денний час. За відсутності атмосфери на Землі світло було б тільки там, куди попадали б прямі сонячні промені, чи промені, відбиті поверхнею Землі або предметами, розташованими на ній. Завдяки розсіюванню світла вся атмосфера вдень є джерелом освітлення – вдень світло також і там, куди безпосередньо не попадають сонячні промені, і навіть тоді, коли Сонце сховано за хмарами. При цьому розсіяне світло біліше за пряме сонячне світло (через великий відсотковий вміст короткохвильових променів).

Неповна темрява – сутінки – продовжується ввечері до того часу, поки Сонце не зайде за обрій на 18° ; ранкові сутінки починаються з моменту, коли Сонце має такий же стан під обрієм (астрономічні сутінки). Громадянські сутінки продовжуються ввечері до того

моменту, поки Сонце не зайде за обрій на 8° . Такий самий стан Сонця характеризує і ранкові громадянські сутінки.

У високих широтах Землі влітку Сонце може не заходити за обрій зовсім або опускатися не дуже глибоко. Якщо Сонце опускається під обрій менш ніж на 18° , то повна темрява зовсім не настає; вечірні сутінки поєднуються з ранковими. Це явище отримало назву «білі ночі».

3. Тепловий режим атмосфери

Характер розподілу та зміни температур в атмосфері називають тепловим режимом атмосфери. Головним чином, тепловий режим атмосфери визначається її теплообміном з навколишнім середовищем, тобто діючою поверхнею та космічним простором. За винятком верхніх шарів, атмосфера доволі слабо поглинає сонячну енергію. Наприклад, тропосфера дуже мало прогривається безпосередньо сонячними променями. Основним джерелом для нагріву нижніх шарів атмосфери є тепло, що вони отримують від діючої поверхні. Обмін теплом між діючою поверхнею та атмосферою, а також в атмосфері може здійснюватися за допомогою наступних процесів:

- молекулярної теплопровідності;
- турбулентного перемішування;
- теплової конвекції;
- радіаційної теплопровідності;
- випаровування вологи з діяльної поверхні та наступної конденсації (сублімації) водяної пари в атмосфері.

Із п'яти названих процесів головна роль в обміні теплом між діючою поверхнею та атмосферою належить турбулентному перемішуванню і тепловій конвекції. Зміни температури повітря, які відбуваються внаслідок дії цих процесів у даному об'ємі повітря, називають індивідуальними. Вони характеризують зміну теплового стану конкретної кількості повітря. Крім того, температура в даному місці може змінюватися також внаслідок переміщення повітря в горизонтальному напрямку, тобто адвекції. При адвекції тепла в дане місце надходить повітря, яке має вищу температуру, ніж повітря, що знаходилося тут раніше, а при адвекції холоду – навпаки, повітря, яке має нижчу температуру. Адвекція тепла (або холоду) є важливим чинником місцевої зміни температури не тільки в тропосфері, а й в стратосфері.

Характер діючої поверхні значно впливає на процеси нагрівання та охолодження прилеглого шару атмосфери. Теплові впливи суходолу і водної поверхні на атмосферу неоднакові: діяльна поверхня суходолу віддає повітрю значно більшу кількість

променистого тепла, що вона отримала (35 - 50 %), ніж поверхня водойм, яка більшу частину отриманого тепла віддає більш заглибленим шарам води. Багато тепла на водоймах витрачається також на випаровування води, і лише незначна його частина витрачається на нагрівання повітря. Тому в період нагрівання суходолу повітря над ним виявляється теплішим, ніж над водною поверхнею. Коли відбувається охолодження діючої поверхні випромінюванням, суходіл, який не накопичив достатньо тепла, швидко охолоджується й охолоджує прилеглі шари повітря. Моря, океани і великі озера в теплий період року накопичують у своїй товщі значну кількість тепла. Взимку вони віддають тепло повітрю. Тому повітря над водними поверхнями взимку тепліше, ніж над суходолом.

Поверхні материків, в свою чергу, не є однорідними. Ліси, болота, степи віддають повітрю неоднакову кількість тепла. Крім того, різні види ґрунту (чорнозем, пісок, торф) також неоднаково термічно впливають на повітря.

Заморозками називають зниження температури до 0°C і нижче при позитивних середньодобових температурах. Заморозки спостерігаються, зазвичай, в перехідний сезон року. При заморозках температура повітря на висоті 2 м іноді може залишатися позитивною, а в самому нижньому, прилеглому до землі, шарі повітря знижуватися до 0°C і нижче. У випадку, коли температура повітря позитивна, а температура ґрунту або рослин за рахунок їх радіаційного охолодження стає нижче 0°C , виникають заморозки на ґрунті.

За умовами виникнення заморозки розділяються на радіаційні, адвективні та адвективно-радіаційні. Радіаційні заморозки виникають внаслідок радіаційного охолодження ґрунту та прилеглих шарів атмосфери. Адвективні заморозки утворюються внаслідок адвекції повітря, яке має температуру нижче 0°C . Адвективно-радіаційні заморозки пов'язані з вторгненням холодного сухого повітря, іноді це повітря має навіть позитивну температуру. Вночі, особливо при ясній або малохмарній погоді, відбувається додаткове охолодження цього повітря за рахунок випромінювання і виникають заморозки як на поверхні ґрунту, так і в повітрі.

Добовий хід температури повітря визначається відповідним ходом температури діючої поверхні. Нагрівання та охолодження повітря залежать від термічного режиму діючої поверхні. Тепло, яке було поглинуте цією поверхнею частково розповсюджується усередину ґрунту або водойми, а інша його частка віддається прилеглому шару атмосфери і потім розповсюджується у вище розташовані шари. При цьому відбувається деяке запізнювання

максимуму і мінімуму температури повітря відносно зміни температури ґрунту.

Мінімальна температура повітря на висоті 2 м спостерігається перед сходом сонця. При збільшенні висоти сонця над обрієм температура повітря на протязі 2 - 3 годин швидко збільшується. Потім зростання температури уповільнюється. Максимум температури повітря спостерігається через 2 - 3 години після полудня. Далі температура знижується, спочатку повільно, а потім швидше.

Над морями та океанами максимум температури повітря настає на 2 - 3 години раніше, ніж над материками. При цьому амплітуда добового ходу температури повітря над великими водоймами більше амплітуди добового ходу температури водної поверхні. Це пояснюється тим, що поглинання сонячної радіації повітрям і власне його випромінювання над морем більше, ніж над суходолом, через великий вміст водяної пари в повітрі над морем.

Особливості добового ходу температури повітря виявляються при обробці результатів довгострокових спостережень. При такій обробці вилучаються окремі неперіодичні порушення добового ходу температури, пов'язані зі вторгненнями холодних або теплих повітряних мас. Ці вторгнення викривляють добовий хід температури.

При сталій погоді зміни температури повітря на протязі доби виражені досить чітко. Але амплітуда добового ходу температури повітря над суходолом завжди менша, ніж амплітуда добового ходу температури поверхні ґрунту. Амплітуда добового ходу температури повітря залежить від наступних чинників.

1. *Широта місця.* При зростанні широти місця амплітуда добового ходу температури повітря зменшується.
2. *Пора року.* В помірних широтах найменші амплітуди спостерігаються взимку, а найбільші – влітку. В полярних регіонах в умовах цілодобового полярного дня амплітуда добового ходу температури повітря складає лише 1°C . Під час полярної ночі добові коливання температури майже не спостерігаються. У Заполяр'ї найбільші амплітуди спостерігаються навесні та восени. Найбільші амплітуди добового ходу температури повітря в тропічних широтах; крім того, тут вони мало залежать від пори року.
3. *Характер діючої поверхні.* Над водною поверхнею амплітуда добового ходу температури повітря менша, ніж над суходолом.
4. *Хмарність.* Амплітуда добового ходу температури повітря в ясні дні більша, ніж у хмарні, через те, що коливання температури повітря залежать від коливань температури діючого шару, які в

свою чергу безпосередньо пов'язані з кількістю та характером хмар.

5. *Рельєф місцевості.* Амплітуда добового ходу температури повітря в улоговинах, балках долинами більша, ніж над рівнинами, а над останніми більша, ніж над верхів'ями гір і пагорбів.

6. *Висота над рівнем моря.* Зі збільшенням висоти даного пункту над рівнем моря амплітуда добового ходу температури повітря зменшується, а моменти максимумів і мінімумів переносяться на більш пізній час.

Річний хід температури повітря визначається перш за все річним ходом температури діяльної поверхні. Амплітуда річного ходу – це різниця між середньомісячними температурами найтеплішого та найхолоднішого місяців.

У північній півкулі на материках максимальна середньомісячна температура спостерігається в липні, мінімальна – у січні. На океанах та узбережжях материків екстремальні температури спостерігаються дещо пізніше: максимум – у серпні, мінімум – у лютому–березні. Над суходолом амплітуди річного ходу температури повітря значно більші, ніж над водною поверхнею.

На амплітуду річного ходу температури повітря значно впливає широта місця. Найменша амплітуда спостерігається в екваторіальній зоні. При зростанні широти місця амплітуда збільшується і досягає найбільших значень в полярних широтах. Також амплітуда річних коливань температури повітря залежить від висоти місця над рівнем моря. При зростанні висоти амплітуда зменшується. Великий вплив на річний хід температури повітря мають погодні умови: туман, дощ і, головним чином, хмарність. Відсутність хмарності взимку призводить до зниження середньої температури найбільш холодного місяця, а влітку – до підвищення температури найбільш теплого місяця.

Річний хід температури повітря в різних географічних зонах неоднаковий. За величиною амплітуди та за часом настання екстремальних температур розрізняють чотири типи річного ходу температури повітря.

1. Екваторіальний тип. В екваторіальній зоні за рік спостерігаються два максимуми – після весняного та осіннього рівнодення, коли сонце над екватором опівдні знаходиться в зеніті; і два мінімуми – після зимового та літнього сонцестояння, коли сонце знаходиться на найменшій висоті. Амплітуди річного ходу тут малі, це пояснюється малими змінами притоку тепла на протязі року. Над океанами амплітуда становить близько 1°C, а над материками – 5 - 10°C.

2. Тропічний тип. В тропічних широтах спостерігається простий хід температури повітря з максимумом після літнього і мінімумом після зимового сонцестояння. Амплітуди річного ходу зростають при віддаленні від екватору (за рахунок зниження зимових температур). Середня амплітуда річного ходу над материком становить 10 - 20°C, над океаном – 5 - 10°C.

3. Тип помірного поясу. В помірних широтах також спостерігається річний хід температури з максимумом після літнього і мінімумом після зимового сонцестояння. Над материками північної півкулі максимальна середньомісячна температура спостерігається в липні, над морями та узбережжями – в серпні. Річні амплітуди зростають зі збільшенням широти. Над океанами та узбережжями вони, в середньому, становлять 10 - 15°C, над материками – 25 - 40°C, а на широті 60° сягають 60°C.

Перехідні сезони (весна та осінь) мають в цьому типі самостійний характер. Крім того, типово морському клімату характерно те, що весна холодніша за осінь; для континентального, навпаки, - те, що осінь холодніша за весну. Але в материкових регіонах зі стійким великим сніговим покривом, де багато тепла витрачається на танення снігу, весна, як у морському кліматі, холодніша за осінь.

4. Полярний тип. Полярні райони характеризуються довготривалою холодною зимою і порівняно коротким прохолодним літом. Річні амплітуди над океаном та узбережжями полярних морів становлять 25 - 40°C, а над суходолом перевищують 65°C. Максимум температури спостерігається в серпні, мінімум – у січні.

Названі вище типи річного ходу температури виявляються з багаторічних даних і являють собою правильні періодичні коливання. В окремі роки під впливом вторгнення теплих та холодних повітряних мас виникають відхилення від названих типів.

Інверсія – це розподіл температури залежно від висоти, який характеризується зростанням температури повітря при зростанні висоти. Залежності від умов створення приземні (ті, що виникають у нижньому приземному шарі тропосфери) інверсії розподіляються на радіаційні та адвентивні. Радіаційні інверсії виникають при охолодженні приземного шару атмосфери, який прилягає до діяльної поверхні, охолоджується шляхом випромінювання. Розрізняють радіаційні інверсії літні (нічні) і зимові. Радіаційні інверсії, пов'язані з особливостями рельєфу, називають орографічними. Адвентивні інверсії виникають при адвекції теплого повітря на більш холодну діяльну поверхню. До адвентивних інверсій належать весняні (або

снігові) інверсії, які виникають при адвекції повітря, що має температуру вище 0°C, на поверхню, вкриту снігом.

Інверсії виникають також і в вільній атмосфері. За умовами створення вони розділяються на наступні типи: інверсії турбулентності (тертя), динамічні, антициклонічні та фронтальні інверсії.

Розподіл температури на великій території або на поверхні усієї Земної кулі можливо відобразити за допомогою карт ізотерм. *Ізотерми* – це лінії, які з'єднують на карті пункти з однаковою температурою повітря в даний момент або з однаковою середньою температурою повітря за певний проміжок часу. Для того, щоб спостереження можливо було порівнювати, виміряну температуру зводять до рівня моря. Залежно від мети побудови, ізотерми на картах проводять через 1, 2, 4, 5°C, а іноді і через 10°C. Для того, щоб виявити характер зміни температури повітря в різні пори року зручно користуватися ізотермами середньомісячної температури двох місяців року: найбільш холодного (для північної півкулі – січня) і найбільш теплого (для північної півкулі – липня) (див. рис. 3.1.)

Січень. Північна півкуля – два полюси холоду: Оймякон (Якутія) та Гренландія. Південна півкуля: осередки тепла над Південною Америкою, Африкою та Австралією.

Липень. Найвищі середньорічні температури спостерігаються вздовж 10° північної широти. Лінія, яка з'єднує пункти з максимальними середньорічними температурами, називається термічним екватором. Влітку термічний екватор переміщується до 20° північної широти, а взимку наближується до 5 - 10° північної широти, тобто завжди залишається в північній півкулі. Це пояснюється тим, що в північній півкулі більше материків, які нагріваються сильніше, ніж океани південної півкулі. Полюс холоду спостерігається на станції «Восток» на Антарктиді.

Температурною аномалією в даному пункті називають різницю між середньорічною (або середньомісячною) температурою повітря в цьому пункті та відповідною температурою для усього даного широтного кола. Якщо середня температура в даному пункті вища за середню температуру усього широтного кола, то температурна аномалія цього пункту вважається позитивною; якщо нижча – негативною.

Термічною стратифікацією шару атмосфери називають характер розподілу в цьому шарі температури повітря зі зростанням висоти.

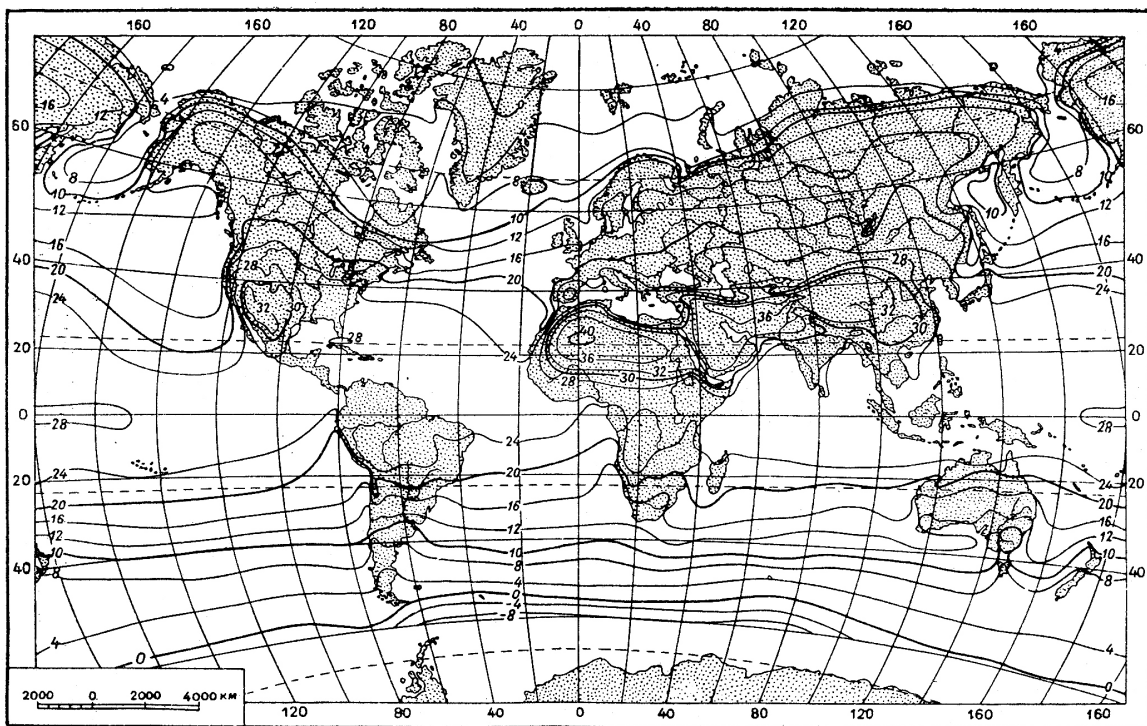
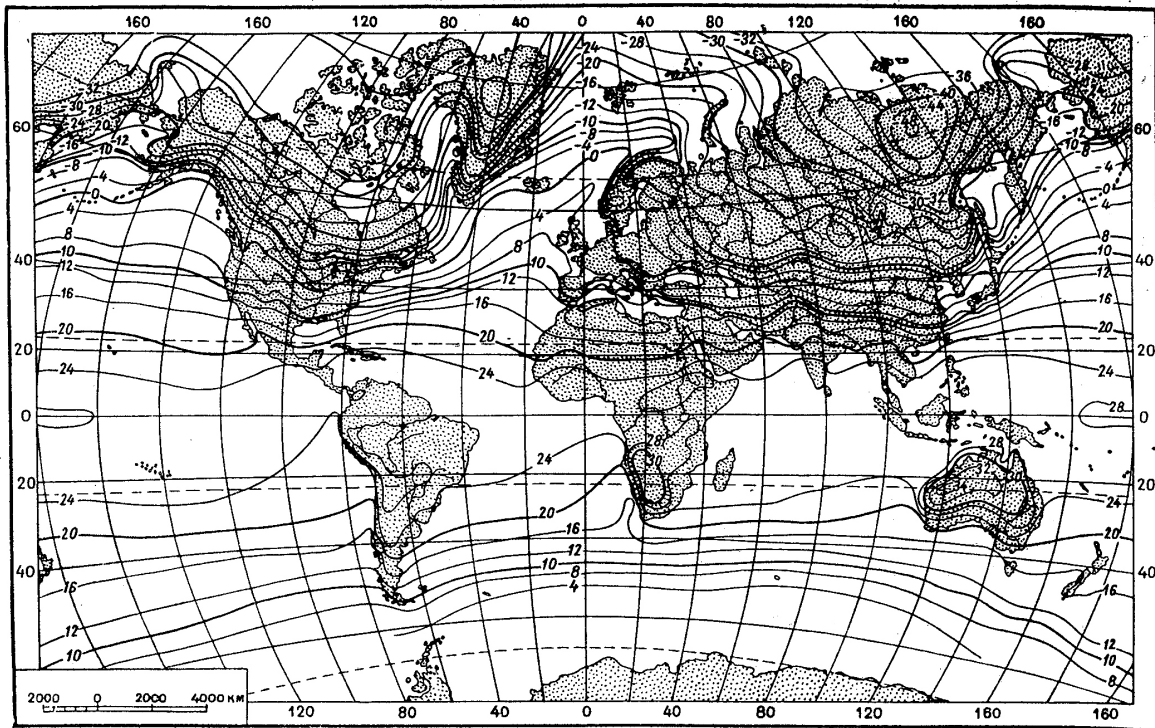


Рис.1. Ізотерми на рівні моря: а – у січні; б - у липні

Залежно від вертикального розподілу температури шар знаходиться в стані сталої, байдужої або несталої рівноваги. Сталою

рівновагою шару атмосфери називають такий його стан, при якому будь-яке вимушене вертикальне або нахилене переміщення об'єму повітря всередині шару викликає виникнення сил, які перешкоджають переміщенню і намагаються повернути цей об'єм на початковий рівень. Байдужою рівновагою шару атмосфери називають такий його стан, при якому вимушене вертикальне переміщення окремого об'єму не викликає виникнення сил, що намагаються продовжувати підіймати чи опускати його. Нестійкою рівновагою шару атмосфери називають такий його стан, при якому вимушене переміщення об'єму повітря всередині шару викликає виникнення сил, які змушують даний об'єм продовжувати своє переміщення в тому напрямку, в якому воно почалося.

4. Баричне поле.

Розподіл атмосферного тиску називають баричним полем. Атмосферний тиск є скалярною величиною, тобто в кожній точці атмосфери воно цілком характеризується тільки числовим значенням, яке виражене в мілібарах або міліметрах ртутного стовпчику. Тому й баричне поле є скалярним полем. Як будь-яке скалярне поле, баричне поле можна наочно зобразити у просторі поверхнями рівних значень даної величини, а на площині – лініями рівних значень. У випадку атмосферного тиску це будуть ізобаричні поверхні та ізобари.

Ізобарична поверхня зі значенням 1000 мб проходить поблизу рівня моря. Іноді тиск на рівні моря нижче, ніж 1000 мб; у таких випадках ізобарична поверхня 1000 мб ніби-то переходить із атмосфери під рівень моря. Ізобарична поверхня 700 мб розташовується приблизно на висоті 3 км; ізобарична поверхня 500 мб – на висоті 5 км. Ізобаричні поверхні 300 і 200 мб розташовуються відповідно на висотах близько 9 і близько 12 км, тобто біля тропопаузи.

Ізобаричні поверхні розташовані вище відносно поверхні рівня, в тому числі й до рівня моря. Тому в різних точках кожна ізобарична поверхня в кожний момент часу знаходиться на різних висотах над рівнем моря. Крім того, навіть при однаковому тиску на рівні моря вище розташовані ізобаричні поверхні будуть знижені в холодних ділянках атмосфери і, навпаки, підвищені в теплих.

Просторовий розподіл атмосферного тиску безперервно змінюється у часі. Тобто безперервно змінюється і розташування ізобаричних поверхонь в атмосфері. Для того, щоб спостерігати зміни баричного поля (а також і термічного поля) за даними аерологічних спостережень складають карти баричної топографії.

На карту абсолютної баричної топографії наносять висоти певної ізобаричної поверхні над рівнем моря на різних станціях у певний

момент часу. Точки з однаковими висотами з'єднують лініями однакових висот – ізогісами. Також складають карти відносної баричної топографії. На таку карту наносять для різних станцій висоти певної ізобаричної поверхні, які відлічують не від рівня моря, а від іншої нижче розташованої поверхні. Наприклад, можна скласти карту висот поверхні 500 мб над поверхнею 1000 мб і т. ін. Такі висоти називають відносними, а проведені за ними ізогіпси – відносними ізогісами.

У службі погоди карти абсолютної топографії складаються для ізобаричних поверхонь 1000, 850, 700, 500, 300 і 200 мб, а карти відносної топографії для поверхні 500 над 1000 мб. карти баричної топографії також складають за середніми даними за відрізок часу в декілька днів (до 30 днів). Для кліматологічних потреб використовуються карти баричної топографії, що складені за багаторічними середніми даними.

Крім того, заведено зображувати баричне поле на рівні моря за допомогою ліній рівного тиску – ізобар. Для цього на географічну карту наносять величини атмосферного тиску, які виміряні в певний момент на рівні моря, або приведені до цього рівня, і з'єднують точки з однаковим тиском ізобарами. Кожна ізобара - це слід перетинання якоїсь ізобаричної поверхні з рівнем моря. Ізобари проводять таким чином, щоб кожна з них відрізнялась від сусідніх ізобар за величиною тиску на 5 мб.

Горизонтальний баричний градієнт – це вектор, напрям якого співпадає з напрямком перпендикуляру до ізобари в сторону зменшення тиску, а числове значення дорівнює похідній від тиску по цьому напрямку. Величина горизонтального баричного градієнта обернено пропорційна відстані між ізобарами. Ізобаричні поверхні завжди нахилені в напрямку градієнта, тобто в напрямку зменшення тиску. Який би не був горизонтальний баричний градієнт у земної поверхні, з висотою він буде наближуватися до горизонтального температурного градієнта. В теплих ділянках атмосфери тиск на висоті завжди буде підвищеним, а в холодних – зниженим.

Ділянки зниженого та підвищеного тиску, на які постійно розчленовується баричне поле атмосфери, називаються баричними системами (рис. 4.1). Баричні системи основних типів – циклони та антициклони - на приземних синоптичних картах зображуються за допомогою замкнених концентричних ізобар неправильної, в основному округлої або овальної форми. При цьому у центрі циклону тиск нижче, ніж на його периферії, а в центрі антициклону тиск вище, ніж на периферії. Ізобаричні поверхні в циклоні прогнуті вниз у вигляді лійок, а в антициклоні вигнуті догори у вигляді куполів. Горизонтальні

баричні градієнти у циклоні спрямовані від периферії до центру, а в антициклоні – від центру до периферії. Розміри циклонів та антициклонів (крім так званих тропічних циклонів) дуже великі, їх перетини сягають декількох тисяч кілометрів. Крім названих баричних систем із замкненими ізобарами розрізняють ще баричні системи с незамкненими ізобарами. До них належать улоговина (зниженого тиску) та гребінь (підвищеного тиску).

Улоговина – це смуга зниженого тиску між двома ділянками підвищеного тиску. Ізобари в цій баричній системі або близькі до паралельних прямих, або нагадують латинську букву „V” (в

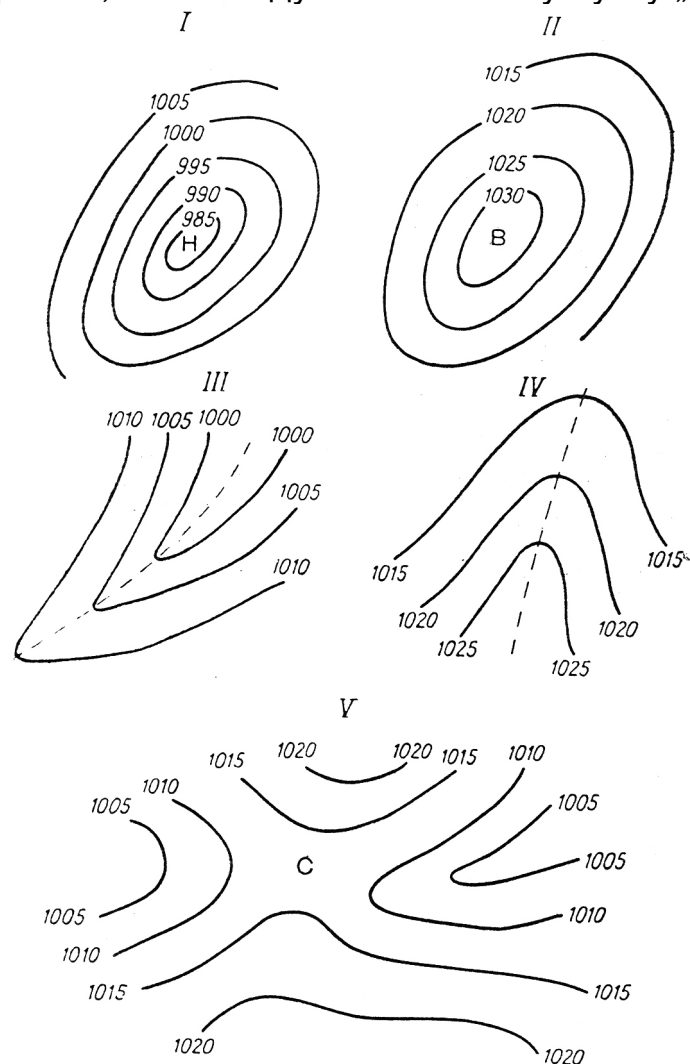


Рис. 4.1. Баричні системи.

I – циклон; II – антициклон; III – улоговина; IV – гребінь;
V - сідловина

останньому випадку улоговина є витягнутою периферійною частиною циклону). Ізобаричні поверхні в улоговині нагадують жолоби з ребром, спрямованим униз. Центру в улоговині немає, але є вісь, тобто лінія,

на якій тиск має мінімальне значення, або ізобари різко змінюють напрямок (у випадку, якщо ізобари мають вигляд букви „V”). На кожному рівні вісь співпадає з ребром ізобаричного жолобу. Баричні градієнти спрямовані від периферії до осі.

Гребінь являє собою смугу підвищеного тиску між двома ділянками зниженого тиску. Ізобари у гребні або наближаються до паралельних прямих, або мають форму латинської букви „U”. В останньому випадку гребінь є периферійною частиною антициклону, яка характеризується вигнутою формою ізобар. Ізобаричні поверхні у гребні мають вигляд жолобів, випуклих догори. Гребінь має вісь, на якій тиск максимальний або на якій ізобаричні поверхні різко змінюють напрямок. Вісь на кожному рівні співпадає з ребром ізобаричного жолобу. Баричні градієнти у гребні спрямовані від осі до периферії.

Розрізняють також сідловину – ділянку баричного поля між двома циклонами (або улоговинами) та двома антициклонами (гребнями), розташованими навхрест. Ізобаричні поверхні у сідловині мають характерну форму сідла: вони підіймаються в напрямку до антициклонів і знижуються в напрямку до циклонів. Точка у центрі сідловини називається точкою сідловини.

Спостереження свідчать про те, що атмосферний тиск у кожній точці земної поверхні або у вільній атмосфері весь час змінюється, тобто або зростає або знижується. Ці зміни тиску, в основному неперіодичного характеру, в помірних та високих широтах значно сильніші, ніж в тропічних (але в тропічних широтах більш яскраво виявляється добовий хід тиску). Іноді за одну добу тиск у даному пункті змінюється на 20 - 30 мб. Навіть за три години тиск може змінитися на 5 мб і більше. При метеорологічних спостереженнях кожний раз фіксують величину зміни тиску Δp за останні три години перед терміном спостереження. Цю величину називають баричною тенденцією.

Зміни тиску частково мають періодичний характер добового ходу. При цьому добове коливання тиску подвійне, максимальні значення спостерігаються двічі на добу, перед полуднем і перед північчю (близько 9 - 10 та близько 21 - 22 годин), а мінімуми – вранці та після полудня (близько 3 - 4 та близько 15 - 16 годин).

Добовий хід тиску добре виявлений у тропіках, де його амплітуда, тобто різниця між найбільшим та найменшим значенням на протязі доби, може сягати в середньому 3 - 4 доби. Від тропіків в напрямку полюсів амплітуда добових коливань зменшується; близько 60 - ої паралелі вона вимірюється тільки десятими долями мілібара, і добові коливання тут перекриваються і маскуються більш значними неперіодичними коливаннями. Добовий хід тиску спричинюється

добовим ходом температури повітря, власними пружними коливаннями атмосфери, які виникають внаслідок добових коливань температури, та приливними хвилями в атмосфері, що посилюються резонансом з її власними коливаннями.

Вище було сказано, що в атмосфері постійно виникають і переміщуються баричні системи – циклони та антициклони, їх ще називають атмосферними збуреннями. Особливо часто вони виникають і бувають особливо потужними у позатропічних широтах. Саме внаслідок цієї циклонічної діяльності і з'являються неперіодичні коливання тиску, які сягають дуже великих значень.

Загальну характеристику неперіодичних змін тиску можна надати за допомогою міждобової мінливості тиску. Так будемо називати середню величину зміни тиску за добу, незалежно від знаку зміни, тобто незалежно від того, зростає тиск чи падає. Для обчислення міждобової мінливості тиску беруть, таким чином, абсолютні величини міждобових змін і обчислюють середню величину за багаторічними даними.

Біля земної поверхні у помірних широтах середня міждодова мінливість тиску становить 3 - 10 мб; найбільша вона на півночі Атлантичного океану, в районі Ісландії та Норвезького моря, і зменшується у напрямку до півдня. Взимку, коли циклонічна діяльність сильніша, мінливість має більше значення, ніж влітку. У тропіках міждодова мінливість тиску дорівнює лише десятим долям мілібару, тобто значно менша за амплітуду добового ходу

Міждодова мінливість тиску в помірних широтах залишається значною по всій товщі тропосфери. На рівні 10 км вона мало відрізняється від мінливості у поверхні Землі, і навіть на висоті 15 км вона ще має значення близько 2,5 мб. Це показує, що циклонічна діяльність не обмежується нижньою тропосферою, а захоплює і значно вищі шари, навіть у стратосфері.

Розмах коливань тиску зростає зі збільшенням географічної широти. Біля 60° північної широти коливання тиску на протязі місяця сягають (взимку) над морем 57 мб і над суходолом 44 мб. Біля 10° північної широти відповідні значення 5 та 9 мб. На протязі року коливання тиску, звичайно, ще більші.

Циклонічна діяльність зазнає певних річних змін. Над океанами у помірних широтах взимку циклони глибші, ніж влітку. Над материками взимку переважають потужні антициклони, а влітку – ділянки зниженого тиску. Над субтропічними частинами океанів на протязі усього року переважають антициклони, але в північній півкулі вони більш виражені влітку, ніж взимку, і т. ін.

У зв'язку з сезонними змінами в циклонічній діяльності, атмосферний тиск у кожному місці виявляє річний хід, різний для різних ділянок Землі. В окремі роки річний хід тиску може відрізнитися. Але в будь-якому році в ньому є певні особливості, які є характерними для даного місця. Ці особливості добре відображуються у багаторічних середніх величинах тиску для послідовних місяців року.

Типи річного ходу тиску досить різноманітні. Найпростіший хід над материками, де максимум відбувається взимку, а мінімум – влітку, ручна амплітуда зростає при віддаленні від океанів. Такий же річний хід спостерігається на узбережжях материків, у мусонних регіонах. У високих широтах океанів максимум спостерігається на початку літа, а мінімум взимку. У середніх широтах океанів, поза мусонними регіонами, часто зустрічається подвійний хід тиску з максимумами влітку та взимку і мінімумами навесні та восени, до того ж амплітуда дуже невелика. Над тропічними океанами, поза мусонними регіонами, річний хід тиску виявляється дуже слабо і стає невизначеним. У мусонних районах океанів чітко означений характерний річний хід тиску з максимумом взимку і мінімумом влітку.

Відхилення середньої величини тиску в окремий місяць певного року від багаторічної середньої величини того ж місяця називають місячною аномалією тиску. Місячні аномалії особливо великі взимку (в 2 - 3 рази більші, ніж влітку); на океанах більші, ніж на материках; у високих широтах більші, ніж у низьких. Відбувається це тому, що режим атмосферного тиску на материках є більш постійним, ніж на океанах, а в тропічних широтах більш постійним, ніж у середніх і високих широтах.

Середньомісячні аномалії тиску над Європою та Атлантикою в субполярних широтах взимку мають значення 5 - 6 мб, а влітку 2 - 3 мб. У середніх широтах ці значення дещо менші: 3 - 4 мб взимку та 1 - 2 мб влітку. В тропічній зоні Атлантичного океану їх значення близько 1 мб в обидва сезони. До цього ж на суходолі вони дещо менші, ніж на морі. Із віддаленістю від узбережжя місячні аномалії тиску зменшуються.

Середні річні значення тиску в окремі роки також відхиляються від багаторічного середнього, але вони менші, ніж середні місячні від своїх багаторічних середніх. Середня річна аномалія тиску у високих широтах становить 1,5 - 2 мб, у середніх широтах 1 мб, у низьких – менш ніж 0,5 мб.

Циклони та антициклони в атмосфері постійно виникають, змінюють свою інтенсивність, переміщуються та згасають. Тому і розподіл тиску на кожному рівні в атмосфері весь час змінюється. Ці

зміни в одних місцях Землі і в певні проміжки часу відбуваються швидше, ніж в інших місцях і в інший час.

У розподілі тиску виявляється зональність, деякою мірою замаскована різним впливом моря і суходолу (рис. 4.2). По обидва боки від екватора існує зона зниженого тиску. У цій зоні в січні між 15° північної широти і 25° південної широти, а в липні між 35° північної широти і 5° південної широти тиск нижчий за 1013 мб (760 мм ртутного стовпчику). Крім того паралель із найнижчим тиском знаходиться у січні біля $5 - 10^{\circ}$ південної широти, а у липні – біля 15° північної широти. Це – зона екваторіальної депресії, яка більше поширюється на ту півкулю, у якій на цей час літо. У напрямку до високих широт від цієї зони тиск у кожній півкулі зростає, і максимального значення сягає у січні біля $30 - 32^{\circ}$ північної та південної широти, а у липні – біля $33 - 37^{\circ}$ північної широти і $26 - 30^{\circ}$ південної широти. Це – дві субтропічні зони підвищеного тиску; від січня до липня вони дещо переміщуються на північ, а від липня до січня – на південь. У напрямку до ще більш високих широт тиск зменшується, особливо в південній півкулі. Біля $65 - 75^{\circ}$ північної широти і $60 - 65^{\circ}$ південної широти спостерігається мінімальний тиск – це дві субполярні зони низького тиску. У напрямку до полюсів тиск знову зростає.

Зональність у розподілі тиску більш складна, ніж у розподілі температури. Температура у земної поверхні постійно зменшується у напрямку від низьких широт до високих. Тиск же спочатку зростає починаючи від екваторіальної зони до субтропіків, потім знижується до субполярних широт і знов зростає у напрямку до полюсів. У верхній тропосфері тиск, як і температура, постійно зменшується у напрямку від низьких широт до високих. Тобто високий тиск співпадає тут із високою температурою, а низький - з низькою температурою. Меридіональний баричний градієнт у цих шарах спрямований від низьких широт до високих.

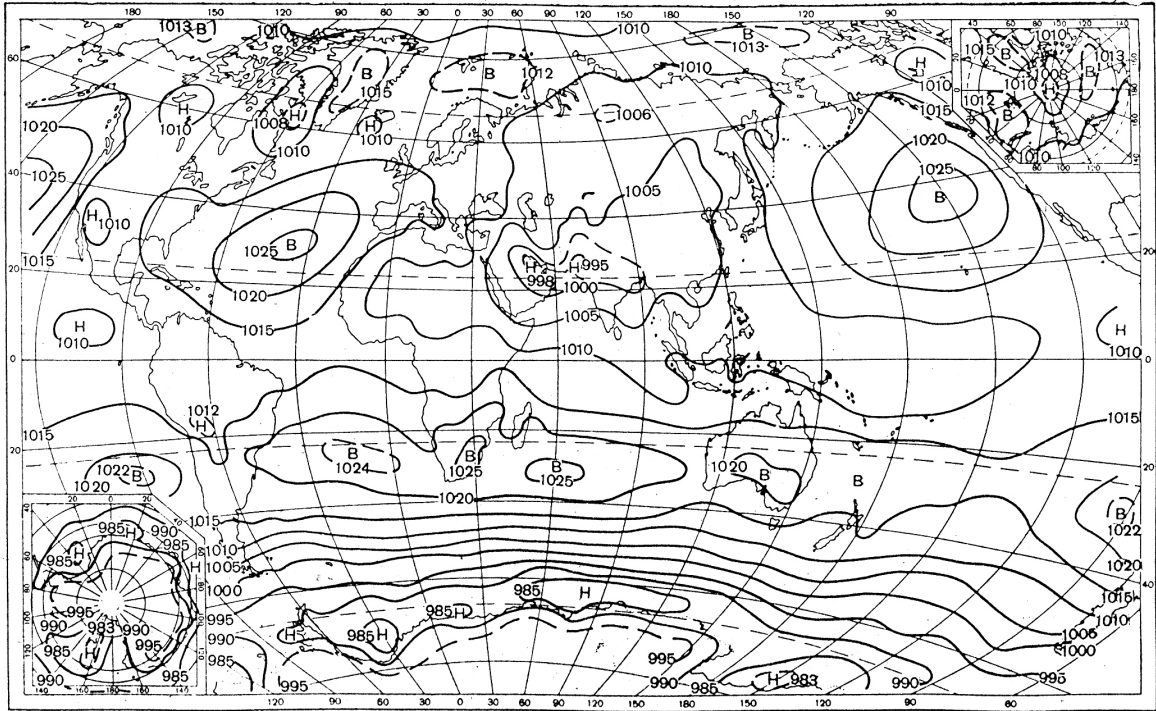
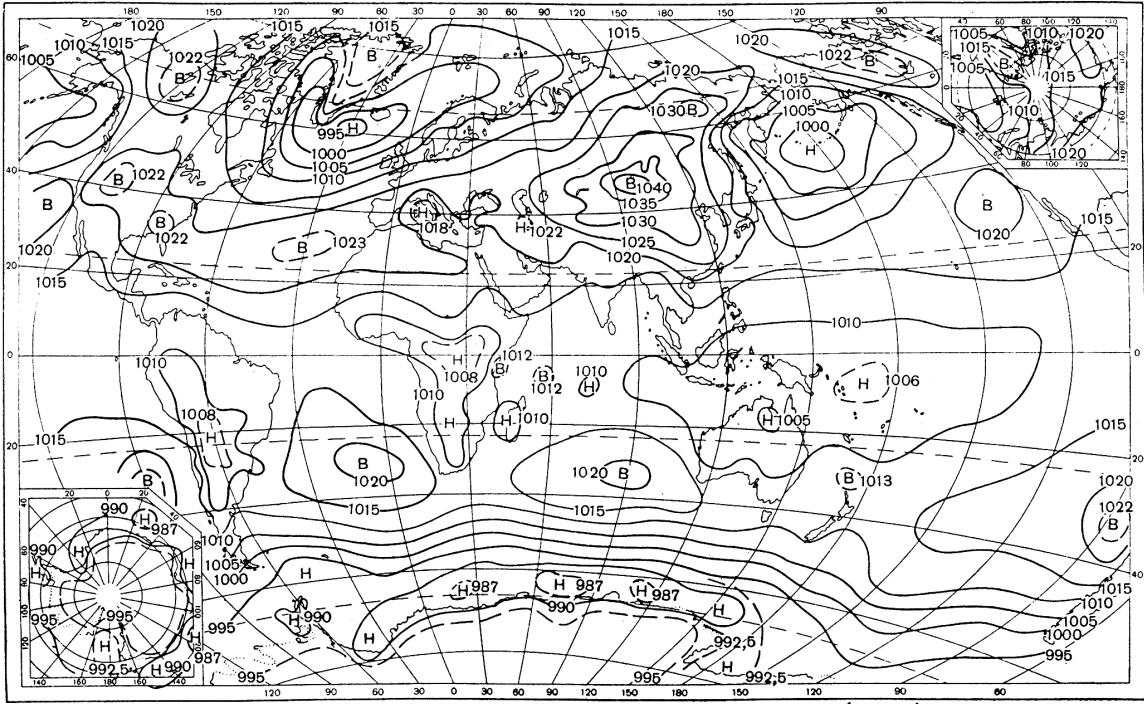


Рис. 4.2. Розподіл атмосферного тиску на рівні моря: а – у січні; б - у липні.

5. Вітер

Вітром називають горизонтальний рух (переміщення) повітря відносно земної поверхні. Вітер, як і будь-який інший рух, характеризується вектором швидкості, який має числову величину та напрямок. На практиці під швидкістю вітру розуміють тільки числову величину швидкості (саме її далі будемо називати швидкістю вітру), а напрямок вектора швидкості вважають напрямком вітру. Швидкість вітру може змінюватися від нуля (штиль) приблизно до 100 м/с, а напрямок - у межах усього кола обрїю.

Рух повітря завжди має і вертикальну складову швидкості, яка може бути спрямована як догори, так і униз. Поняття „вітер” не враховує цю вертикальну складову. Зазвичай її називають вертикальним рухом повітря, а у разі значної її величини кажуть про вертикальний струм повітря.

Швидкість вітру виражають у метрах за секунду, кілометрах за годину та вузлах (морських милях на годину). Існує також 12 - бальна шкала швидкості (сили) вітру, так звана шкала Бофорта (див. розд. 1). Розрізняють середню швидкість вітру за деякий невеликий проміжок часу, на протязі якого відбуваються спостереження, та миттєву швидкість вітру, яка взагалі сильно коливається і час від часу може бути значно нижчою або вищою порівняно із середньою швидкістю. За допомогою анемометрів вимірюють середню швидкість вітру. У поверхні землі найчастіше спостерігаються вітри, швидкість яких становить 4 - 8 м/с і лише іноді може перевищувати 12 -15 м/с. При шквалах ті мало масштабних вихорах (смерчах і тромбах) швидкості вітру можуть на невеликий час досягати і 100 м/с. Під час штормів та ураганів у помірних широтах швидкості вітру можуть перевищувати 30 м/с на протязі досить довгого часу і під час окремих поривів досягати 60 м/с. Під час тропічних ураганів швидкості вітру становлять 65 м/с, а швидкість окремих поривів сягає 100 м/с. Середня швидкість вітру в так званих струминних течіях у верхній тропосфері та нижній стратосфері за довгий термін і на великій площі становить від 70 до 100 м/с.

Швидкість вітру вимірюють за допомогою анемометрів різноманітної конструкції. Найчастіше їх дія заснована на тому, що тиск вітру викликає обертання приймальної частини приладу (чашковий анемометр, млиновий анемометр та ін.) або відхилення від стану рівноваги (дошка Вільда). За швидкістю обертання та величиною відхилення визначають швидкість вітру. Існують також прилади, конструкції яких засновані на манометричному принципі (трубка Піто).

Напрямок вітру визначається за відхиленням від меридіана місця флюгера (флюгер Вільда), який обертається навколо вертикальної осі. Під дією вітру флюгер встановлюється за напрямком вітру. Треба запам'ятати, що під напрямом вітру розуміють той напрямок, звідки він дме. Вказати цей напрям можна, якщо назвати точку обрію, звідки дме вітер, або кут, який створює напрямок вітру з меридіаном, тобто його азимут. При спостереженні за вітром у високих шарах атмосфери його напрям, зазвичай, вказують у градусах, а при спостереженні на наземних станціях – у румбах обрію (рис. 5.1). Як і для швидкості, розрізняють миттєвий та середній напрямок вітру. Миттєвий напрямок значно коливається навколо середнього напрямку, що визначається при спостереженні за флюгером.

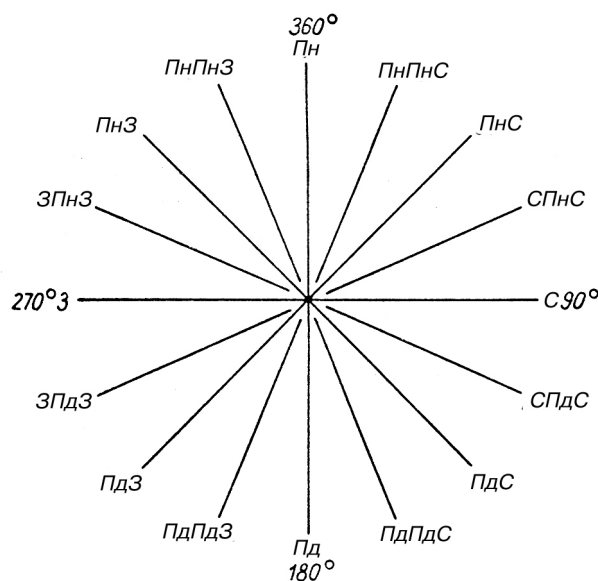


Рис. 5.1. Румби горизонту

При кліматичній обробці спостережень за вітром для кожного окремого пункту можна побудувати діаграму, яка показує розподіл повторюваності напрямків вітру за основними румбами. Таку діаграму називають трояндою вітрів.

Вітер, як і будь-який вектор, можна позначити стрілкою, довжина якої повинна характеризувати числову величину швидкості вітру, а напрямок – той напрямок, куди вітер дме. Просторове розташування вітру є векторним полем. Наочніше поле вітру зображується за допомогою ліній струму. У кожній точці поля, де вітер відомий, його позначають за допомогою стрілки, яка має той напрямок, куди вітер дме. Потім на карті проводять лінії струму таким чином, щоб у кожній точці поля напрямок вітру збігався з напрямком дотичної до лінії

струму, яка проходить через цю точку. Лінії струму проводять тим ближче одна до одної, чим більша швидкість вітру на даній ділянці поля. Таким чином отримуємо на карті систему ліній струму, за допомогою якої можна визначити, як саме рухається повітря на певній ділянці у певний момент. У деяких місцях лінії струму на карті наближуються одна до одної, збігаються, в інших – розходяться. Буває, що лінії струму збігаються в одній точці – точці збіжності, наче вони вливаються в неї з різних боків, або, навпаки, вони розходяться по всіх напрямках від однієї точки – точки розбіжності. В деяких випадках лінії струму вливаються в одну лінію – лінію збіжності, або розходяться від однієї лінії – лінії розбіжності. Збіжність ліній струму супроводжується висхідним рухом повітря, яке стікається. Розходимість, навпаки, низхідним рухом повітря, яке розтікається. Причиною збіжності або розбіжності ліній струму може бути нерівномірний розподіл атмосферного тиску. Крім того, лінії струму можуть збігатися або розбігатися під впливом тертя на повітря, яке рухається. Також збіжність або розбіжність можуть бути пов'язані з особливостями топографії чи орографії підстиляючої поверхні. Якщо повітря тече по руслу, що звужується, наприклад, між двома гірськими хребтами, лінії струму збігаються; якщо по руслу, що розширюється, лінії току розходяться.

Вітер постійно і швидко змінюється за швидкістю та напрямком, начебто коливається біля середніх величин. Причиною цих коливань є турбулентність. Вітер, який характеризується різко означеними коливаннями швидкості та напрямку, називають поривчастим. При особливо потужній поривчастості кажуть про шквальний вітер. Чим більша турбулентність, тим сильніше пориви вітру. Тому, над суходолом вітри більш поривчасті, ніж над морем. Особливо поривчасті вітри спостерігаються у районах зі складним рельєфом місцевості, влітку частіше, ніж взимку, і мають у добовому ході максимум після полудня.

Будь-яка перешкода, яка трапляється на шляху вітру, впливає на нього, викликає збурення поля вітру. Перешкоди можуть бути крупно масштабними (наприклад, гірські хребти) і дрібномасштабними (споруди, дерева, лісові смуги і т. ін.). По-перше, перешкода відхиляє повітряну течію: вона або обтікає перешкоду з боків, або перетікає через нього зверху. При цьому горизонтальне обтікання трапляється частіше. Перетікання повітря залежить від стратифікації атмосфери, тобто від вертикального градієнта температури. Наслідками перетікання повітря через перешкоди є збільшення хмар та опадів на навітряному схилі гори при висхідному русі і, навпаки, розсіювання хмарності на підвітряному схилі при низхідному русі повітря. Поблизу

перешкоди вітер посилюється. Особливе посилення вітру трапляється біля виступів перешкод (ріг будівлі, мис берегової лінії, перевали у горах і т. ін.). У таких місцях відбувається згущення ліній струму. За перешкодами сила вітру зменшується, там існує „вітрова тінь”. Іноді перед перешкодою та за нею трапляються навітряні та підвітряні вихорі.

Вітер виникає внаслідок нерівномірного розподілу атмосферного тиску, тобто через наявність горизонтальних різниць тиску. При нерівномірному розподілі атмосферного тиску повітря намагається переміщуватися із місць із вищим тиском до місць з нижчим тиском. Єдиною силою, яка приводить повітря у рух і збільшує його швидкість, є сила баричного градієнта. Всі інші сили, які діють на повітря, можуть лише гальмувати його рух і відхиляти його від напрямку градієнта.

Сила, розрахована на одиницю маси, дорівнює прискоренню, яке надається цією силою. Тому вираз $(- 1/\rho \cdot dp/dn)$ являє собою прискорення, яке отримує повітря під впливом баричного градієнта. Це прискорення має порядок 10^{-1} см/с². Також повітря отримує поворотне прискорення або прискорення Коріоліса, яке спрямоване під прямим кутом до швидкості. Таким чином, поворотне прискорення не змінює величину швидкості, а змінює тільки напрямок руху. Поворотне прискорення на поверхні Землі має величину $(2\omega \sin\phi V)$, де ω – кутова швидкість обертання Землі, ϕ – географічна широта, а V – швидкість руху.

Найпростіший вид руху повітря, який можна уявити практично, – це прямолінійний рівномірний рух без тертя. Такий рух називають *геострофічним вітром* (рис. 5.2). У північній півкулі геострофічний вітер дме вздовж ізобар, залишаючи низький тиск ліворуч. У південній півкулі, де відхиляюча сила обертання Землі спрямована ліворуч, геострофічний вітер дме, залишаючи низький тиск праворуч.

$$- 1/\rho \cdot dp/dn + 2\omega \sin\phi V_G = 0 ; \quad (5.1)$$

$$V_G = 1/2 \rho \cdot \omega \sin\phi \cdot dp/dn . \quad (5.2)$$

Швидкість геострофічного вітру прямо пропорційна величині самого баричного градієнта. Чим більший градієнт, тобто чим густіше проходять ізобари, тим вітер сильніший. Вітер біля земної поверхні завжди більш (або менше) відрізняється від геострофічного вітру і за швидкістю, і за напрямком. Це відбувається тому, що біля земної поверхні сила тертя має доволі велике значення, а при розрахунках швидкості геострофічного

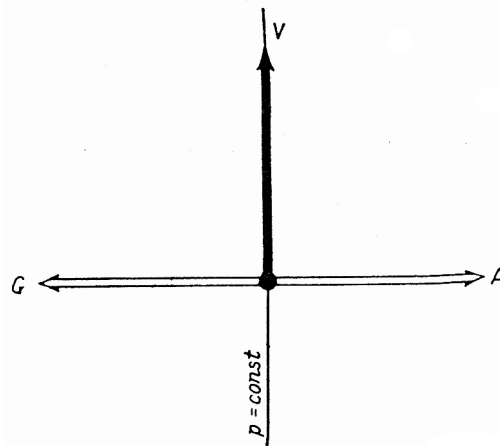


Рис. 5.2. Геострофічний вітер

вітру вона буде дорівнювати нулю. Вітер у вільній атмосфері над рівнем тертя можна приблизно вважати геострофічним вітром, спрямованим за ізобарами. Він має швидкість, що відповідає формулі (5.2).

Якщо рух повітря відбувається без впливу сили тертя, але криволінійно, то тоді на повітря крім сил градієнта та відхиляючої сили обертання Землі діє ще відцентрова сила, що виражається як

$$C = V^2/r , \quad (5.3)$$

де V – швидкість, а r – радіус кривизни траєкторії повітря, що рухається. Відцентрова сила спрямована за радіусом кривизни траєкторії назовні, в бік випуклості траєкторії.

Тоді у випадку рівномірного руху повинні врівноважуватися вже три сили, що діють на повітря: сила баричного градієнта, відхиляюча сила обертання Землі та відцентрова сила. Швидкість у будь-якій точці спрямована за дотичною до кола в цій точці. Тобто вітер спрямований за ізобарою. Такий теоретичний випадок рівномірного руху повітря за круговими траєкторіями без впливу тертя називають градієнтним вітром (V_{GR}).

У баричній системі з концентричними круговими ізобарами градієнти спрямовані за радіусами від периферії до центра, тобто у центрі системи спостерігається найнижчий тиск, а у напрямку до периферії тиск зростає. Така барична система з концентричними круговими ізобарами і найнижчим тиском у центрі є найпростішим видом циклону (рис. 5.3, а). У циклоні відцентрова сила завжди спрямована назовні, в бік випуклості траєкторії (ізобари), тобто в даному випадку у бік, протилежний напрямку сили градієнта. Зазвичай в реальних умовах атмосфери відцентрова сила менша за силу баричного градієнта. Тому для рівноваги всіх діючих сил потрібно, щоб напрямком відхиляючої сили обертання Землі збігався з напрямком

відцентрової сили і щоб вони разом врівноважували силу баричного градієнта. У такому разі відхиляюча сила обертання Землі має бути спрямована назовні, від центра циклону. Швидкість вітру повинна відхилятися на кут 90° від відхиляючої сили ліворуч (у північній півкулі). Тому вітер дме за круговими ізобарами циклону проти годинникової стрілки, відхиляючись від баричного градієнта праворуч (саме так, як і швидкість геострофічного вітру відхиляється на прямий кут праворуч від градієнта).

У центрі баричної системи найвищий тиск, у напрямку до периферії він знижується, і внаслідок цього баричні градієнти спрямовані від центра до периферії. Це випадок області високого тиску, антициклону (рис.5.3, б). Відцентрова сила і в антициклоні спрямована назовні, у бік випуклості ізобар, тобто її напрямок збігається з напрямком сили баричного градієнта. Тому відхиляюча сила обертання Землі повинна бути спрямована усередину антициклону, щоб врівноважувати дві однаково спрямовані сили: градієнта та відцентрову. Якщо відхиляюча сила спрямована до центра, то швидкість, яка відхиляється від неї на прямий кут ліворуч (у північній півкулі), повинна бути спрямована таким чином, щоб вітер дув за круговими ізобарами антициклону по годинниковій стрільці.

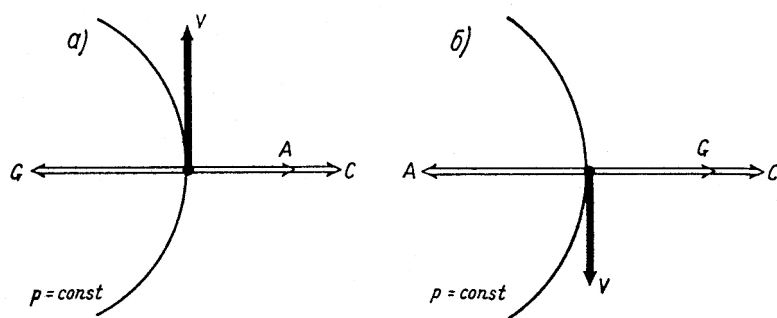


Рис. 5.3. Градієнтний вітер: а – в циклоні; б – в антициклоні.

Швидкість V_{GR} градієнтного вітру виявляється із квадратного рівняння:

$$- 1/\rho \cdot dp/dn + 2\omega \sin\varphi V_{GR} + (-) V_{GR}^2 / r = 0. \quad (5.4)$$

Знак „+” відповідає градієнтному вітру у циклоні, а „-” – у антициклоні. Одному й тому ж градієнту в антициклоні відповідає більша швидкість вітру, ніж у циклоні.

У нижніх шарах атмосфери на рух повітря впливає також сила тертя. Вона надає вже існуючому руху негативне прискорення, уповільнює його, також змінюючи і напрямок руху. Найбільших значень сила тертя сягає біля земної поверхні. При зростанні висоти вона зменшується і на рівні близько 1000 м стає незначною порівняно

з іншими силами, що впливають на рух повітря. Нижній шар атмосфери, в якому сила тертя ще має значну величину, називається шаром тертя. Висота, на якій сила тертя практично зникає (близько 1000 м), називається рівнем тертя. Числове значення швидкості зменшується внаслідок дії сили тертя настільки, що біля земної поверхні дійсна швидкість вітру над суходолом виявляється вдвічі меншою, ніж швидкість геострофічного вітру, розрахована для того ж самого баричного градієнта. Над морем послаблення вітру внаслідок тертя менше, ніж над суходолом; там швидкість дійсного вітру складає близько двох третин від швидкості геострофічного вітру. У шарі тертя виявляється добовий хід швидкості вітру, добре помітний не тільки при осередненні даних спостережень, але й в окремі дні. Біля земної поверхні над суходолом максимум швидкості вітру спостерігається приблизно о 14 годині, мінімум – вночі або вранці. Приблизно з висоти 500 м добовий хід протилежний: максимум вночі, мінімум вдень. Добовий хід швидкості вітру спричинений добовим ходом турбулентного обміну.

І у випадку прямолінійних ізобар, і в циклонах та антициклонах з круговими ізобарами вітер у нижніх шарах атмосфери відхиляється від баричного градієнта на деякий кут у північній півкулі праворуч, а у південній півкулі ліворуч. Таке відхилення існує і в реальних умовах атмосфери, при ізобарах довільної форми. Звідси витікає таке положення: якщо стати спиною до вітру, а обличчям туди, куди вітер дме, то найменший тиск виявляється ліворуч і дещо попереду, а найбільший – праворуч і трохи позаду. Це положення було встановлено емпіричним шляхом у першій половині XIX сторіччя і має назву баричного закону вітру, або закону Бейс – Балло.

6. Повітряні маси та фронти

У процесі загальної циркуляції повітря тропосфери поділяється на окремі повітряні маси, які більш чи менш довго зберігають свої особисті характеристики, рухаючись із одних областей Землі в інші. У горизонтальному напрямку розміри повітряних мас вимірюються тисячами кілометрів. За своїми температурними та іншими властивостями (вологість, вміст пилу та ін.) повітряні маси несуть на собі відбиток свого осередку, тобто тієї області Землі, де повітряна маса сформувалася, як одне ціле, під впливом однорідної земної поверхні. Потім, рухаючись в інші області Землі, повітряні маси переносять туди і свій режим погоди. Переважання в даному районі в той чи інший сезон повітряних мас певного типу створює характерний кліматичний режим цього району.

Основними типами повітряних мас є чотири типи з різним зональним місцезнаходженням осередків. Це маси арктичного (у

південній півкулі – антарктичного), полярного (або помірною), тропічного та екваторіального повітря. Для кожного з цих типів притаманний свій інтервал значень температури біля земної поверхні і на висотах, свої значення вологості, відстані видимості і т. ін. При русі повітряних мас із одних районів у інші їх властивості, насамперед температура, постійно змінюються. Відбувається трансформація повітряних мас.

Повітряні маси, які рухаються з холоднішої земної поверхні на більш теплу (найчастіше із високих широт у низькі), називають холодними повітряними масами. На своєму шляху холодна повітряна маса викликає похолодання у тих районах, куди вона приходить. При цьому сама маса прогрівається, переважно знизу, від земної поверхні. Тому в ній виникають великі вертикальні градієнти температури та розвивається конвекція з утворенням купчастих та купчасто-дощових хмар та випадінням зливових опадів.

Повітряні маси, які переміщуються на більш холодну поверхню (у більш високі широти), називаються теплими повітряними масами. Вони приносять потепління, але самі охолоджуються знизу, тому в їх нижніх шарах утворюються малі вертикальні градієнти температури. Конвекція в них не розвивається, переважають шаруваті хмари та тумани.

Розрізняють також місцеві повітряні маси, які на протязі довгого часу залишаються в одному районі. Властивості місцевих мас визначаються нагріванням або охолодженням їх знизу залежно від сезону.

Суміжні повітряні маси відокремлюються одна від одної за допомогою вузьких перехідних зон, які сильно нахилені до земної поверхні. Ці зони називаються фронтами. Довжина таких зон – тисячі кілометрів, ширина – лише десятки кілометрів. Їх висота значна, іноді вони простягаються до стратосфери.

Фронти між повітряними масами зазначених вище основних географічних типів називають головними фронтами, на відміну від менш значних вторинних фронтів між повітряними масами одного й того ж самого географічного типу. Головні фронти між арктичним (антарктичним) і полярним повітрям називаються арктичними (антарктичними) фронтами, між полярним і тропічним повітрям – полярними фронтами, між тропічним та екваторіальним повітрям – тропічними фронтами.

З фронтами пов'язані особливі погодні явища. Висхідний рух повітря у зонах фронтів призводить до утворення великих систем хмар, з яких випадають опади на значних площах. Величезні атмосферні хвилі, що виникають у повітряних масах по обидва боки

від фронту, призводять до утворення атмосферних збурень вихрового характеру – циклонів та антициклонів, які визначають режим вітру та інші особливості погоди. Особливо важливими є в цьому значенні полярні фронти.

Фронти постійно виникають знов та зникають (розмиваються) внаслідок певних особливостей атмосферної циркуляції. Разом із фронтами формуються, змінюють властивості та нарешті, втрачають свою індивідуальність повітряні маси.

7. Загальна циркуляція атмосфери

Загальною циркуляцією атмосфери називається сукупність основних повітряних течій на земній кулі. Від загальної циркуляції атмосфери відрізняють місцеві циркуляції (бризи на узбережжях, гірсько–долинні вітри, льодовикові вітри та ін.). Ці місцеві циркуляції іноді та в певних районах накладаються на плин загальної циркуляції.

Загальна циркуляція атмосфери здійснює обмін повітрям між різними районами Землі. Повітряні течії різного характеру та масштабу виникають і підтримуються неоднаковим нагріванням та охолодженням земної поверхні й повітря на різних широтах, а також над суходолом і морем. Загальна циркуляція атмосфери ускладнюється впливом відхиляючої сили та тертя.

Розподіл течій загальної циркуляції в окремий момент можна побачити на щоденних синоптичних картах, а розглянувши декілька послідовних карт, можна переконатися, що ця циркуляція являє собою дуже складну систему, яка постійно змінюється. Однак, незважаючи на різноманіття форм і безперервні змінення загальної циркуляції, у ній можна побачити деякі постійні особливості, що повторюються в певному районі з року в рік. Вони виявляються за допомогою осереднених даних, у яких короточасні збурення загальної циркуляції згладжуються.

До основних крупномасштабних атмосферних рухів, що входять до складу загальної циркуляції, належать: 1) повітряні течії, які викликаються різницею між температурою різних широтних зон поблизу поверхні землі та на висотах; 2) струминні течії; 3) повітряні течії у циклонах та антициклонах, які забезпечують обмін повітря між різними широтами; 4) пасати; 5) мусони. Течії загальної циркуляції у більшій частині атмосфери є квазігеострофічними, тобто спрямованими за ізобарами. Тільки у шарі тертя повітряні течії суттєво відрізняються від геострофічного вітру і значно відхиляються від ізобар. Крім того, на екваторі та поблизу нього як у земної поверхні, так і на висотах, де відхиляюча сила дорівнює нулю або дуже мала, напрямок руху повітря майже співпадає з напрямком горизонтального градієнта тиску.

Циркуляція над однорідною поверхнею. Якщо уявити, що поверхня землі є однорідною, то розподіл температури та тиску в нижній тропосфері матиме зональний (широтний) характер. Температура поступово зменшується у напрямку від екватора до полюсів, а тиск - зростає у тому ж напрямку. При цьому ізобари збігаються з паралелями і горизонтальний баричний градієнт спрямований вздовж меридіану від полюсів до екватора.

У верхній тропосфері, починаючи з висоти 4 - 5 км, і у нижній стратосфері до висоти 20 км розподіл тиску буде зворотнім до приземного, тобто над екватором, де повітря тепліше, він буде більшим, ніж над полюсами, де повітря холодніше. Отже горизонтальний градієнт тиску на вказаних висотах буде спрямований від низьких широт до полюсів.

У однорідної земної поверхні коефіцієнт тертя був би постійним, і тому вітер усюди відхилявся б від горизонтального градієнта тиску на однаковий кут, менший за 90° . У північній півкулі він мав би північно-східний, а в південній південно-східний напрямок. Вище шару тертя вітер в обох півкулях був би східним, а вище рівня 4 – 5 км, тобто у верхній тропосфері, західним. Лише у вузькій екваторіальній зоні вітер біля земної поверхні мав би напрямок горизонтального баричного градієнта, а вище шару тертя був би, як усюди, східним.

Циркуляція у реальній атмосфері. Лише у вільній атмосфері, де вплив підстиляючої поверхні на рух повітря відсутній, дійсно спостерігається описана вище циркуляція: у шарі від 4 – 5 до 20 км дійсно існує західний перенос повітря довкола полюсів. У прикордонному ж шарі та у нижній тропосфері рух повітря ускладнюється фактичним розподілом тиску, що є наслідком неоднорідності земної поверхні (океани – материки), а також наявності баричних систем і центрів дії атмосфери.

На рис. 7.1, а наведено схему зонального розподілу тиску та переважаючих повітряних течій у нижній та середній тропосфері, тобто вище шару тертя (на висотах від 1 – 1,5 до 4 – 5 км), а на рис. 7.1. б у шарі тертя. Між рисунками за допомогою стрілок показаний напрямок баричного градієнта у відповідних зонах. Рисунки виконані з урахуванням того, що у шарі тертя вітер відхиляється від ізобар у бік горизонтального баричного градієнта, а з висотою повертає та наближується до ізобар, бо вище шару тертя спостерігається геострофічний вітер.

Циркуляція над полярними районами зумовлена впливом відносно високого тиску над полюсами та відносно низького тиску на широтах $60 - 65^\circ$. Відповідно горизонтальний баричний градієнт тут спрямований вздовж меридіанів від полюсів до помірних широт.

У шарі тертя вітер у північній півкулі відхиляється від градієнта вправо на кут, менший ніж 90° , і має північно-східний напрямок, а у південній півкулі - вліво та має південно-східний напрямок (рис. 7.1, б). Градієнтний вітер, відхиляючись від градієнта на 90° , має у обох півкулях східний напрямок (рис. 7.1, а). Цей східний вітер розповсюджується до певної висоти, потім затухає і вище переходить у західний вітер, який панує у верхній тропосфері та нижній стратосфері. Спостереження виявили, що над Антарктикою східний вітер розповсюджується вище, ніж над Арктикою, але з висоти приблизно 6 км також переходить у західний.

Циркуляція у помірних широтах вище шару тертя визначається баричним градієнтом, спрямованим від субтропіків до більш високих широт. Тому градієнтний вітер тут має західний напрямок. Таким чином, західний перенос повітря в помірних широтах є характерним для всієї тропосфери, за виключенням шару тертя, в якому вітер відхиляється від ізобар і має у північній півкулі південно-західний напрямок, а у південній півкулі - північно-західний.

У реальних умовах згадана схема загальної циркуляції у помірних широтах ще більш ускладнюється інтенсивною циклонічною діяльністю. Тут постійно виникають, розвиваються та переміщуються крупномасштабні атмосферні збурення – циклони та антициклони. Зазвичай вони рухаються у напрямку загального переносу повітря у середній та верхній тропосфері, тобто приблизно із заходу на схід. Але при цьому циклони відхиляються до більш високих широт, зосереджуються там і на широтах $60 - 65^\circ$ утворюють зону зниженого тиску. Антициклони, навпаки, у своєму русі відхиляються у бік низьких широт, де і утворюють субтропічну зону високого тиску.

Циклони та антициклони, переміщуючись, суттєво порушують зональність загальної циркуляції та утворюють рух повітря, спрямований у північній півкулі у циклоні проти годинникової стрілки, а у антициклоні – за годинниковою стрілкою. На західній периферії циклонів і на східній периферії антициклонів утворюються холодні повітряні течії, спрямовані з півночі на південь; а на східній периферії циклонів і на західній периферії антициклонів – теплі течії, спрямовані з півдня на північ. Саме так здійснюється обмін повітряними масами у меридіональному напрямку. Таким чином, переміщення циклонів та антициклонів помірних та високих широт мають як зональну складову, спрямовану з заходу на схід, так і меридіональні складові, спрямовані з півночі на південь і з півдня на північ. Але зональна складова все ж таки переважає, це виражається у загальному західному переносі повітря у вільній атмосфері.

У циклонах утворюються фронти, по поверхні яких тепле повітря підіймається, а холодне опускається, підтікаючи під тепле. Так здійснюється обмін теплим і холодним повітрям по вертикалі.

Циркуляція у тропічних широтах. Пасати. У тропічних широтах горизонтальний баричний градієнт спрямований від субтропічного поясу високого тиску до екваторіального поясу зниженого тиску (рис. 7.1, а). Тому тут градієнтні вітри мають східний напрямок. Сукупність цих вітрів утворює *пасати* – *тропічні східні вітри*. Поблизу земної поверхні внаслідок тертя пасати відхиляються від ізобар на певний кут у бік низького тиску і у північній півкулі мають північно-східний напрямок, а у південній півкулі – південно-східний напрямок (рис. 7.1, б).

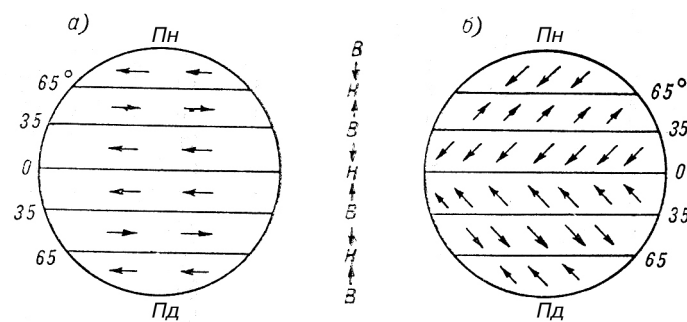


Рис. 7.1. Зональний розподіл тиску та повітряних течій у реальній атмосфері:
а – вище шару тертя, б – у шарі тертя

Пасати не охоплюють земну кулю суцільною смугою. Субтропічний пояс високого тиску розпадається на окремі антициклони, розташовані над океанами та витягнуті у широтному напрямку. Пасати являють собою повітряні течії на екваторіальній периферії субтропічних антициклонів. У північній півкулі повітря у антициклоні рухається за годинниковою стрілкою. Тому пасати - вітри його південної периферії - мають північно-східний та східний напрямок. У південній півкулі повітря в антициклоні рухається проти годинникової стрілки. Тому пасати – вітри його північної периферії – мають південно-східний та східний напрямок.

Пасати – стійкі вітри, які майже не змінюють напрямок на протязі року. Швидкість пасатів біля земної поверхні складає 5 - 6 м/с, а довжина у висоту дорівнює у середньому 2 – 4 км і збільшується у напрямку до екватора. Особливо чітко виражені пасати над океанами.

Поблизу екватора східні вітри панують по всій тропосфері та у нижній стратосфері. Але там, де пасати не досягають верхньої

тропосфери, вітер над пасатами має західний напрямок, іноді з незначним відхиленням у бік високих широт.

Струминні течії. Струминною течією називається сильний вузький потік повітря, що має майже горизонтальну вісь, який спостерігається у верхній тропосфері або нижній стратосфері та характеризується великими вертикальними та горизонтальними градієнтами швидкості вітру. Нижня межа швидкості вітру на осі струминної течії дорівнює 30 м/с.

Струминні течії були відкриті на початку 40-х років минулого сторіччя. Вивченням струминних течій займалися вчені багатьох країн. Такі течії були виявлені майже в усіх районах земної кулі.

Струминні течії утворюються над фронтальною зоною, де горизонтальний градієнт температури особливо великий, а горизонтальний градієнт тиску також швидко зростає зі збільшенням висоти, створюючи дуже великі швидкості вітру. Струминні течії мають західний напрямок, крім екваторіальних струминних течій, у яких східний напрямок. Максимальна швидкість вітру спостерігається на осі течії і складає в середньому 45 – 55 м/с. Але спостерігалися струминні течії, які мали швидкість близько 200 м/с. Ширина течії коливається у межах від 300 до 3000 км, але у більшості випадків не перевищує 1000 – 2000 км. У довжину струминні течії сягають на тисячі кілометрів, а іноді оперізують усю земну кулю. Висота осі струминної течії над земною поверхнею коливається від 6 – 12 км у позатропічних широтах до 11 – 16 км у субтропічних, а у струминних течій стратосфери складає 25 – 35 км.

Струминні течії часто спостерігаються над європейською територією Росії та Західним Сибіром у поясі 50 - 60° північної широти, а також над Монголією, Китаєм та Японією. Сильні струминні течії характерні для східного узбережжя США та району Британських островів. Струминні течії переносять по земній кулі різноманітні домішки, у тому числі продукти розпаду радіоактивних речовин, частинки пилу, попелу.

Мусони (від арабського „маусім” – пора року) – стійкі повітряні течії у деяких областях Землі, які двічі на рік змінюють свій пануючий напрямок на протилежний або близький до протилежного. У кожній мусонній області є зимовий та літній мусон, напрямки яких протилежні. Однак ні взимку, ні влітку основний напрямок вітру у мусоні не зберігається постійно, через те що мусонна циркуляція є частиною загальної циркуляції атмосфери і часто поєднується з іншими її елементами. Тому крім вітру пануючого напрямку як у літньому, так і у зимовому мусоні спостерігаються також вітри інших напрямків. У

перехідні сезони (навесні та восени), коли відбувається зміна мусонів, стійкість вітрового режиму порушується.

Мусонна циркуляція змінює свій напрямок на зворотній внаслідок міжсезонної зміни розподілу атмосферного тиску, тобто коли переважаючий горизонтальний градієнт тиску різко змінює свій напрямок. Тому мусони спостерігаються у тих районах Землі, де на протязі одного сезону переважає або циклон, або антициклон, а на протязі іншого сезону - протилежна барична система. Але там, де під час одного сезону циклони та антициклони часто змінюють один одного, режим вітру дуже нестійкий. Наприклад, над більшою частиною Європи мусони не спостерігаються. Розрізняють тропічні (або екваторіальні) та позатропічні мусони.

Тропічні мусони виникають внаслідок зсунення влітку екваторіальної зони низького тиску у більш високі широти північної півкулі та зимове повернення її до екватора, а місцями переходу у південну півкулю. Відповідно зсуваються й субтропічні антициклони. Внаслідок такого міжсезонного зсунення центрів дії у деяких областях екваторіальних широт відбувається різка зміна напрямку вітру від сезону до сезону. Зимовий північно-східний мусон в Індії та Африці співпадає з пасатами та підсилює їх. Навпаки, південно-західний мусон влітку цілком порушує північно-східні пасати. Особливо чітко стійка мусонна циркуляція проявляється там, де найбільш значні горизонтальні градієнти тиску, тобто градієнти температури мають велике значення. Добре виражені мусони у північній частині Індійського океану та у південній Азії, де значні міжсезонні зміни температури півкуль зумовлені сильним прогріванням велетенського материка Азії влітку та сильним охолодженням його взимку.

Позатропічні мусони пов'язані з тим, що над деякими континентами взимку утримуються стійкі області підвищеного тиску, а влітку області зниженого тиску. Внаслідок цього на протязі року різко змінюється і напрямок циркуляції повітря. Це особливо помітно на східних узбережжях материків. Добре виражена така мусонна циркуляція на східному узбережжі Азії. Взимку внаслідок антициклонічної циркуляції над суходолом вітри на узбережжях спрямовані з суходолу на море. Влітку, коли над суходолом посилюється циклонічна циркуляція, вітри дмуть з моря на суходіл. Добре виражені позатропічні мусони на Далекому Сході Росії, у Китаї, Японії.

8. Волога в атмосфері

В атмосферному повітрі завжди міститься водяна пара. Вона безперервно надходить до атмосфери внаслідок випаровування з поверхонь водойм та ґрунту, а також внаслідок транспірації рослин.

При цьому випаровування, на відміну від транспірації, називають фізичним випаровуванням, а випаровування та транспірацію разом - сумарним випаровуванням.

При відповідних умовах, в основному при охолодженні повітря, водяна пара у тих чи інших ділянках атмосфери стає насичуючою, тобто її вміст у повітрі стає максимально можливим при даній температурі. При наступній зниженні температури відбувається конденсація – згущення водяної пари у дрібні крапельки; накопичення цих крапель називають хмарами та туманами. При негативних температурах у атмосфері можуть виникати льодові кристали, які також можуть входити до складу хмар і туманів. Цей процес називається у метеорології сублімацією. Елементи хмар, збільшуючись, можуть випадати на земну поверхню у вигляді опадів. Таким чином, волога, яка випарувалася, раніше чи пізніше повертається на земну поверхню і знову випаровується: відбувається безперервний кругообіг води, вологооборот, між земною поверхнею та атмосферою. Такі стадії вологообороту, як випаровування, створення хмар, перенос хмар, випадіння з них опадів, туманоутворення та інші складають важливі особливості клімату.

Для кількісного вираження вмісту водяної пари у атмосферному повітрі вживають різноманітні характеристики вологості повітря (гігрометричні характеристики). У метеорології використовуються наступні гігрометричні характеристики.

Парціальний тиск водяної пари e – це тиск, який мала б водяна пара, яка міститься в газовій суміші, при умові, що тільки вона займала б об'єм, який дорівнює об'єму суміші при той самій температурі.

Дефіцит насичування d – різниця між тиском насиченої водяної пари та її парціальним тиском:

$$d = E - e. \quad (8.1)$$

Відносна вологість f – це відношення парціального тиску водяної пари до тиску насиченої пари над плоскою поверхнею дистильованої води при даній температурі:

$$f = e/E. \quad (8.2)$$

Відносна вологість прийнято виражати у відсотках.

Абсолютна вологість a – маса водяної пари, яка міститься в одиниці об'єму повітря. Вона виражається в $\text{кг}/\text{м}^3$ (в $\text{г}/\text{м}^3$). Між абсолютною вологістю та парціальним тиском водяної пари існує співвідношення

$$a = 0,217 e/T, \quad (8.3)$$

де e – парціальний тиск водяної пари, виражений в гектопаскалях, а T – температура - в кельвінах.

Масова доля водяної пари (питома вологість) s – це відношення маси водяної пари до маси вологого повітря:

$$s = 0,622 e/p. \quad (8.4)$$

Відношення суміші r – відношення маси водяної пари до маси сухого повітря, яке міститься в даному об'ємі:

$$r = 0,622 e/(p-e). \quad (8.5)$$

Точка роси t_d – температура, при якій водяна пара, що міститься у повітрі, при даному атмосферному тиску стає насиченою по відношенню до незарядженої плоскої поверхні дистильованої води. Треба пам'ятати, що точка роси є характеристикою вологості повітря, а не його термічного режиму. Температура, при якій відносна вологість сягає 100 %, є точкою роси (при цьому $e = E$). Точка роси визначається за значенням парціального тиску водяної пари.

Точка інею t_i – температура, при якій водяна пара, що міститься у повітрі, при даному атмосферному тиску стає насиченою по відношенню до незарядженої плоскої поверхні чистого льоду.

Дефіцит точки роси D – різниця між температурою повітря та точкою роси:

$$D = t - t_d \quad (8.6)$$

8.1. Добовий та річний хід парціального тиску водяної пари

У приземному шарі атмосфери спостерігається чітко виражений добовий хід парціального тиску водяної пари. Він виникає під впливом змін температури діяльної поверхні та інтенсивності турбулентного перемішування, що переносить водяну пару із нижніх у більш високі шари атмосфери. Над морем та узбережжями парціальний тиск водяної пари має простий добовий хід з одним мінімумом перед сходом сонця та одним максимумом о 14 - 15 годині. Такий саме добовий хід парціального тиску водяної пари спостерігається над материками взимку. В теплу пору року над материками добовий хід парціального тиску водяної пари має вигляд подвійної хвилі з мінімумами перед сходом сонця та о 15 - 16 годині та максимумами 8 - 10 годині та о 20 - 22 годині.

У річному ході парціального тиску водяної пари у північній півкулі мінімум спостерігається у січні, а максимум – у липні.

8.2. Добовий та річний хід відносної вологості повітря

Добовий хід відносної вологості f залежить від добового ходу парціального тиску водяної пари e та тиску насиченої пари E .

Над земною поверхнею добовий хід відносної вологості протилежний добовому ходу температури поверхні та повітря. Максимум відносної вологості настає перед сходом сонця, а мінімум – о 15 - 16 годині. Денне зниження відносної вологості особливо чітко

виражене над континентами влітку, коли у результаті турбулентного переносу водяної пари догори парціальний тиск e внизу зменшується, а внаслідок зростання температури повітря E збільшується. Тому амплітуда добових коливань відносної вологості на материках значно більша, ніж над водними поверхнями.

У річному ході відносної вологості максимум середньомісячних її значень спостерігається у найхолоднішому місяці, а мінімум – у найтеплішому.

У місцевостях з мусонним кліматом, де вітри дмуть влітку з моря, а взимку з суходолу, річний хід відносної вологості є протилежним континентальному, тобто максимум спостерігається влітку, а мінімум взимку.

Туман і серпанок туману є результатом конденсації водяної пари безпосередньо біля земної поверхні, тобто у приземному шарі атмосфери. Туманом називають сукупність зважуваних у повітрі крапель води або кристалів льоду, які погіршують метеорологічну далекість видимості S_m до значень, менших ніж 1 км. При видимості від 1 до 10 км ця сукупність називається серпанком туману. Залежно від S_m інтенсивність серпанку туману чи туману оцінюється градаціями, наведеними у табл. 8.1.

Таблиця 8.1.

Градації інтенсивності туману залежно від далекості видимості

Градація туману	Значення S_m
Слабкий серпанок туману	$2 \text{ км} \leq S_m < 10 \text{ км}$
Помірний серпанок туману	$1 \text{ км} \leq S_m < 2 \text{ км}$
Слабкий туман	$500 \text{ м} \leq S_m < 1000 \text{ м}$
Помірний туман	$50 \text{ м} \leq S_m < 500 \text{ м}$
Сильний туман	$S_m < 50 \text{ м}$

При позитивних температурах туман складається із крапель води, радіус яких у середньому становить 2 - 5 мкм, а при негативних – із переохолоджених крапель води, льодових кристалів або замерзлих крапель. Краплі води, що утворюють серпанок туману, мають радіус менше ніж 1 мкм. При збільшенні розміру крапель серпанок туману може стати туманом, а при випаровуванні туман може перетворитися у серпанок.

Видимість у тумані залежить від розмірів крапель або кристалів, які його утворюють, а також від водності туману. Водністю туману або

хмари називають кількість рідкої або твердої води, яка міститься в 1 м^3 . Зазвичай водність туману становить $0,02 - 1 \text{ г/м}^3$.

Число крапель в одиниці об'єму у слабкому тумані становить у середньому $1 - 10 \text{ шт/м}^3$, у сильному $400 - 600 \text{ шт/м}^3$.

За фізичними умовами утворення виділяють: тумани охолодження; тумани, не пов'язані з охолодженням; тумани, які утворилися внаслідок діяльності людини.

Тумани охолодження утворюються у результаті зниження температури повітря, що прилягає до земної поверхні, нижче точки роси. Такі тумани розділяють на радіаційні, адвективні та тумани схилів.

До туманів, не пов'язаних з охолодженням, належать перш за все тумани випаровування та тумани зміщення.

До туманів, які утворилися внаслідок діяльності людини, належать міські та морозні (пічні) тумани, а також спеціально утворені штучні тумани, наприклад для боротьби із заморозками.

Хмарою називається видиме скупчення продуктів конденсації або сублімації водяної пари на певній висоті.

Залежно від умов утворення всі хмари розділяються на три класи.

1. Купчастообразні - сильно розвинені по вертикалі хмари, але вони мають порівняно невеликі горизонтальні розміри. Такі хмари утворюються у результаті інтенсивних висхідних (конвективних) рухів повітря.

2. Хвилястообразні - шар хмар, які мають великі горизонтальні розміри та вигляд „баранчиків”, гряд або бурунів. Такі хмари утворюються внаслідок хвилювих рухів повітря в атмосфері.

3. Шарообразні – шар хмар у вигляді суцільної пелени, горизонтальні розміри яких у сотні разів перевищують їх вертикальні розміри. Такі хмари утворюються внаслідок повільних, плавних висхідних рухів повітря, наприклад, над фронтальними поверхнями, але можуть бути й внутрішньомасовими.

Згідно з міжнародною класифікацією, хмари за висотою розділяються на чотири сімейства:

- 1) сімейство хмар верхнього ярусу;
- 2) сімейство хмар середнього ярусу;
- 3) сімейство хмар нижнього ярусу;
- 4) сімейство хмар вертикального розвитку.

Хмари верхнього ярусу розташовуються на висотах від 6 км до верхньої межі тропосфери, хмари середнього ярусу - на висотах від 2 до 6 км, а хмари нижнього ярусу – від земної поверхні до висоти 2 км. Підмурівки хмар вертикального розвитку розташовуються на висоті

хмар нижнього ярусу, а верхів'я - на висоті хмар середнього або верхнього ярусів.

За своїм складом хмари розділяються на три види:

1. Водяні (крапельні) хмари, які складаються тільки з крапель. Вони можуть існувати не тільки при позитивних температурах, а й при температурах нижче нуля: у цьому випадку краплі будуть існувати у переохолодженому стані, що в атмосферних умовах є цілком нормальним.
2. Змішані хмари, які складаються із суміші переохолоджених крапель та льодових кристалів при помірних негативних температурах.
3. Льодові (кристалічні) хмари, які складаються тільки із льодових кристалів при достатньо низьких температурах.

За зовнішнім виглядом розрізняють десять основних родів хмар:

- 1) перисті – Cirrus (Ci),
- 2) перисто–купчасті – Cirrocumulus (Cc),
- 3) перисто–шаруваті – Cirrostratus (Cs),
- 4) високо–купчасті – Altcumulus (Ac),
- 5) високо шаруваті – Altostratus (As),
- 6) шарувато–дощові – Nimbostratus (Ns),
- 7) шарувато–купчасті – Stratocumulus (Sc),
- 8) шаруваті – Stratus (St),
- 9) купчасті – Cumulus (Cu),
- 10) купчасто–дощові – Cumulonimbus (Cb).

Короткі відомості про хмари всіх десяти родів зведені у табл. 8.2.

Водність хмар, які складаються із дрібних крапель, не перевищує 1 г/м^3 і найчастіше має значення $0,2 - 0,4 \text{ г/м}^3$. У центральній частині розвинених купчастих хмар значення водності дорівнює 2 г/м^3 , а в купчасто-дощових хмарах це значення може сягати $4 - 5 \text{ г/м}^3$. Для льодових хмар значення водності не перевищує $0,02 \text{ г/м}^3$. Для змішаних хмар середнє значення водності – $0,2 - 0,3 \text{ г/м}^3$.

Розрізняють хмари внутрішньомасові та фронтальні. Основними процесами, які призводять до утворення внутрішньо масових хмар, є термічна та динамічна конвекція, турбулентне перемішування, хвильові рухи. Основним процесом, що призводить до утворення фронтальних хмар, є висхідний плин теплого повітря по клину холодного.

Усі вище названі хмари утворюються на висотах від земної поверхні до 16 км, тобто у тропосфері. Але і у вищих шарах атмосфери іноді утворюються хмари.

Таблиця 8.2

Відомості про основні форми хмар

Назва	Товщина, км	Опади	Оптичні явища, просвічування світла
1. Хмари верхнього ярусу (НМ > 6 км)			
1. Перисті	Від 0,1 до декількох	Не доходять до земної поверхні	Просвічують Сонце, Місяць, зірки й небо
2. Перистокупчасті	0,2 – 0,4	Не випадають	Просвічують Сонце, Місяць, зірки й небо
3. Перистошаруваті	Від 0,1 до декількох	Не доходять до земної поверхні	Яскраве явище гало
2. Хмари середнього ярусу (2 км < НМ < 6 км)			
4. Висококупчасті	0,2 – 0,7	Не випадають	Можливе місцями просвічування Сонця й Місяця, спостерігаються вінці
5. Високошаруваті	1 - 2	Слабкі та помірні опади, влітку не доходять до землі	Можливе просвічування Сонця й Місяця як крізь матове скло
3. Хмари нижнього ярусу (НМ < 2 км)			
6. Шаруватокупчасті	0,2 – 0,8	Зазвичай не випадають	Можливе просвічування Сонця й Місяця крізь тонкі краї хмар
7. Шаруваті	0,2 – 0,8	Зазвичай не випадають, іноді мрячка, снігові зерна	Сонце та Місяць зазвичай не просвічують
8. Шарувато-дощові	До декількох	Обложні опади	Сонце та Місяць не просвічують

Назва	Товщина, км	Опади	Оптичні явища, просвічування світла
4. Хмари вертикального розвитку			
1	2	3	4
9. Купчасті	Від 0,2 до декількох	Зазвичай не випадають	Сонце просвічує по краю хмари
10. Купчасто-дощові	Від 0,2 до декількох	Зливові опади, град, крупа та ін., добре видимі смуги падіння	Сонце не просвічує

Сріблясті хмари. Ці хмари утворюються на висоті близько 82 км. За зовнішнім виглядом і тонкою ніжною структурою ці хмари нагадують перисті чи перисто-шаруваті хмари, однак відрізняються від них більшою яскравістю й характерним блакитно-білим (сріблястим) кольором. Зірки та Місяць просвічують крізь них, не втрачаючи яскравості. Сріблясті хмари спостерігаються тільки в сутінки при освітленні їх променями Сонця, яке зайшло за обрій на $5 - 18^\circ$. Найсприятливіші умови видимості сріблястих хмар виникають влітку на широтах $55 - 60^\circ$. Сріблясті хмари утворюються під інверсійним шаром у результаті переносу водяної пари із нижніх шарів атмосфери. Складаються вони з льодових кристалів.

Перламутрові хмари. Ці хмари утворюються на висотах 22 - 30 км. Спостерігати їх можливо у сутінках, здається вони ніби світяться на тлі темного небосхилу. За формою вони нагадують сочевицеподібні хмари. Перламутрові хмари мають яскраве райдужне забарвлення, що нагадує перламутр. Найяскравішим колір цих хмар буває безпосередньо перед заходом Сонця і відразу ж після сходу. Пояснюється це дифракцією світла на частинках хмари. З цього факту зроблено висновок, що перламутрові хмари складаються із переохолоджених крапель. Товщина цих хмар – 2 - 3 км. З'являються перламутрові хмари дуже рідко.

Ступінь покриття небосхилу хмарами називають хмарністю. Хмарність виражається у десятих долях покриття небосхилу (0 – 10). Для служби погоди існує особливий код хмарності, де всі ступені покриття неба переводяться у рубрики від 0 до 8, а цифрою 9 позначають умови, коли хмарність не можна побачити через темряву, туман, пилову бурю та ін. Хмарність має велике значення для обороту

тепла на Землі. Вона відбиває пряму сонячну радіацію і тому зменшує її приплив до земної поверхні. Також вона збільшує розсіяння радіації, зменшує ефективне випромінювання, змінює умови освітлення. У середньому поверхня Земної кулі взагалі вкрита хмарами більш ніж на половину.

9. Опади

Атмосферними опадами називають краплі води та кристали льоду, що випадають із атмосфери на земну поверхню. Розрізняють наступні види опадів:

Тверді опади

Сніг – льодові або снігові кристали (сніжинки), які часто мають форму зірочок або пластівців. Останні утворюються із декількох зірочок, що злиплись між собою.

Снігова крупа - непрозорі сферичні снігоподібні крупинки білого або матово-білого кольору, діаметр яких від 2 до 5 мм.

Снігові зерна – непрозорі матово-білі частинки або крупинки, діаметр яких менше 1 мм.

Льодова крупа – льодові прозорі крупинки, у центрі яких є непрозоре ядро. Діаметр крупинок до 3 мм.

Льодовий дощ – тверді прозорі льодові кульки розміром від 1 до 3 мм.

Град – шматочки льоду різноманітних форм та розмірів, що складаються із непрозорого ядра, яке оточено декількома прозорими та непрозорими льодовими оболонками. Найчастіше розмір градин складає 1 - 3 см, але іноді може перевищувати 10 см і більше.

Рідкі опади

Дощ – краплі діаметром від 0,5 до 7 мм.

Мрячка – краплі діаметром 0,05 – 0,5 мм, що знаходяться у виваженому стані; таким чином, їх падіння майже непомітно.

Змішані опади

Мокрий сніг – сніг, що тоне, або суміш снігу з дощем.

За фізичними умовами утворення та за характером випадіння розрізняють опади обложні, зливові та мрячні.

Обложні опади зазвичай випадають із системи фронтальних шарувато-дощових і високошаруватих хмар, а іноді й із шарувато-купчастих хмар. Вони характеризуються помірною інтенсивністю, яка мало змінюється у часі. Такі опади охоплюють одночасно великі площі і можуть безперервно або з короткими перервами випадати протягом годин і навіть десятків годин.

Зливові опади випадають із купчасто-дощових хмар. Вони характеризуються несподіваністю початку та кінця випадіння, різкими коливаннями інтенсивності та порівняно невеликою тривалістю.

Зазвичай вони охоплюють невелику площу. Влітку так випадає крупно крапельний дощ, іноді з градом. Літні зливові опади часто супроводжують грозу. Взимку зливовим буває рясний снігопад, який складається із великих пластівців снігу. У перехідні пори року може спостерігатися злинове випадіння снігової або льодової крупи одночасно зі снігом чи дощем. Зливові опади часто характеризуються великою інтенсивністю, але можуть бути й мало інтенсивними, наприклад складатися із невеликої кількості крупних крапель, що випадають із окремої купчасто-дощової хмари.

Мрячні опади випадають із шаруватих і іноді із шарувато-купчастих хмар у вигляді мрячки, найдрібніших сніжинок або снігових зерен. Інтенсивність мрячних опадів дуже низька.

За синоптичними умовами утворення розрізняють опади внутрішньомасові та фронтальні.

Внутрішньомасові опади утворюються усередині однорідних повітряних мас. Для сталої теплової повітряної маси характерними є опади у вигляді мрячки із шаруватих хмар або у вигляді слабого обложного дощу із щільних шарувато-купчастих хмар. У нестійкій холодній повітряній масі випадають зливові опади.

Фронтальні опади пов'язані з проходженням фронтів. Для теплового фронту типовими є обложні опади, для холодного – зливові, але при проходженні холодного фронту першого роду опади, які спочатку мали зливовий характер, переходять в обложні.

Кількість опадів виражається висотою шару води у міліметрах, що утворився у результаті випадіння опадів на горизонтальну поверхню за відсутністю випаровування, просочування та стоку.

Однією із важливіших характеристик опадів є їх інтенсивність, тобто кількість опадів у міліметрах, що випадають за одну хвилину. За інтенсивністю опади бувають слабкі, помірні та сильні.

Найменшу інтенсивність мають мрячні опади, найбільшу – зливові.

Опади, інтенсивність яких перевищує 1 мм/хвил, називають зливами. Найчастіше спостерігаються зливи з інтенсивністю 1 – 2 мм/хвил. В окремих випадках їх інтенсивність сягає більш ніж 20 мм/хвил.

10. Кліматоутворення

Трьома основними кліматоутворюючими процесами є теплообіг, вологообіг та загальна циркуляція атмосфери. Всі ці три процеси взаємно пов'язані. Режим кожного елемента клімату є результатом взаємодії усіх трьох кліматоутворюючих процесів.

Кліматоутворюючі процеси розгортаються в конкретних географічних умовах земної кулі. Географічні умови впливають на всі

три процеси. У низьких і високих широтах, над суходолом та над морем, над рівниною та над гірськими областями кліматоутворюючі процеси проходять по-різному, тобто мають свою географічну специфіку. Тому й характеристики клімату та їх розподіл залежать від тих же географічних факторів клімату.

Основними географічними факторами клімату є: географічна широта, висота над рівнем моря, розподіл суходолу та води на поверхні земної кулі, орографія поверхні суходолу, океанічні течії, рослинний, сніговий та льодовий покрив. Особливу роль відіграє діяльність людського суспільства, яка також впливає на кліматоутворюючі процеси, а тому й на клімат.

Першим і дуже важливим географічним фактором клімату є географічна широта. Сонячна радіація надходить до верхньої межі атмосфери у суворій відповідності з географічною широтою, яка визначає полуденну висоту Сонця та тривалість опромінення у дану пору року. Радіація, яка поглинається земною поверхнею, розподіляється значно складніше, через те що залежить і від хмарності, і від альbedo земної поверхні, і від ступеню прозорості повітря. Але ж певна зональність присутня і в її розподілі. Це є причиною часткової зональності в розподілі температури повітря, хоча цей розподіл залежить не тільки від кількості поглинутої радіації, а й від циркуляційних умов. Але ж і у загальній циркуляції атмосфери є певна зональність, яка, в свою чергу, залежить від зональності в розподілі температури. Зональність в розподілі температури спричинює зональність інших елементів клімату; зональність не повну, а таку, що визначає розподіл цих елементів по поверхні земної кулі. Навіть такий кінематичний фактор загальної циркуляції атмосфери, як параметр Коріоліса - $2\omega \sin\varphi$, також залежить від географічної широти. Вплив географічної широти на розподіл метеорологічних елементів стає помітнішим зі зростанням висоти, коли зменшується вплив інших факторів клімату, пов'язаних з земною поверхнею. Як наслідок клімат високих шарів повітря має краще виражену зональність, ніж клімат біля земної поверхні.

Висота над рівнем моря також є важливим географічним фактором клімату. Атмосферний тиск зі зростанням висоти зменшується, сонячна радіація зростає, ефективне випромінювання також зростає, температура у більшості випадків зменшується, амплітуда її добового ходу також зменшується, крім того, зменшується вологість повітря, а вітер досить складно змінюється за швидкістю та за напрямком. Такі зміни відбуваються у вільній атмосфері. Але з більшими чи меншими збуреннями (пов'язаними із близькістю земної поверхні) ці зміни відбуваються і у горах. У результаті створюється

висотна кліматична зональність. У горах намічаються і характерні зміни з висотою хмарності та кількості опадів. Оподи спочатку зростають у горах з висотою, а починаючи з певного рівня зменшуються. Явище висотної кліматичної зональності полягає в тому, що зі зростанням висоти у горах зміна метеорологічних елементів викликає швидку зміну усього комплексу кліматичних умов.

У горах створюються розташовані одна над одною кліматичні зони (або пояси) з відповідними змінами рослинності. Ця зміна вертикальних кліматичних зон нагадує зміну кліматичних зон в широтному напрямку, але для змін, які в горизонтальному напрямку відбуваються на протязі тисяч кілометрів, у горах потрібна зміна висоти на декілька кілометрів. Типи рослинності у горах змінюються у наступному порядку. Спочатку розташовані листяні ліси (у сухих кліматах вони починаються не від підніжжя гір, а з певної висоти, на якій температура зменшується, а оподи зростають настільки, наскільки це потрібно для зростання деревної рослинності). Далі розташовані хвойні ліси, чагарники, альпійська рослинність із трав та сланких чагарників; далі за сніговою лінією розташована зона постійного снігу та льоду. При цьому при зміні вертикальних кліматичних зон зберігаються загальні закономірності клімату, який властивий для тієї широтної зони, де розташована дана гірська система.

Розподіл суходолу та моря є дуже ефективним фактором клімату (розподіл на морський та континентальний клімат). Зональність таких кліматичних характеристик, як температура, оподи та ін., виявляється порушеною або перекритою впливом нерівномірного розташування суходолу та моря на поверхні земної кулі. У південній півкулі, де океанічна поверхня переважає, зональність у розподілі температури, тиску, вітру виражена краще, ніж у північній півкулі. Центри дії атмосфери на багаторічних середніх картах тиску виявляють очевидний зв'язок із розподілом суходолу та моря: субтропічні зони високого тиску розриваються над більш теплими материками влітку; над материками в помірних широтах яскраво виражена перевага високого тиску взимку і низького влітку. Це ускладнює систему атмосферної циркуляції, а тому й розподіл кліматичних умов на Землі. Розташування місця відносно берегової лінії має сильний вплив на температурний режим (а також режим вологості, хмарності, опадів), визначаючи таким чином ступінь континентальності клімату. Але ж справа не тільки у відстані до океану, а й в умовах загальної циркуляції.

Значний вплив на клімат має орографія. Крім того, що кліматичні умови в горах сильно змінюються залежно від висоти місцевості над

рівнем моря, на них також впливає висота та напрямок гірських хребтів, експозиція схилів відносно сторін світу й пануючих вітрів, ширина долин й крутизна схилів та ін. Повітряні течії можуть затримуватися й відхилятися гірськими хребтами, а фронти – деформуватися. У вузьких проходах між хребтами швидкість повітряних течій змінюється. У горах виникають місцеві системи циркуляції – гірсько-долинні вітри, льодовикові вітри. Над схилами, які по-різному експоновані, створюється різний температурний режим. Форми рельєфу впливають також і на добовий хід температури. Затримуючи перенесення мас холодного або теплого повітря, гори створюють більш-менш різкі поділи у розподіл температури у великому географічному масштабі. У зв'язку з перетіканням повітряних течій через хребти на навітряних схилах гір спостерігається збільшення хмарності та опадів. На підвітряних схилах, навпаки, створюються фьонові процеси з підвищенням температури й зменшенням вологості та хмарності. Над нагрітими схилами гір також збільшується конвекція і, як наслідок, хмароутворення. Над горами виникають хвильові збурення повітряних течій та особливі форми хмар.

Океанічні течії створюють особливо різкі відмінності у температурному режимі поверхні моря і таким чином впливають на розподіл температури повітря та на атмосферну циркуляцію. Сталість океанічних течій призводить до того, що їх вплив на атмосферу має кліматичне значення. Карти ізонамал температури яскраво демонструють отеплювальний вплив Гольфстріму на клімат східної частини північного Атлантичного океану та Західної Європи. Холодні океанічні течії також виявляються на кліматичних картах температури повітря відповідними збуреннями в конфігурації ізотерм – язиками холоду, спрямованими до низьких широт. Над районами холодних океанічних течій збільшується повторюваність туманів; це найбільш яскраво виявляється біля о. Ньюфаундленд, де повітря може переходити з теплих вод Гольфстріму на холодні води Лабрадорської течії. Над холодними водами у пасатній зоні ліквідується конвекція та значно зменшується хмарність. Це в свою чергу і є чинником, що підтримує існування так званих узбережних пустель.

Рослинний покрив (достатньо густий) зменшує добову амплітуду температури ґрунту й знижує його середню температуру. Внаслідок цього зменшується й добова амплітуда температури повітря. Більш значний, своєрідний та складний вплив на клімат має такий тип рослинного покриву, як ліс. Вважається, що ліс може навіть збільшувати кількість опадів над собою, за рахунок зростання шорсткості поверхні, над якою тече повітря. Але вплив рослинного

покриву має здебільшого мікрокліматичне значення, розповсюджуючись переважно на приземний шар повітря і змінюючись на невеликих просторах.

Сніговий покрив зменшує втрату тепла ґрунтом і коливання його температури. Але сама поверхня снігового покриву сильно відбиває сонячну радіацію вдень та сильно охолоджується випромінюванням вночі; тому вона охолоджує й повітря, що знаходиться над нею. Навесні на танення снігового покриву витрачається велика кількість тепла, що береться із атмосфери. Таким чином, температура повітря над сніговим покривом, що тоне, залишається близькою до нуля. Над сніговим покривом часто спостерігаються сильні інверсії, які взимку пов'язані з радіаційним охолодженням, а навесні – із таненням снігу. Над постійним сніговим покривом полярних областей навіть влітку часто спостерігаються інверсії та ізотермі. Танення снігового покриву збагачує ґрунт вологою та має таким чином велике значення для кліматичного режиму теплого періоду року. Велике альbedo снігового покриву призводить до посилення розсіяної радіації, а тому збільшує сумарну радіацію та освітленість.

Діяльність людини, суворо кажучи, не відноситься до географічних чинників клімату. Людина впливає на клімат тільки через господарську діяльність суспільства. Протягом тисячоліть люди займались господарською діяльністю, зважаючи увагу на кліматичні умови, але не враховували, позитивно чи негативно вона впливає на клімат. Але ж вплив господарської діяльності виявився переважно негативним.

11. Мікроклімат

Під словом „мікроклімат” розуміють місцеві особливості клімату, які суттєво змінюються вже на невеликих відстанях. У одному й тому ж географічному районі з одним спільним типом клімату спостерігаються різноманітні варіанти мікроклімату над близькими ділянками земної поверхні, які відрізняються одна від одної за будовою та властивостями. Мікрокліматичні відмінності залежать від дрібномасштабних відмінностей в будові та властивостях підстеляючої поверхні. Вони слабкі порівняно з тими особливостями клімату, які створюються під впливом інших крупномасштабних географічних факторів. Важливу роль для мікроклімату відіграють експозиція підстеляючої поверхні відносно сторін світу, нерівності мікрорельєфу, більший чи менший ступінь вологості ґрунту, особливості рослинного покриву та інше. У певній мірі мікроклімат ототожнюється з кліматом приземного шару повітря.

Мікрокліматичні дослідження проводять шляхом організації щільної мережі спостережень на невеликих відстанях, хоча й на короткі проміжки часу.

Мікроклімат пересіченої місцевості. Головну роль в мікрокліматі пересіченої місцевості відіграє експозиція, тобто орієнтація схилів відносно сторін світу, а також форми рельєфу. Інтенсивність як прямої, так і розсіяної радіації на орієнтованих по-різному схилах суттєво відрізняються. Тому й прогріваються схили різної експозиції по-різному, це в свою чергу визначає температурний режим повітря, впливає на характер рослинності, терміни зацвітання та інше. Різниця температур на південних та північних схилах пагорбів у ясну погоду вдень можуть сягати декількох градусів. У похмуру погоду ці відмінності більш-менш згладжуються. Коливання температури в угнутих місцях рельєфу (низинах, улоговинах) більші, ніж на випуклих (верхів'я пагорбів); денні температури збільшуються, а нічні зменшуються. Особливо великі відмінності в мінімальних температурах; для максимальних температур відмінності дещо менші. Зі збільшенням добової амплітуди температури в низьких місцях зростає в середньому на декілька відсотків й добова амплітуда відносної вологості, збільшується повторюваність роси, інею, приземних туманів. Повітря обтікає перепону, тому перед пагорбом та на його бокових схилах швидкість вітру збільшується; за пагорбом, навпаки, зменшується. Вітри, що дмуть уздовж долини річки, підсилюються, а ті, що дмуть впоперек долини річки – послаблюються. На навітряних схилах і поблизу верхів'я височини опади зменшуються, на підвітряних схилах - збільшуються. Через вітер рельєф місцевості впливає на розподіл снігового покриву. На верхів'ях пагорбів і, частково, на навітряних схилах покрив менший, у низовинах же утворюються великі замети. Танення снігу навесні швидше відбувається на верхів'ях пагорбів і на південних схилах, де приплив сонячної радіації збільшений.

Мікроклімат лісу. Під пологом лісу створюється свій мікроклімат, який суттєво відрізняється від умов на оточуючій відкритій місцевості. Крони лісу послабляють сонячну радіацію. У густому лісі вся або майже вся радіація буде розсіяною, а її інтенсивність невеликою. Відповідно зменшується і освітленість під пологом лісу. Максимальна температура вдень спостерігається безпосередньо над кронами лісу, до того ж тут вона значно вища за температуру на тому ж рівні над відкритою місцевістю. У середині лісу вдень влітку температура значно нижча, ніж над кронами. Вночі ж крони сильно охолоджуються випромінюванням і тому максимальні температури спостерігаються в цей час на висоті 1 - 2 м над ними. Мінімум

температури спостерігається не на рівні крон, а усередині лісу. Радіаційний і тепловий режим у лісі залежить від віку та щільності лісу, від породи дерев. Середня річна температура в лісі дещо менша, ніж у полі.

Річні амплітуди температури у лісі трохи зменшені. Відносна вологість у лісі підвищена порівняно з полем на 1 - 10 %. Над кронами швидкість вітру більша, ніж на тій самій висоті над відкритою місцевістю. Усередині швидкість вітру зменшується з віддаленням від узлісся. У вертикальному напрямку швидкість вітру особливо сильно зменшується в межах крон. Під кронами вітер рівномірно слабкий, а у межах нижнього шару швидкість вітру зменшується до нуля. Ліс випаровує воду, яку отримує через коріння дерев з достатньої глибини; тому верхній шар ґрунту у лісі більш вологий, ніж у полі. Сніговий покрив у лісі розподілений більш рівномірно, ніж на відкритій місцевості; щільність його у лісі менша, через послаблення вітру. Танення снігу в лісі відбувається повільніше, ніж на відкритій місцевості, а ґрунт під високим та пухким сніговим покривом промерзає на меншу глибину, ніж у полі.

Мікроклімат великого міста. Велике місто, особливо із розвиненою промисловістю, забруднює атмосферу над собою, збільшує її мутність, таким чином зменшуючи приплив сонячної радіації. Це зменшення підсилюється також щільною забудовою на вузьких вулицях. Внаслідок тієї ж завіси диму та пилу на території міста зменшене ефективне випромінювання, а тому й охолодження вночі. З іншого боку, у місті до розсіяної радіації приєднується радіація, що відбита стінами та бруківками. Дахи та стіни будинків, бруківка та ін., поглинаючи радіацію, на протязі дня нагріваються більше, ніж ґрунт та трава, і віддають тепло повітрю, особливо ввечері. Тому середні температури повітря у містах більші, ніж над відкритою місцевістю (на 0,5 - 1°C). Особливо місто підвищує мінімальні температури. Через те, що територія міста нагріта більше, ніж оточуюча місцевість, у теплий період року над містом посилюється конвекція та розвиваються купчасті хмари, це також зменшує кількість годин сонячного сяйва та кількість ясних днів. Вірогідно й збільшення конвективних опадів над великими містами. Система вулиць та площ міста призводить до змін напрямку вітру в місті. Вітер переважно спрямований вздовж вулиць. Взагалі швидкість вітру в місті зменшується, але на вузьких вулицях вітер підсилюється, на вулицях та перехрестях легко виникають пилові бурі та поземки.

12. Класифікація кліматів

Кліматоутворюючі процеси Землі, що діють у різних географічних обставинах, створюють найрізноманітніші кліматичні умови. Однак

розподіл окремих характеристик клімату, таких, як середня температура повітря, суми опадів та ін., має певні географічні закономірності: залежність від широти, континентальності розташування, орографії і т. ін. Очевидно, що й типи клімату, тобто сполучення цих характеристик у певних інтервалах їх значень, також повинні розподілятися по земній кулі не хаотично, а упорядковано, залежно від тих самих чинників.

Особливо розповсюджена класифікація кліматів земної кулі, запропонована Кеппеном. Кеппен відрізняє типи клімату за температурним режимом і ступенем зволоження. Пояс вологого тропічного клімату А (рис. 12.1) розташований по обидва боки від екватору. Af – клімат вологих тропічних лісів, Aw – клімат саван. По обидва боки від тропічного поясу розташовуються два пояси сухого клімату В. Розділяються на два типи: BS – клімат степів і BW – клімат пустель. За сухими поясами йдуть два пояси з помірно-теплим кліматом С, без регулярного снігового покриву. Розділяють три типи: Cb – помірно-теплий з сухою зимою; Cs – помірно-теплий з сухим літом (середземноморський); Cb – помірно-теплий з рівномірним зволоженням. Далі над материками північної півкулі розташовується пояс помірно-холодного клімату D зі стійким сніговим покривом взимку. Це клімат лісової зони. У ньому розрізняють два типи: Dw - з сухою зимою та Df – з рівномірним зволоженням. Нарешті, йдуть дві області полярного клімату Е. Розрізняють два типи клімату: ET – клімат тундри та EF – клімат постійного морозу. До цього ж типу полярного клімату Кеппен відносить й клімат високогірних районів у середніх і низьких широтах.

Б.П. Алісов запропонував виділяти кліматичні зони та області залежно від умов загальної циркуляції атмосфери. Сім основних кліматичних зон – екваторіальну, дві тропічні, дві помірні та дві полярні (по одній у кожній півкулі) – він виділяє, як такі зони, де Кліматоутворення протягом усього року відбувається під переважним впливом повітряних мас тільки одного типу: екваторіального, тропічного, помірного (полярного) та арктичного (у південній півкулі антарктичного) повітря. Між ними він розрізняє шість перехідних зон. По три у кожній півкулі, які характеризуються зміною переважаючих повітряних мас. Це дві зони тропічних (екваторіальних) мусонів, у яких влітку переважає екваторіальне, а взимку тропічне повітря; дві субтропічні зони, в яких влітку переважає тропічне, а взимку полярне повітря; зони субарктична та субантарктична, у яких влітку переважає

На територію України взимку розповсюджуються також і континентальні повітряні маси, які формуються над рівнинами Євразії. Найбільш характерним синоптичним процесом при цьому є утворення стаціонарного антициклону над південним сходом європейської частини Росії або західним Казахстаном з відрогом, спрямованим на Україну. Це часто супроводжується посиленням баричної депресії над Чорним морем і зумовлює сильні східні та південно-східні вітри над Лівобережною Україною, різкі похолодання, хуртовини, поземки. При подальшому розповсюдженні відрога до заходу по його західній периферії здійснюється винесення теплих повітряних мас із південних районів, і характер погодних процесів різко змінюється (тумани, мрячка, ожеледь, підвищення температури, низька хмарність).

При переміщенні на територію України континентальних повітряних мас азіатського походження морозні періоди бувають тривалими, середні місячні температури особливо низькими, хоча абсолютні мінімуми зазвичай спостерігаються при розповсюдженні холодних континентальних повітряних мас та їх подальшому радіаційному охолодженні у малорухливих антициклонах під сніговим покривом.

Початок зими пов'язаний із стійким переходом середньої добової температури повітря через 0°C , тобто коли температура стає негативною. У цей час відбуваються систематичні вторгнення холодних повітряних мас, з'являється перший сніговий покрив (він не буває стійким), інтенсивно знижується температура повітря. На території України ці процеси відбуваються у листопаді. Зима поступово просувається з північного сходу на південний захід. Вплив теплих морів затримує початок зими на узбережжях.

Тривалість зими на Україні коливається у досить широких межах, у значній мірі це пояснюється впливом фізико-географічних особливостей окремих районів. Найкоротша зима спостерігається на крайньому півдні та південному заході України завдяки впливу морських повітряних мас Атлантики та Середземного моря. Північно-східні райони України відчувають вплив охолодженого материку і тому тривалість зими тут збільшується вдвічі.

Навесні відбувається поступовий перехід атмосферних процесів від зимових до літніх. У першій половині весняного сезону атмосферні процеси подібні до зимових, тому погодні умови характеризуються різноманітністю та мінливістю. Потепління змінюються різкими похолоданнями, бездождова суха погода – дощовою. Послаблюються північно-східні та східні впливи, посилюється роль західних вторгнень, збільшується значення радіаційного чинника та вплив ландшафтної структури території. Південні та південно-західні циклони виходять на

Україну через те, що над Середземним морем ще зберігається планетарна висотна фронтальна зона. Установлюються потужні виноси теплих повітряних мас з півдня, це і вважається основною прикметою початку весни.

Початок весни умовно визначається датою переходу середньої добової температури повітря через 0°C . Це кінець холодного та початок теплого періоду. Середня добова температура повітря стає позитивною, руйнується стійкий сніговий покрив, відтає ґрунт. Температура повітря в окремі дні може опускатися нижче 0°C , але це відбувається на тлі стійких позитивних температур.

Характер розвитку весни, особливо погодних процесів, характеризується нестійкістю та великою мінливістю.

У природі спостерігається швидка реакція на настання весни. Відбувається танення снігу, відтавання ґрунту, його прогрівання, початок вегетації деревинної рослинності, прилітають птахи (жайворонки, шпаки), початок поновлення вегетації озимих, скресання рік озер, нова хвиля прильоту птахів.

На початку весни на танення снігу витрачається багато тепла. Сходження снігового покриву різко змінює радіаційні властивості діяльної поверхні, внаслідок чого відбувається інтенсивне прогрівання прилеглих шарів повітря та швидке підвищення температури. Тому можна вважати, що теплий період починається з переходом середньої добової температури повітря через 5°C .

Наприкінці квітня починається розпал весни та друга половина її розвитку. Атмосферні процеси більш подібні до літнього типу, змінюється знак температурного поля між материком та океаном. Продовжує збільшуватися надходження сонячної радіації до земної поверхні, зменшується хмарність, зростає тривалість сонячного сяйва. Радіаційний чинник кліматоутворення стає головним.

Закінченням весни вважається перехід середньої добової температури повітря через 15°C . В основному на території України весна закінчується у травні.

Наприкінці весни інтенсивно розвивається рослинність, розквітають багато дерев, чагарників, садових культур.

Порівнянні з іншими сезонами весна – найкоротший сезон. У рівнинній західній частині України вона триває 70 – 90 діб. До сходу весняний період зменшується і у східних районах Полісся та лісостепу весна триває 55 – 60 діб. Охолоджуючий вплив Чорного моря затягує весну на узбережжі – тут вона триває 70 діб і більше, у той час як на півдні степової зони – 60 – 65 діб. Найкоротша весна (50 діб) спостерігається у східних районах степової зони, де підвищення температури зазвичай відбувається швидко.

Влітку спостерігається найбільша висота сонця над обрієм, найдовша тривалість дня, найбільша за рік кількість сонячної радіації, що забезпечує інтенсивне прогрівання земної поверхні та повітря. Зменшуються контрасти температур між північними та південними широтами, між материком та океаном. Внаслідок цього послаблюється циркуляційна діяльність, зменшується повторюваність циклонів. У системі загальної циркуляції атмосфери переважають зональні течії, які збільшують кількість днів із зональною циркуляцією.

У цю пору року посилюється та дещо переміщується на північ Азорський антициклон. Далеко на схід розповсюджується його відріг, цей момент приймається за початок літнього сезону. Над Україною виникає смуга підвищеного тиску, це зумовлює малохмарну суху погоду та інтенсивне прогрівання земної поверхні і повітря.

Циклонічна діяльність влітку виражена слабо. Висотна фронтальна зона дещо підіймається на північ, тому західні та північно-західні циклони надходять на Україну рідко.

Внаслідок головної ролі радіаційного чинника структура літнього сезону відрізняється однорідністю, відносно спокійним характером процесів. Найбільш нестійка погода на початку літа. Середина літа характеризується найбільшою однорідністю термічного режиму. При антициклонічній погоді створюються виключно сприятливі умови для інтенсивного прогрівання повітряних мас. Спостерігаються дуже високі денні температури повітря (бувають дні з максимальними температурами до 40°C), теплі ночі, добре розвинуті грозові процеси. З середини серпня зменшується тривалість сонячного сяйва, кількість опадів, можливість гроз, знижується температура. У системі загальної циркуляції атмосфери над Україною разом з перевагою зональних течій з'являються меридіанально спрямовані процеси. У природі спостерігаються перші ознаки осені: пожовтіння окремого листя і частковий листопад, початок осінньої міграції птахів.

Таким чином, літо на Україні помірно тепле, іноді спекотне. Особливо спекотним та сухим літо буває у степовій зоні. Початком літа (кінцем весни) вважається момент переходу середньої добової температури повітря через 15°C. Відбувається це у травні. Раніше за все початок літнього сезону настає у степових районах України та на Південному березі Криму, а пізніше – у північних і північно-східних районах.

Перехід середньої добової температури повітря через 15°C у бік зниження відбувається у першій декаді вересня. Цей момент вважають кінцем літнього сезону. Відбувається він дещо швидше, ніж навесні. Але дата цього переходу залежать від фізико-географічних особливостей території, близькості до водойм, висоти місцевості.

Тривалість літнього сезону у великій мірі залежить від дати його початку. Чим раніше починається літо, тим воно більш тривале. Треба сказати, що коротке літо найчастіше буває холодним і дощовим, а тривале - сухим та спекотним.

Характер атмосферних процесів восени подібне до весняного, але спрямованість їх протилежна. Восени зменшуються суми сонячної радіації, змінюється стан земної поверхні, через деякий час установлюється негативний радіаційний баланс, послаблюється трансформація повітряних мас, змінюється характер атмосферної циркуляції, відбувається її посилення. Ймовірність зональної циркуляції все ще залишається великою, але помітно збільшується меридіональна циркуляція. Всі ці процеси відбуваються поступово. У вересні починає послаблюватися вплив Азорського антициклону, його відроги все рідше розповсюджуються з заходу на Україну. Одночасно відбувається формування Сибірського антициклону, збільшується повторюваність його відрогів, спрямованих на Україну зі сходу. У другій половині осені, внаслідок збільшення контрастів температури між суходолом та морем, посилюється повторюваність південних, західних та північно-західних циклонів. Вони приносять вологе повітря з Атлантики та Середземного моря, а у тилівій їх частині починається інтенсивне вторгнення холоду. Така перебудова синоптичних процесів, природно, призводить до нестійкості осінньої погоди, хоча вона, порівняно з весною, виражена слабкіше. Поступово зменшується тривалість дня, швидко зменшується надходження сонячної радіації, частіше спостерігаються вторгнення холодних арктичних мас, під час яких відбувається різке зниження температури до негативних значень. Наприкінці вересня можуть бути перші заморозки.

При всій мінливості осінньої погоди та загальному її погіршенні, для цього періоду характерні повернення тепла, коли установлюється тиха, тепла, сонячна та безхмарна погода, так зване „бабине літо”.

Осінь на Україні триває довше, ніж весна, але менше, ніж зима та літо. Закінчення осені на території України відбувається у листопаді та співпадає зі стійким переходом середньої добової температури повітря через 0°C.

14. Кліматичні зони України

Територія України розташована у двох кліматичних зонах – помірних широт та субтропічній, остання при цьому охоплює лише Південне узбережжя Криму.

Кліматична зона помірних широт охоплює усю рівнинну частину території країни, Українські Карпати та Кримські гори. Відокремлення кліматичної зони помірних широт у рівнинній частині та на гірських

масивах України зумовлено переважанням на протязі року повітряних мас помірних широт, які надходять сюди у системі атлантичних циклонів на протязі усього року (океанічне повітря) та у відрогах Азіатського максимуму взимку (континентальне повітря). Крім того, повітряні маси помірних широт на Україні є результатом трансформації арктичного повітря (континентального та океанічного), що вторглося у вигляді окремих ядрів високого тиску, і тропічного повітря (континентального та океанічного), що надходить у відрогах Азорського максимуму влітку, а також із Середньої Азії навесні. Залежно від інтенсивності всіх цих вторгнень, їх чергування та загального перебігу процесу трансформації, кількісні показники повітряних мас можуть сильно змінюватися. Але все ж таки тут переважають повітряні маси помірних широт.

За класифікацією Б.П. Алісова, у кліматичній зоні помірних широт на Україні розрізняють дві кліматичні області:

- 1) атлантико-континентальну, що охоплює зону змішаних лісів та лісостеп;
- 2) континентальну, що розташована у степовій зоні.

Субтропічна кліматична зона в Україні розташована тільки на Південному узбережжі Криму; вона охоплює узбережжя та південні схили Головної гряди до висоти 600 м над рівнем моря. Для клімату Південного узбережжя Криму характерним є сонячне засушливе та спекотне літо. Це зумовлено розповсюдженням у цей час відрога Азорського максимуму. У прибережній частині зони спека дещо зменшується під впливом регулярного денного морського бризу, який виносить на суходіл морське повітря, температура якого нижче, а вологість вище, ніж на суходолі. Зима на Південному узбережжі Криму м'яка та волога, завдяки частим переміщенням циклонів на полярному фронті.

БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК

1. Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии. – Л.: Гидрометеоздат, 1952. – 487 с.
2. Алисов Б.П., Полтораус Б.В. Климатология. - М.: Изд-во МГУ, 1962. – 228 с.
3. Бучинский И.Е. Климат Украины. – Л.: Гидрометеоздат, 1960. – 130 с.
4. Городецкий О.А., Гуральник И.И., Ларин В.В. Метеорология, методы и технические средства наблюдений. – Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 333 с.
5. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1959. – 259 с.
6. Хромов С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов. – Л.: Гидрометеоздат, 1964. – 500 с.

Зміст

Вступ	3
1. Атмосфера	6
2. Світловий та радіаційний режим атмосфери	22
3. Тепловий режим атмосфери	29
4. Баричне поле	37
5. Вітер	45
6. Повітряні маси та фронти	52
7. Загальна циркуляція атмосфери	54
8. Волога у атмосфері	60
9. Опади	68
10. Кліматоутворення	70
11. Мікроклімат	74
12. Класифікація кліматів	77
13. Кліматичні сезони на території України	79
14. Кліматичні зони України	84
Бібліографічний список	85