

КУРС. КЛІМАТИ ЗЕМНОЇ КУЛІ

РОЗДІЛ І. ЗАГАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ КЛІМАТИЧНИ ПРОЦЕСІВ

1. Поняття про атмосферу. Висота, межі і будова атмосфери

Атмосфера – це повітряна оболонка, яка оточує земну кулю і пов'язана з нею силою тяжіння. Вона бере участь у добовому обертанні і річному русі Землі. Повітря атмосфери – суміш газів, у якому знаходяться в завислому стані рідкі (краплинки води) і тверді частинки (пил, сажа, попіл, кристали льоду і морської солі, краплинки води, мікроорганізми, пилок рослин). Газовий склад атмосфери незмінний до висоти 100–110 км, що зумовлюється рівновагою в природі. *Об'ємні частки газів становлять: азоту (78%), кисню (21%), інертних газів – аргону (0,93%), ксенону, криптону, а також вуглекислого газу (0,03%).* Крім того, в атмосфері завжди є водяна пара.

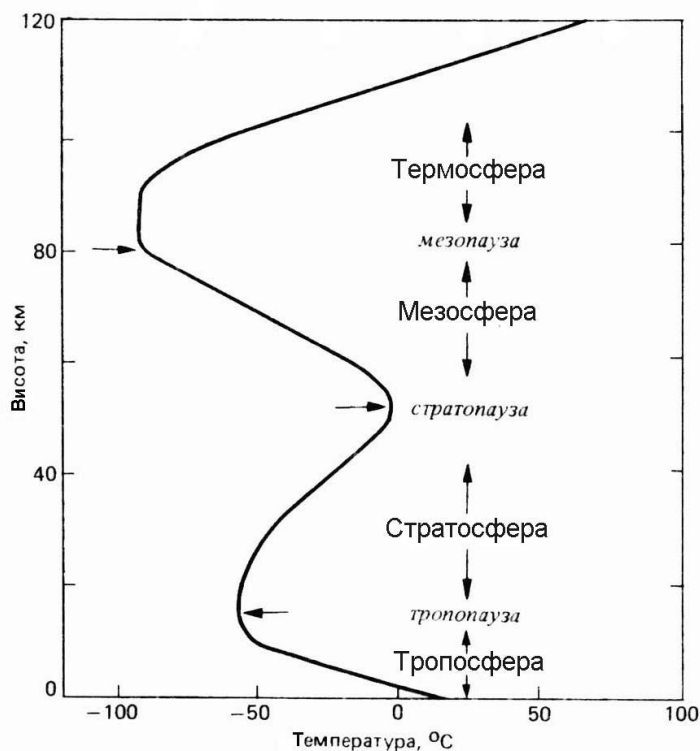
Азот виділяється з рослинних і тваринних решток при виверженні вулканів. Кисень виділяють рослини, а споживають люди й тварини. Вуглекислий газ видихають люди і тварини, а також він виділяється при спалюванні вугілля, нафти, бензину тощо. Особливо велику роль відіграє наявність в атмосфері вільного кисню. Без нього неможливе дихання, горіння, процеси окислення. Азот важливий тим, що він входить до складу білків і нуклеїнових кислот. Його сполуки забезпечують мінеральне харчування рослин. Діоксид вуглецю пропускає сонячну енергію до Землі, але затримує її теплове випромінювання, спрямоване у космічний простір.

Крім біологічних процесів, кисень, азот і вуглекислий газ активно беруть участь у хімічному вивітрюванні гірських порід. Дуже важлива роль озону O_3 , який поглинає велику частину ультрафіолетової радіації Сонця, що у великих дозах є небезпечною для живих організмів. Тверді частинки, яких особливо багато над містами, слугують **ядрами конденсації** (частинками навколо яких утворюються краплинки води).

Повітря в тонкому шарі безбарвне. На зміну кольору неба впливає інтенсивність розсіювання сонячних променів. Найбільше розсіюються короткохвильові промені – фіолетові, сині, блакитні, а найменше – червоні. Тому на великих висотах колір неба фіолетовий, а у нижній частині – голубий.

Маса атмосфери становить одну мільйонну частку від маси Землі. Половина її припадає на нижніх 5 км, 75% – на шар висотою 10 км. Отже, з підйомом вгору маса повітря, тобто атмосферний тиск, істотно зменшується.

Верхню межу атмосфери умовно проводять на висоті близько 1000 км, хоча вона простежується набагато вище – до 20 000 км, але там вона дуже розріджена. Вже на висоті близько 3000 км густина



Мал.36. Зміна середніх температур з висотою у різних шарах атмосфери

повітря наближається до густини речовини в міжпланетному просторі, який теж не є абсолютно порожнечою.

У вертикальному відношенні атмосфера неоднорідна. Через різний характер змін температури повітря з висотою, інших фізичних властивостей в атмосфері виділяють кілька сфер, що відокремлюються одна від одної перехідними шарами.

Тропосфера – найнижчий і найщільніший шар атмосфери. Його верхню межу проводять на висоті 18 км над екватором та 8–12 км – над полюсами. Температура в ній до тропопаузи знижується в середньому на $0,6^\circ$ на кожні 100 м. Для неї характерні значні горизонтальні відмінності у розподілі температури, тиску, швидкості вітру, утворенні хмар і випаданні опадів. У тропосфері відбувається інтенсивний *вертикальний рух повітря – конвекція*. Саме у цьому нижньому шарі атмосфери в основному формується погода.

Стратосфера поширюється в основному до висоти 50 км. Концентрація озону на висоті 20–25 сягає найбільших значень, утворюючи тут озоновий екран. Температура повітря в стратосфері підвищується з висотою в середньому на 1–2° на 1 км, досягаючи на верхній межі 0° і вище. Це відбувається за рахунок поглинання сонячної енергії озоном. У стратосфері майже немає водяної пари і хмар, а ураганні вітри дують зі швидкістю до 300–400 км/год.

У **мезосфері** температура знижується до –90°, відбуваються також інтенсивні вертикальні і горизонтальні переміщення повітря.

У верхніх шарах **термосфери**, де повітря дуже іонізоване, температура знову підвищується до 2000°. Тут спостерігаються полярні саява і магнітні бурі. Легкі атмосферні гази (водень, гелій, кисень) **екзосфери** (зовнішнього шару атмосфери) можуть вилітати в космічний простір.

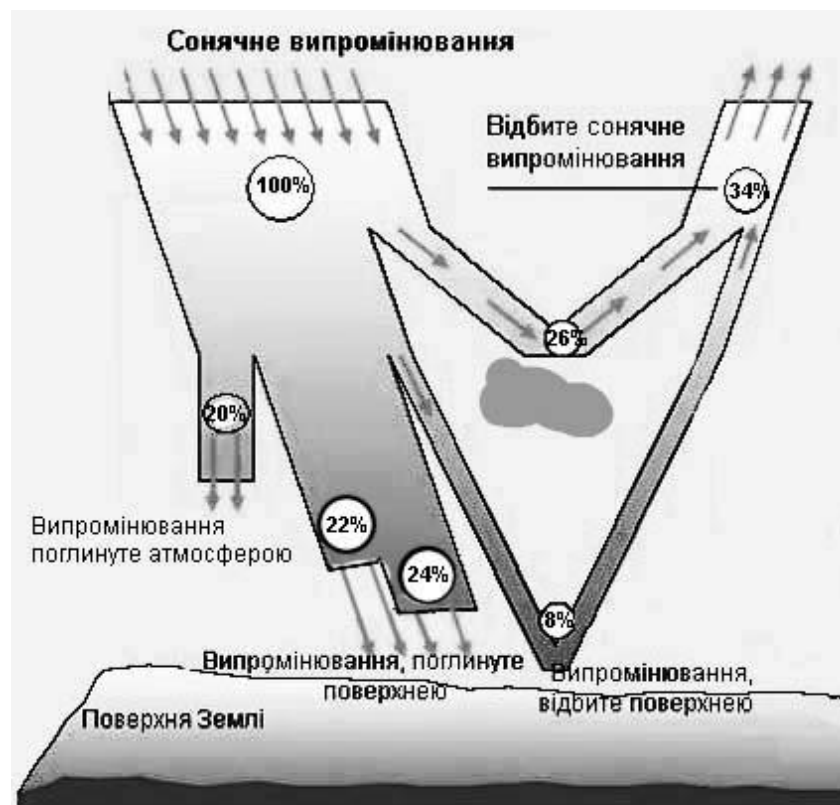
Атмосфера відіграє велику роль у житті Землі. Вона запобігає надмірному нагріванню земної поверхні вдень і охолодженню її вночі (якби атмосфери не існувало, то коливання добової температури на Землі досягало б $\pm 200^{\circ}\text{C}$), перерозподіляє вологу на Землі, захищає її поверхню від метеоритів. Вона є неодмінною умовою органічного життя на нашій планеті.

2. Сонячна радіація та її розподіл в атмосфері й на земній поверхні

Сонце випромінює величезну кількість енергії у всіх напрямках. Випромінювання Сонцем світла і тепла називають **сонячною радіацією**. Лиш маленьку частку її отримує Земля. Вона в 2,2 мільярди разів менша від загальної кількості енергії, яку випромінює Сонце. Однак за добу поверхня земної кулі дістає від нього більше тепла, ніж його могло б дати все паливо, використане людством за 1000 років при теперішній річній витраті.

Енергія переноситься до Землі через міжпланетний простір у вигляді електромагнітних хвиль різної довжини. Найбільше енергії (48%) до Землі приносять від Сонця короткі хвилі. Їх називають **видимим випромінюванням** або **світлом**. Довгі, або теплові хвилі приносять на Землю менше енергії (45%). Ще 7% енергії надходить у формі дуже коротких електромагнітних хвиль – ультрафіолетового випромінювання

Сонячна радіація, перш ніж досягти земної поверхні, проходить довгий шлях в атмосфері. Долаючи його, вона значною мірою поглинається і розсіюється повітряною оболонкою. Радіація, яка безпосередньо досягає земної поверхні у вигляді прямих променів, називається **прямою**



Мал. 58. Розподіл сонячного випромінювання

радіацією. Частина радіації, яка розсіюється в атмосфері краплинками води, твердими частинками, також потрапляє на поверхню Землі у формі **розсіяної радіації**. Сукупність прямої і розсіяної радіації, що надходить на земну поверхню, називається **сумарною сонячною радіацією**.

Атмосфера поглинає близько 20% сонячної радіації, що надходить на її верхню межу. Ще 34% її (відбита радіація) відбивається від атмосфери і поверхні Землі. Решту 46% від усієї радіації, що поступила на верхню межу атмосфери, поглинає земна поверхня (24% становить радіація, яка поступила у вигляді прямої і 22% – розсіяної). Таку радіацію називають **поглинутою**. Величину сумарної чи поглинутої радіації визначають у Дж/м² за рік. Вона показує скільки джоулів енергії отримав чи поглинув 1 м² горизонтальної земної поверхні.

Відношення інтенсивності відбитої сонячної радіації до інтенсивності всієї променистої енергії Сонця, яка надходить на верхню межу атмосфери, називають **альбедо** Землі і виражають у відсотках. Отже, альбедо нашої планети разом з її атмосферою складає в середньому 34% (26% всієї енергії відбиває атмосфера і 8% земна поверхня). Величина альбедо на різних широтах має значні відмінності, пов'язані з кольором поверхні, рослинністю, хмарністю тощо. Ділянка поверхні, вкрита свіжим снігом, відбиває 80–85% радіації, трав'яною рослинністю і піском – відповідно 26 і 30%, а водою – лише 5%.

Кількість отримуваної окремими ділянками Землі сонячної енергії залежить, насамперед, від кута падіння сонячних променів. Чим прямовисніше падають вони (тобто більша висота Сонця над горизонтом), тим більша кількість сонячної енергії потрапляє на одиницю площі.

Залежність величини сумарної радіації від кута падіння променів обумовлена двома причинами. По-перше, чим менший кут падіння сонячних променів, тим на більшу площу розподіляється даний потік світла і тим менше енергії припадає на одиницю поверхні. По-друге, чим менший кут падіння, тим довший шлях проходить промінь в атмосфері, тим більшим буде ослаблення його. Коли Сонце своїм нижнім краєм торкається лінії горизонту, сонячне проміння проходить в атмосфері шлях майже у 35 разів довший, ніж коли воно знаходиться у зеніті.

Впливає на величину сонячної радіації, яка потрапляє на земну поверхню, і прозорість атмосфери, особливо хмарність. Залежність сонячної радіації від кута падіння сонячних променів та прозорості атмосфери обумовлює зональний характер її розподілу. Відмінності у величині сумарної сонячної радіації на одній широті спричинені, в основному, хмарністю.

Кількість тепла, що надходить на земну поверхню, визначають у калоріях на одиницю площі (1 см^2) за одиницю часу (1 рік).

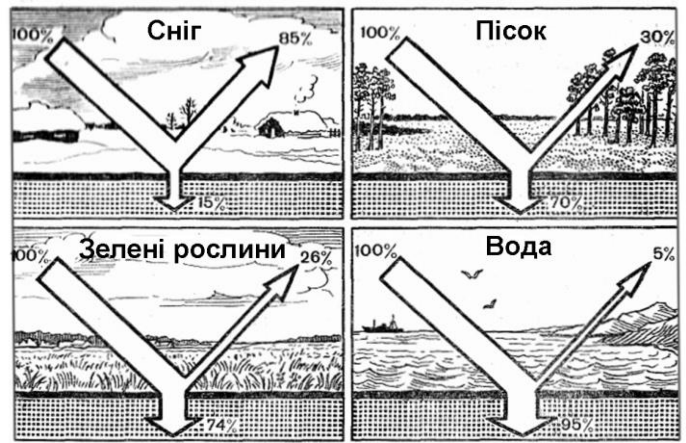
Прозоре повітря мало затримує сонячні промені. Під впливом променевої енергії сонця нагріваються верхні шари атмосфери. *Температура повітря в тропосфері визначається нагріванням її від земної поверхні.*

Поглинута сонячна радіація затрачається на процес фотосинтезу у зелених рослинах, випаровування води і нагрівання тонкого приповерхневого шару Землі. *Нагріта земна поверхня передає тепло в природне довкілля за допомогою теплопровідності, конвекції та випромінювання.*

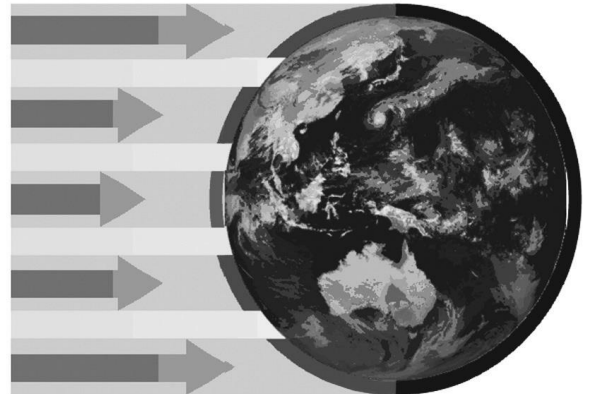
Дуже тонкий приземний шар тропосфери отримує тепло від земної поверхні способом **теплопровідності**, а тому температура його значно вища. Нагріте повітря стає легшим і підіймається вгору, а холодніше і важче його заміщує. Цей процес називається **конвекцією**. Завдяки ньому прогріваються вищі шари повітря тропосфери.

Земля, маючи температуру поверхні значно вищу абсолютного нуля, випромінює енергію у вигляді довгохвильового **теплого випромінювання**. Атмосфера, володіючи **парниковим ефектом**, затримує частину цього випромінювання, і в результаті повітря нагрівається. Суть даного ефекту полягає в здатності пропускати сонячну короткохвильову радіацію на земну поверхню, але затримувати, головним чином завдяки водяній парі і вуглекислому газу, теплове випромінювання Землі.

Отримують тепло вищі шари тропосфери також за рахунок енергії, що вивільняється при конденсації водяної пари під час утворення хмар.



Мал. 40. Частка відбитої радіації різними ділянками земної поверхні



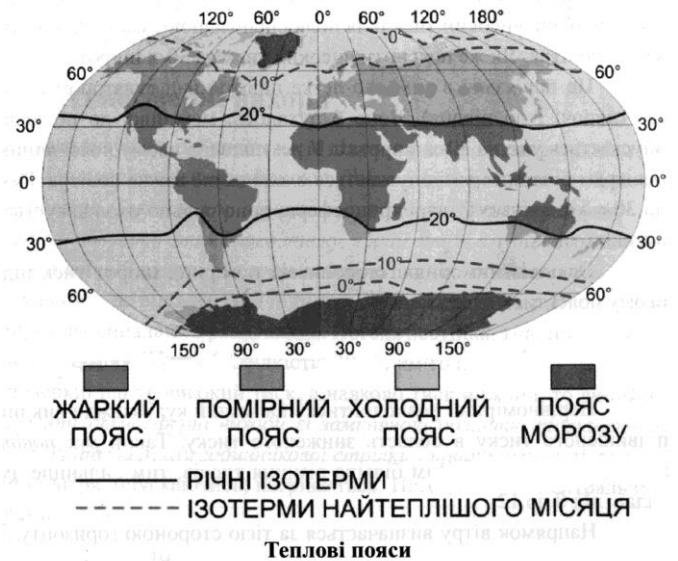
Мал.40. Площі, на які розподіляються сонячні промені на різних широтах

3. Розподіл температури повітря залежно від географічної широти місця і від висоти над рівнем океану

Сумарна радіація зменшується від екваторіально-тропічних широт до полюсів. Вона максимальна – близько 850 Дж/м^2 за рік (200 ккал/см^2 за рік) – у тропічних пустелях, де пряма сонячна радіація через велику висоту Сонця і безхмарне небо найінтенсивніша. У літнє півріччя відмінності у надходженні сумарної сонячної радіації між низькими і високими широтами згладжуються. Це відбувається за рахунок більшої тривалості освітлення Сонцем, особливо у полярних районах, де полярний день триває навіть півроку.

Хоч сумарна сонячна радіація, що надходить на земну поверхню, частково відбивається нею, однак велика її частина поглинається землею і перетворюється в теплоту. Частина сумарної радіації, що залишається після витрати її на відбивання і на теплове випромінювання земної поверхні, називається **радіаційним балансом (залишковою радіацією)**. Для більшості територій Землі радіаційний баланс має позитивні значення, закономірно зменшуючись від екватора до полюсів. У приполярних широтах, особливо у межах високих крижаних пустель Антарктиди і Гренландії радіаційний баланс від'ємний. Для Землі в цілому за рік він дорівнює практично нулю.

Від екватора до субтропиків радіаційний баланс додатний впродовж усього року. Починаючи з помірних широт, він улітку має позитивні значення, а взимку – негативні. Відповідно до розподілу залишкової радіації температура повітря розподіляється також широтними смугами, тобто зменшується від екватора до полюсів, а також відрізняється за сезонами. Середня річна температура повітря приземного шару тропосфери для всієї земної кулі становить $+14^\circ$, січнева – $+12^\circ$, липнева – $+18^\circ$. Поблизу екватора середня річна температура дорівнює $+25$ – $+26^\circ$, на півночі Євразії і Північної Америки – -10° і нижче. Найнижчі середньорічні температури виражені здебільшого біля полюсів, де виділяють пояс морозу.



Таблиця

Фактичний розподіл середньорічних температур приземного шару

Широта (град.)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Північна півкуля										
Температура($^\circ \text{C}$)	+26,7	+27,0	+25,0	+20,4	+14,0	+5,4	–0,6	–10,4	–17,2	–19,0
Південна півкуля										
Температура($^\circ \text{C}$)	+26,7	+24,7	+22,8	+18,3	+12,0	+5,3	–3,4	–13,6	–30,2	–36,5

З таблиці видно, що в південній півкулі середні річні температури повітря на усіх широтах нижчі, ніж у північній. Середня річна температура північної півкулі дорівнює $+15,2^\circ$, а південної – $+13,2^\circ$. Це насамперед пов'язано з тим, що на температуру повітря дуже впливає розподіл суші й води. Суша швидко нагрівається, але швидко й охолоджується, а вода повільніше нагрівається, зате довше зберігає тепло і повільніше віддає його повітрю. Внаслідок цього, над сушею вдень тепліше, а вночі холодніше, ніж над водною поверхнею. Також значною мірою температура повітря залежить від висоти місцевості над рівнем моря: чим вища місцевість, тим температура нижча.

Внаслідок різної інтенсивності нагрівання і охолодження поверхні Землі вдень і вночі, в теплу і холодну пори року, температура повітря змінюється протягом доби і року. Для визначення

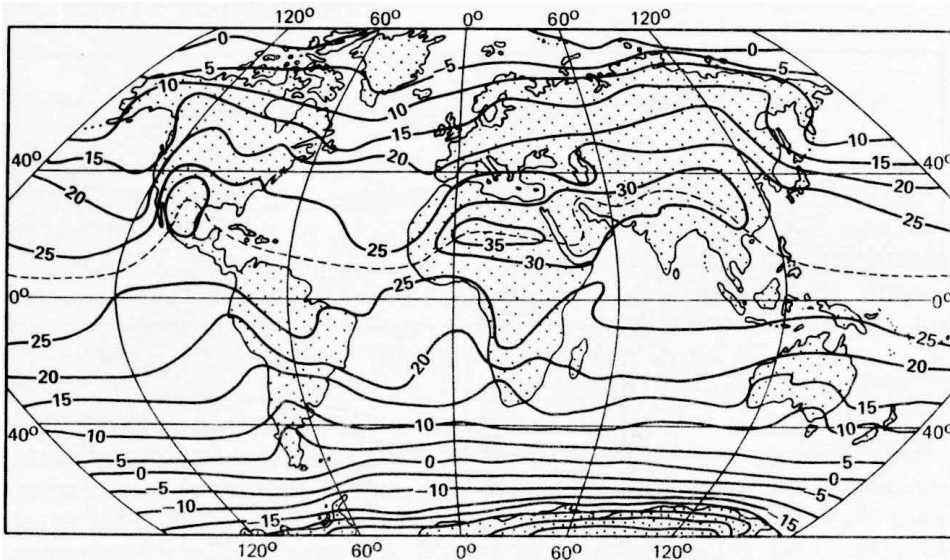
температури повітря використовують термометри. Її вимірюють 3—6 разів на добу і виводять середньодобову.

За середньодобовими температурами розраховують середньомісячні. Саме їх, здебільшого, показують на кліматичних картах **ізотермами** (лініями, які сполучають точки з однаковою температурою за певний проміжок часу). Для характеристики температур найчастіше беруть середньомісячні січні та липневі. Середні температури липня прийнято позначати на кліматичних картах ізотермами червоного, а січня – синього чи чорного кольорів.

У південній півкулі ізотерми йдуть плавно і майже в широтному напрямку. Це пояснюється відносною однорідністю підстилаючої поверхні цій частині земної кулі (переважають океани).

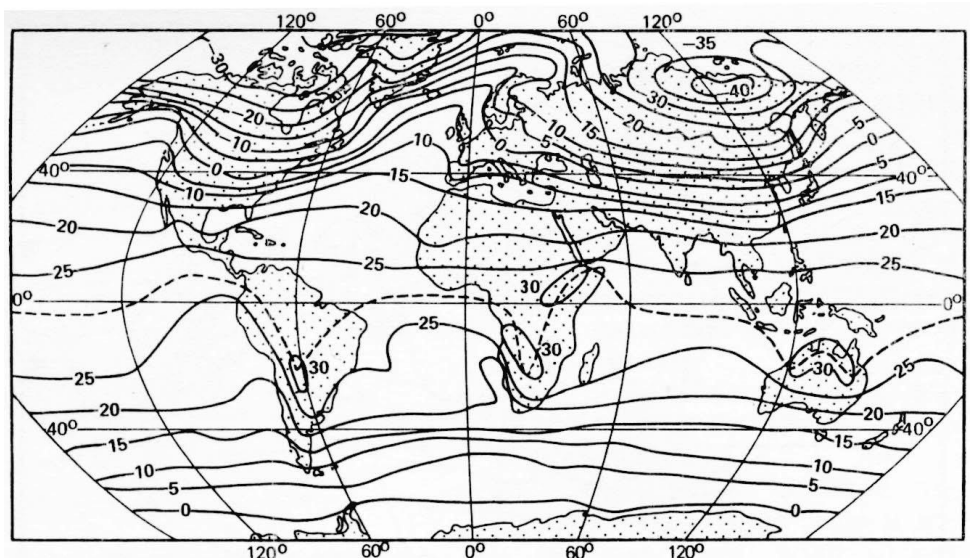
У північній півкулі на температурний режим нижнього шару тропосфери має сильний вплив розподіл материків і океанів з їх потужними течіями (Гольфстрім, Куросіо та ін.) Над поверхнею

тепліх течій відбувається нагрівання повітря. Характерні часті вторгнення холодного повітря з Арктики. Значне радіаційне вихолоджування центральних районів північних материків взимку, призводять до сильного зниження температури повітря. Тому січні ізотерми в північній півкулі над океанами викривляються на північ, а над континентами – на південь. У північно-східній частині Азії формується замкнутий осередок холоду.



Мал. 60. Розподіл середніх температур липня на Земній кулі

Середня температура повітря приземного шару в північній півкулі у січні (взимку) $+8^{\circ}$, в липні (влітку) $+22^{\circ}$; в південній – в липні (взимку) $+10^{\circ}$, в січні (влітку) $+17^{\circ}$. Термічний екватор, під яким розуміють паралель з найвищою середньою температурою повітря, у січні збігається з географічним екватором (середня температура близько 26°), у липні зміщується на $20\text{--}25^{\circ}$ пн. ш. (середня температура близько 28°).



Мал. 59. Розподіл середніх температур січня на Земній кулі

Середньорічний термічний екватор лежить на 10° пн. ш. Такий розподіл температур пояснюється тим, що в північній півкулі площа поверхні суші значно більша, ніж у південній, а також значним впливом Антарктиди на температури повітря у південній півкулі.

Найвищі температури повітря на Землі за увесь період спостережень людиною зафіксовані в тропічних пустелях (на півночі Африки, біля Триполі, зареєстрована температура $+58,1^{\circ}$). Найнижчі температури приземного шару повітря ($-89,2^{\circ}$) відзначені в Антарктиді, а в північній півкулі – у Східному Сибіру в селищі Ойм'якон (-71°). Екстремальні температури, які були зафіксовані біля найбільших міст прийнято також записувати на кліматичній карті біля значка населеного пункту.

4. Тиск атмосфери і його вимірювання. Вітри та їхнє походження. Загальна циркуляція атмосфери. Пасати та інші постійні вітри

Повітря, що оточує Землю, має масу, а тому спричиняє тиск на земну поверхню. 1 л повітря на рівні моря важить 1,333 г. Отже, на кожний квадратний сантиметр земної поверхні атмосфера тисне із силою 1,333 кг. Цей середній тиск повітря на рівні моря відповідає вазі ртутного стовпчика заввишки 760 мм з перетином 1 см². Його приймають за **нормальний**. Зараз тиск повітря частіше вимірюють також у гектопаскалях (гПа). 1 мм ртутного стовпчика тиску становить 1,333 гПа. Отже, щоб перевести міліметри у гектопаскалі, треба міліметри тиску помножити на 1,333. Нормальний тиск повітря у гектопаскалях становить 1013 гПа.

Величина тиску змінюється залежно від температури повітря і висоти над рівнем моря. Оскільки при нагріванні повітря розширюється, а при охолодженні стискується, то тепле повітря легше (спричиняє менший тиск), ніж холодне. З підняттям угору повітря тиск зменшується в основному через те, що менша висота стовпчика його припадає на одиницю площі. Тому у високих горах тиск значно менший, ніж на рівні моря. **Вертикальний відрізок, через який атмосферний тиск зменшується на одиницю, називається баричним ступенем.** У нижніх шарах атмосфери біля поверхні тиск зменшується приблизно на 10 мм на кожні 100 м підняття.

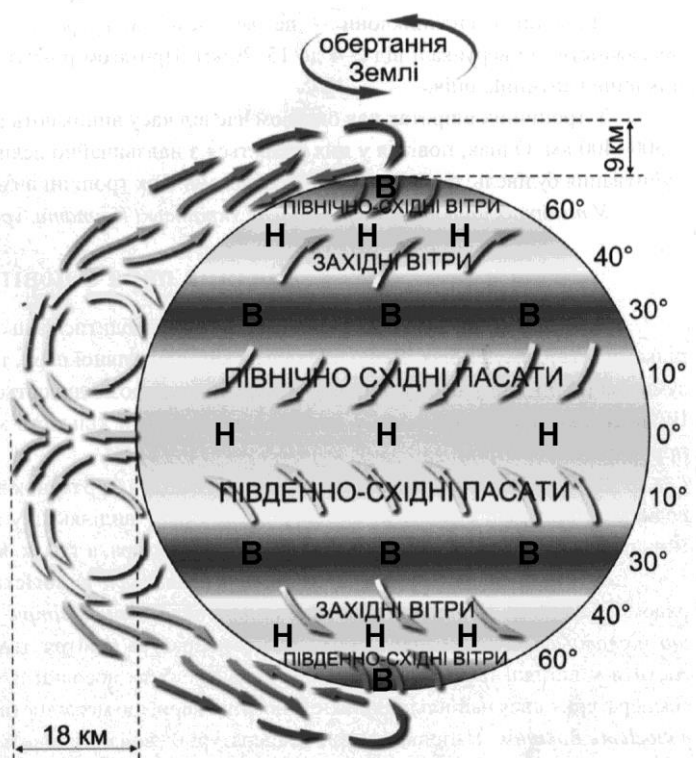
Для вимірювання тиску використовують **ртутний стовпчиковий барометр**, а у польових умовах – **металевий барометр-анероїд**. Останній складається з металевої коробочки, з якої викачане повітря. При збільшенні атмосферного тиску дно коробочки здавлюється, а при зменшенні розгинається. Ці зміни передаються на стрілку, що переміщається за круговою шкалою.

У розподілі тиску на земній поверхні також виявляється **зональність**. Загальна планетарна схема розподілу тиску така: уздовж екватора простягається **пояс зниженого тиску**; до півночі і до півдня від нього на 30–х широтах – **пояси підвищеного тиску**; далі на 60°–70° пн. і пд. ш. – **пояси зниженого тиску** й у приполярних районах – **області підвищеного тиску**.

Реальна картина розподілу тиску набагато складніша, оскільки на це впливає передусім відмінність теплообміну над суходолом і поверхнею океану, але така спрощена схема дозволяє зрозуміти причини виникнення постійних вітрів. Адже, нерівномірний розподіл тиску на земній кулі викликає переміщення повітря з області підвищеного тиску в область зниженого тиску. Такий **рух повітря в горизонтальному напрямку називається вітром**. Чим більша різниця тисків, тим сильніше дме вітер. Сила вітру оцінюється у балах: від 0 до 12.

Напрямок вітру визначається за тією стороною горизонту, звідкіля він дує. Вітер змінюється залежно від зміни тиску. Величезний вплив на його напрям має також обертання Землі навколо своєї осі, внаслідок чого **вітер відхиляється від свого початкового напрямку в північній півкулі праворуч, а в південній — ліворуч.**

Вітри, що спостерігаються над земною поверхнею, дуже різноманітні. Їх поділяють на три групи: **місцеві вітри**, викликані місцевими умовами (температурою, особливостями рельєфу); **вітри циклонів і антициклонів**; **вітри, що є частиною загальної циркуляції атмосфери**. Загальну циркуляцію атмосфери створюють найбільші повітряні потоки планетарного масштабу, що захоплюють усю тропосферу і нижню стратосферу (приблизно до 20 км) і характеризуються відносною сталістю. У



Розподіл тиску і вітри

тропосфері до них відносяться пасати, західні вітри помірних широт і східні вітри приполярних областей, а також мусони. Причиною цих планетарних переміщень повітря є також різниця тиску.

Над екватором формується пояс зниженого тиску через те, що тут повітря тепле впродовж року і воно, переважно, підіймається вгору (домінує **висхідний рух повітря**). У верхніх шарах тропосфери воно охолоджується і розтікається у напрямку до високих широт. Якщо б не існувало добового обертання Землі, то воно б, можливо, рухалося до полярних широт, де завжди панує холодне і важке повітря, а отже, **високий тиск і низхідний рух повітря**. Однак сила Коріоліса, відхиляючи повітряні потоки, що йдуть у верхній тропосфері від екватора у північному напрямку, надає їм на 30-х широтах західного напрямку, заставляючи рухатись тільки вздовж паралелей. У південній півкулі до таких же наслідків приводить відхилення повітря верхніх шарів уліво. На 30-х широтах охолоджене повітря з екватора зазнає **низхідного руху, спричиняючи високий тиск** (хоч біля поверхні температури повітря навіть вищі, ніж на екваторі). Ці субтропічні пояси високого тиску слугують основними «вітророзділами» на Землі. Від них об'єми повітря нижнього шару тропосфери спрямовуються як до екватора, так і в бік помірних широт.

Спрямовуватись з 30-х широт до помірних повітря може тому, що тут тиск нижчий. Порівняно із субтропічними він нижчий завдяки тому, що сюди не доходить охолоджене повітря, яке піднялось над екватором. Високий тиск у приполярних широтах є закономірним наслідком того, що холодне повітря тут завжди важке (чинить великий тиск). Отже, у помірних широтах тиск нижчий у порівнянні як із 30-ми, так і приполярними широтами. Завдяки переважно вищим температурам, ніж у приполярних широтах, повітря на широтах 60°–70° пн. і пд. ш. має висхідний характер. У верхніх шарах здебільшого воно спрямовується до полюсів, у меншій мірі до 30-х широт.

З кожної області високого тиску у кожну найближчу область зниженого тиску у приповерхневому шарі тропосфери спрямовуються постійні вітри. *Вітри, що відзначаються великою стійкістю напрямку і швидкості, протягом усього року дмуть від поясів високого тиску (25—35° пн. і пд. ш.) до екватора називаються пасатами.* Внаслідок обертання Землі навколо своєї осі вони відхиляються від попереднього напрямку: у північній півкулі вони дмуть з північного сходу на південний захід, а в південній — з південного сходу на північний захід.

Вітри, що дмуть від субтропічних поясів високого тиску в напрямку до полюсів, відхиляючись вправо або вліво залежно від півкулі, змінюють свій напрямок на західний. Тому в помірних широтах переважають **західні вітри**, хоч вони й не такі сталі, як пасати.

З областей високого тиску полярних широт у напрямку до помірних широт з порівняно низьким тиском також дмуть постійні вітри. Зазнаючи дії сили обертання, вони у північній півкулі є **північно-східними**, а у південній — **південно-східними**.

5. Циклони і антициклони. Мусони і бризи

У помірних широтах, де дуже характерна зустріч теплих повітряних мас з боку тропіків і холодних — з полярних областей, постійно виникають фронтальні циклони й антициклони (величезні атмосферні вихори діаметром 1500–3000 км, протяжністю по вертикалі від 2–4 до 15–20 км), у яких і здійснюється перенесення повітря із заходу на схід. Вітри циклонів і антициклонів іноді також відносять до вітрових потоків загальної циркуляції атмосфери.

Циклони — висхідні атмосферні вихори із замкнутою областю зниженого тиску, в якій вітри дмуть від країв до центру (проти годинникової стрілки в північній півкулі і за годинниковою стрілкою у південній). У циклонах найменший тиск у центрі, де відбувається підняття повітря вгору. Там воно охолоджується, водяна пара конденсується, утворюючи потужні хмари, з яких випадають рясні опади. Погода нестійка, з частою зміною напрямку вітру, температури. Циклони переміщуються зі швидкістю 30–40 км/год.

Якщо над ділянкою земної поверхні панує високий тиск, а навколо тиск нижчий, то виникає антициклон. **Антициклони** — це низхідні атмосферні вихори із замкнутою областю підвищеного тиску, в якій вітри дмуть від центру до країв (за рухом годинникової стрілки у

північній півкулі, проти її руху – у південній). В антициклоні повітря, опускаючись, нагрівається, а тому не стає більш вологим. Погода в його центральній частині ясна і суха, із слабкими вітрами.

У тропічних широтах над океаном час від часу виникають циклони відносно малого діаметру – 300-400 км. Однак, повітря у них рухається з надзвичайно великою швидкістю, що приводить до руйнування будівель, посівів, лісових насаджень. Так тропічні вихори називають **ураганами**.

Впродовж року в тропосфері виникає кілька сотень циклонів і антициклонів. Формування цих атмосферних вихорів за даними багаторічних спостережень здебільшого відбувається в одних і тих самих районах земної кулі, які називають **центрами дії атмосфери** і відображають на кліматичних картах. Ті з них, де тиск понижений і зароджуються циклони, називають **мінімумами** або **депресіями**. Райони підвищеного атмосферного тиску, звідки поширюються антициклони, називають **максимумами**.

Розрізняють центри дії атмосфери і за режимом існування: **постійні** (діють впродовж усього року) та **сезонні** (виражені тільки у зимовий або літній період). До постійних центрів дії атмосфери належать екваторіальна депресія, субтропічні та полярні максимуми та ін. Сезонними є зимові області високого тиску (максимуми) у помірних широтах над материками. Влітку над цими ж материками, але дещо південно-західніше від максимумів, формуються сезонні мінімуми.

Просторовий розподіл центрів дії атмосфери має визначальний вплив на характер загальної циркуляції атмосфери. Центри дії атмосфери, які мають сезонний характер, можуть спричиняти послаблення ролі постійних вітрів у переміщенні повітря на досить великих територіях. Так, на східних узбережжях материків у помірних і субтропічних широтах північної півкулі, де слабшають західні вітри в міру віддалення від океанічних субтропічних максимумів, існує мусонна циркуляція. **Мусони** – вітри, що залежно від пір року змінюють напрямок на протилежний або близький до нього. Взимку вони дмуть з материка на океан, а влітку – з океану на материк. Причина їхнього утворення є також нерівномірність нагрівання суші і океану.

У нетропічних широтах мусони викликані різним нагріванням суші і моря в той самий сезон року. Вони виражені, в основному, в північній півкулі. **Зимовий північно-західний мусон** дує з охолодженої суші (з Азіатського і Канадського максимумів) у бік теплого незамерзаючого океану (Алеутський і Ісландський мінімуми). **Літній південно-східний мусон** дує з боку океану (з Північнотихоокеанського і Північноатлантичного максимумів) на нагріту сушу. Літній мусон, таким чином, є «порушником» західних вітрів, що панують у помірному поясі.

Інше походження мають **тропічні (екваторіальні) мусони**. Тропічні мусони виникають у результаті відмінностей у нагріванні північної і південної півкуль. Оскільки поверхня між Південною Азією й Індійським океаном літом сильно прогрівається, то там встановлюється область низького тиску, куди й спрямовується пасат південної півкулі. Тобто вітер тоді дме з моря на сушу (літній мусон), а взимку тут відновлює свою дію пасат північної півкулі.

На невеликих територіях можуть формуватися вітри місцевого значення. Серед них найбільш виражені бризи. **Бризи** відносяться до місцевих вітрів термічного походження. *Це вітри узбережжя морів, озер, великих рік, що двічі на добу змінюють напрямок на протилежний.* Зміна відбувається через різне нагрівання суші і води. **Нічний (береговий) бриз** дує з боку швидко остиглої суші у бік водойми, **денний (морський) бриз** – з боку ще холодної водойми у бік нагрітої суші. Вони охоплюють шар повітря в сотні метрів і проникають углиб суші (моря) на кілька чи десятки кілометрів. Краще виражені бризи у безхмарну антициклонічну погоду.

Дуже характерні бризи для західних узбереж у тропічних широтах, де нагріті материки омиваються водами холодних течій. Вони зумовлюють глибоке (до 50 км) проникнення на сушу денного морського бризу. З бризами пов'язані дуже низькі як для тропіків температури узбережжя (15–20°C) і велика вологість повітря берегових пустель.

6. Водяна пара в атмосфері. Хмари

Вода, що входить до складу повітря, знаходиться в ньому в газоподібному (водяна пара), рідкому і твердому станах. Вона попадає в повітря за рахунок випаровування з поверхні океанів, водойм та поверхні суходолу, а також унаслідок транспірації рослин.

Випаровування тим більше, чим вища температура, а також, якщо сильніший вітер. Випарувана водяна пара розподіляється поміж молекулами газів і стає невидимою у повітрі. *Величину вмісту водяної пари в повітрі називають вологістю повітря.* Вона характеризується рядом показників. Перш за все, це **абсолютна вологість повітря** – *кількість водяної пари в грамах, що міститься в 1 м³ повітря.* Чим вища температура повітря, тим більше вологи воно може в собі містити у вигляді пари, тобто тим більша може бути абсолютна вологість. Однак при кожній з температур є своя найбільша кількість водяної пари, що може міститися в 1 м³ повітря – **максимальна вологість повітря**. Наприклад, при температурі 0° вона становить близько 5 г, 10° – 9,4 г, 20° – 17,3 г, 30° – 30,4 г.

Оскільки *фактичний вміст водяної пари в повітрі залежить від температури повітря і наявності води на підстилюючій поверхні, то абсолютна вологість може бути різною при однакових температурах.* Так, океанічне повітря майже завжди вологіше від континентального. Щоб оцінити насиченість вологою повітря використовують показник **відносної вологості** – *відношення фактичної абсолютної вологості до максимальної, виражене у відсотках.* Наприклад, у 1 м³ повітря міститься при температурі 30° 10 г водяної пари (фактична абсолютна вологість), а могло б вміститися 30,4 г. При цьому відносна вологість повітря дорівнює: $10 \text{ г} : 30,4 \text{ г} \cdot 100 \% = 32,9 \%$. Це означає, що ще 67,1% вологи не вистачає до повного насичення повітря при цій температурі. Визначають відносну вологість за допомогою приладу, який називають гігрометром.

Якщо абсолютна вологість не змінюється, а температура повітря знижується, то відносна вологість його зростає, наближаючись до стану насичення. Температура, при якій його відносна вологість стає рівною 100%, називається **точкою роси**. Волога, яка не може існувати у вигляді водяної пари при подальшому охолодженні повітря, перетворюється у видимі краплинки води. Біля поверхні вони утворюють **туман**, на предметах – **роса**, а у верхніх шарах атмосфери – **хмари** (*скупчення завислих в атмосфері продуктів конденсації водяної пари: краплинок води при температурі, вищій 0° і кристалів льоду*).

Хмари можуть утворюватись на різних висотах і мати різну форму. Прогріті і збагачені водяною парою приземні шари повітря, зазвичай, підіймаються уверх. У вищих шарах атмосфери внаслідок зниження температури повітря, що підіймається, вміст водяної пари стає гранично можливим, відбувається її конденсація і утворюються хмари. У залежності від висоти основи над рівнем моря виділяють хмари таких ярусів: *верхнього* — вище 6 км, *середнього* — від 2 до 6 км і *нижнього* — нижче 2 км. Бувають інколи хмари, які простягаються від нижнього до верхнього ярусу.

За висотою та зовнішнім виглядом прийнято розрізняти 10 головних видів хмар. До верхнього ярусу відносяться перисті, перисто-купчасті і перисто-шаруваті хмари. Перисті хмари — це окремі хмари білуватого відтінку, що просвічуються. Перисто-купчасті хмари складаються з дуже дрібних частин у вигляді клаптів чи кульок, які іноді розташовуються паралельними хвилями. Перисто-шаруваті хмари утворюють суцільну напівпрозору білувату завісу.

До середнього ярусу відносять високо-купчасті і високо-шаруваті хмари. Вони відрізняються від подібних хмар нижнього ярусу більшою висотою. До нижнього ярусу відносять шарувато-купчасті, шаруваті і шарувато-дощові хмари. Перші мають вигляд сірих чи білих шарів із більш темними частинами. Шаруваті хмари сірого кольору, які з вигляду дуже схожі на туман, що піднявся над землею на сотню метрів. Шарувато-дощові хмари — темно-сірий хмарний покрив, часто похмурого вигляду.

Серед хмар, що мають велику вертикальну протяжність – купчасті та купчасто-дощові хмари. Купчасті хмари – щільні, чітко окреслені, із плоскою основою на висоті до 2000 м. Купчасто-дощові хмари мають вигляд гір чи величезних башт, що сягають верхньою частиною великих висот. *Хмарність вимірюють у балах за 10-бальною шкалою.* Наприклад, 0 балів – небо ясне, 3 бали – 30% небосхилу покрито хмарами, 10 балів – усе небо закрите хмарами.

7. Атмосферні опади, їх утворення та вимірювання

Краплинки води в хмарах можуть зберігатись у рідкому стані і при температурі, нижчій 0°, але найчастіше при низьких температурах утворюються кристалики льоду або сніжинки. При температурі від –7° до –18° хмари складаються одночасно з льодяних кристалів і водяних краплинок. Поки вони малі і легкі, їх підтримують висхідні потоки повітря. *Коли у верхній частині хмари утворюють кристалики льоду більшого розміру, вони падають вниз, збільшуючись у розмірі за*

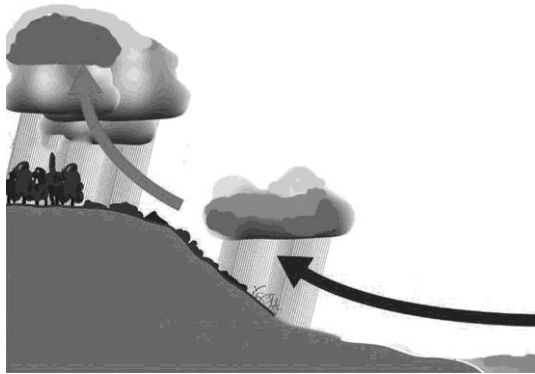
рахунок намерзання навколо них краплинок води. Великі кристалики льоду вже не можуть втримуватися висхідними повітряними потоками і випадають на землю у вигляді опадів: дощу, снігу, граду і т. д. Дощ випадає у тому випадку, коли кристалики льоду не надто великі і тануть у нижніх тепліших шарах атмосфери. Під час грози опади можуть випадати у вигляді граду.

Отже, опади випадають не з кожної хмари. *Обов'язковою умовою утворення опадів є одночасна наявність у повітрі твердої, рідкої і газоподібної води, що буває у змішаних хмарах.* Це відбувається тільки тоді, коли хмара підіймається вгору і охолоджується. Тому за походженням розрізняють опади конвективні, фронтальні й орографічні.

Конвективні опади характерні для жаркого поясу, де впродовж року відбувається інтенсивне нагрівання поверхні і повітря, випаровування води, переважає висхідний рух теплого і вологого повітря (конвекція). Влітку нерідко такі процеси відбуваються й у помірному поясі.

Повітря, перебуваючи тривалий час над конкретною територією, набирає певних властивостей, передусім температури та вологості. Великі об'єми повітря з відносно однорідними властивостями, які рухаються як одне ціле, називають **повітряними масами**. Виділяють чотири зональні типи повітряних мас: **екваторіальне повітря ЕП, тропічне повітря ТП, помірне повітря ПП і арктичне (антарктичне) повітря АП.** Залежно від поверхні, над якою формуються повітряні маси, їх поділяють на два підтипи: **морські і континентальні.** При зустрічі двох повітряних мас з різною температурою й іншими фізичними властивостями виникають **фронтальні опади.** Вони утворюються у результаті того, що тепліше повітря, підіймаючись по слабонахиленій поверхні холоднішої повітряної маси вгору, охолоджується і досягає стану насичення. У подальшому це призводить до утворення хмар і випадання опадів. Найтипівіші фронтальні опади у помірному і холодному поясах.

Орографічні опади випадають на навітряних схилах гір, особливо високих, оскільки вони також заставляють повітря підійматися вгору. Вони особливо ясні, якщо повітря йде з боку теплого моря і має велику абсолютну і відносну вологість. Втративши вологу і опускаючись, подолавши гірське пасмо, воно знову опускається і прогрівається. Його відносна вологість знижується, віддаляючись від стану насичення.



Мал. Орографічні опади

За характером випадання розрізняють: **зливові опади** (інтенсивні, нетривалі, що захоплюють невелику площу); **обложні опади** (середньої інтенсивності, рівномірні, тривалі – можуть продовжуватися цілу добу, охоплюють часто великі площі); **опади у вигляді мряки** (характеризуються ніби завислими у повітрі дрібненькими краплинками). Від характеру випадання опадів залежить те, чи води швидко збігають по поверхні, розмиваючи ґрунт, чи просочуються у

нього, поповнюючи запаси підземних вод.

Кількість опадів вимірюється товщиною шару води в міліметрах, який міг би утворитися внаслідок їхнього випадання на горизонтальну поверхню при відсутності випаровування і просочування в ґрунт. Для вимірювання кількості опадів користуються **дощоміром** (металевий циліндр висотою 40 см і площею поперечного перерізу 500 см² із вставленою діафрагмою для запобігання від випаровування). **Опадомір** відрізняється від дощоміра спеціальним захистом. Тверді опади (сніг, град, крупа) попередньо розтоплюють. Кількість води, що попала в дощомір, вимірюють за допомогою скляної циліндричної посудини, площа дна якої в 10 разів менша від площі дна дощоміра. Отже, коли шар води, зливої з дощоміра, на дні циліндра дорівнює 20 мм, то це означає, що на поверхню Землі випав шар води заввишки 2 мм.

Усі вимірювання кількості опадів підсумовують за кожний місяць і виводять місячну, а потім і річну кількість опадів. Чим триваліший ряд спостережень, тим точніше можна розрахувати середньомісячну і, відповідно, середньорічну норми опадів для даного місця спостережень. *Лінії на карті, що з'єднують точки з однаковою кількістю опадів у міліметрах за визначений період часу (наприклад, за рік), називаються **ізогієтами**.*

8. Розподіл опадів на поверхні земної кулі

Географічне поширення опадів по земній поверхні залежить від сукупної дії багатьох чинників: температури, випаровування, вологості повітря, хмарності, атмосферного тиску, пануючих вітрів, розподілу суші і моря, океанічних течій.

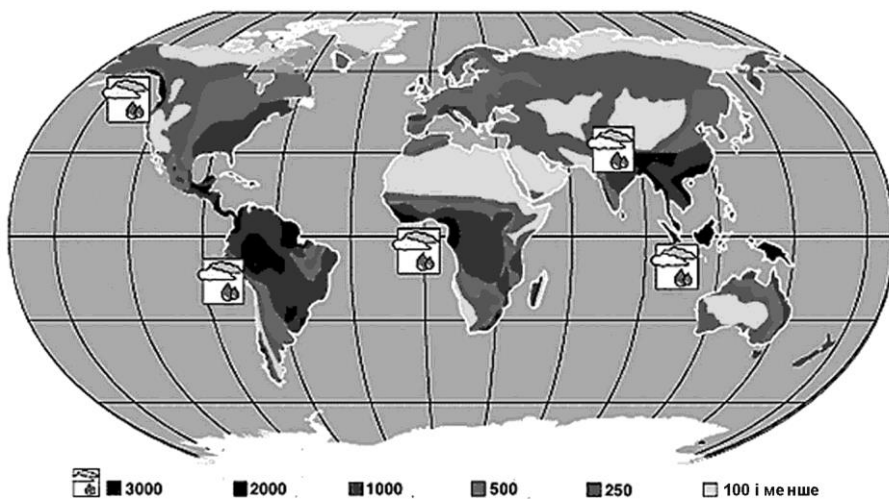
Одним з найважливіших серед них є температура повітря, від якої залежить інтенсивність випаровування і **величина випаровуваності повітря** (кількість води в міліметрах шару води, яка може випаруватися у даному місці за рік). У холодних широтах випаровування незначне, мала випаровуваність, оскільки холодне повітря може утримувати дуже мало водяної пари. І хоч відносна вологість його може бути досить висока, але при конденсації малої кількості пари випадає мізерна кількість опадів. У жаркому поясі спостерігається протилежне явище: велике випаровування і велика випаровуваність, а, отже, й абсолютна вологість повітря зумовлюють можливість випадання значної кількості опадів.

Дуже важливе значення для географічного поширення опадів має розподіл атмосферного тиску, а отже переважання висхідних чи низхідних вертикальних переміщень повітря у нижніх шарах тропосфери. Адже у результаті висхідних вертикальних переміщень відбувається охолодження повітря, конденсація водяної пари і випадання конвективних опадів, а при опусканні повітря стає теплішим і сухішим, віддаляючись від максимальної вологості. Тому, *атмосферні опади, передусім,*

розподіляються широтними смугами, які майже відтворюють розподіл тиску.

У **приекваторіальних широтах** випадає найбільша кількість опадів – 1000–2000 мм і більше, оскільки там увесь рік високі температури, велике випаровування і переважають висхідні потоки повітря.

У **тропічних широтах** кількість опадів зменшується до 300–500 мм, а у внутрішніх пустельних областях материків – їх менше 100 мм. Причиною цього є панування тут високого тиску і низхідних потоків повітря.



Мал. ... Розподіл опадів на поверхні земної кулі

Повітря при цьому нагрівається і віддаляється від стану насичення. На цих широтах тільки на східних узбережжях материків, які омиваються теплими течіями, спостерігаються значні опади, особливо влітку.

У **помірних широтах** кількість опадів знову збільшується до 500–1000 мм. Найбільше їх випадає на західних узбережжях материків, оскільки там впродовж року переважають західні вітри з боку океанів. Велику роль у випаданні опадів відіграють циклони, які здебільшого переміщуються із заходу на схід і переносять вологу углиб материків. У центральній частині цих атмосферних вихорів панує висхідний рух повітря, який сприяє формуванню хмар і випаданню опадів. Ще однією важливою умовою, як впливає на збільшення кількості опадів у помірних широтах є теплі океанічні течії (перед Кордильєрами, Альпами, Скандинавськими горами і т. д.), а у віддаленіших від океану районах – відносно високі гірські країни, які сприяють випаданню орографічних опадів.

У **приполярних районах** річна кількість опадів становить всього 100–200 мм, що зумовлено малим вмістом води в повітрі, незважаючи на велику хмарність, низхідним рухом повітря.

Максимальна середньорічна кількість опадів випадає у передгір'ях Гімалаїв (Північна Індія) у селищі *Черрапунджі* – 12 660 мм/рік. Найбільша за період спостережень зареєстрована річна кількість опадів тут становила близько 23 000 мм (тобто 23 м). Друге за вологістю місце на Землі – *Гавайські острови* (до 12500 мм/рік). Мінімальна кількість опадів – у тропічних пустелях: у *Сахарі* (Асуан) – 1 мм/рік.

Однак кількість опадів, що випадають, ще не визначає умов зволоження. Характер зволоження виражають **коефіцієнтом зволоження** – відношенням кількості опадів до випаровуваності за той самий період. Тобто, $K = O/B$, де O — річна кількість опадів, B — величина випаровуваності, K —

коефіцієнт зволоження. Якщо $K=1$, то зволоження **достатнє**, $K>1$ – **надмірне**, $K<1$ — **недостатнє**, а $K<0,3$ – **бідне**. Коефіцієнт зволоження визначає тип природно-рослинних зон: при **надлишковому** і **достатньому** зволоженні і **достатній кількості тепла** виростають ліси; **недостатнє**, **близьке до одиниці** зволоження **характерне** для **лісостепу, саван**; **дещо більше від 0,3** – **лучних і сухих степів**; **бідне** – для **напівпустель і пустель**.

1.4. 9. Погода. Характеристика складових стану погоди. Спостереження за погодою. Клімат. Кліматоутворюючі процеси. Повітряні маси й атмосферні фронти

Погодою називається **фізичний стан нижнього шару атмосфери в певній місцевості в даний момент або за певний відрізок часу**. Він характеризується певними температурою і вологістю повітря, атмосферним тиском, рухом повітря, хмарністю, наявністю чи відсутністю атмосферних опадів та інших атмосферних процесів. Взаємодіючи, вони безперервно змінюються, утворюючи в кожний окремий момент і на кожній території різні комбінації.

Характерні особливості погоди – мінливість і різноманітність. Зміни погоди можуть бути періодичними і неперіодичними. Періодичні зміни погоди обумовлені добовими і річними відмінностями у надходженні сонячної радіації. Вони ж визначають регулярні добові і сезонні коливання всіх інших **метеорологічних елементів**: *температури, тиску, вітрів, вологості повітря, хмарності, опадів*. Неперіодичні зміни, які пов'язані з проходженням повітряних мас (великих об'ємів повітря в тропосфері, які мають подібні властивості, що пов'язані з районом їхнього формування), найхарактерніші для помірного і холодного поясів.

Величезне значення для науки і господарства має вивчення і завбачення погоди, яке можливе лише внаслідок систематичного довготривалого спостереження за нею. Відслідковують регулярно усі зміни основних елементів погоди на метеорологічних станціях. На нашій планеті метеорологічні спостереження здійснюються на десятках тисяч станцій, які розташовані на всіх материках, багатьох островах, а також на кораблях погоди, дрейфуючих крижинах. Стан високих шарів атмосфери вивчають за допомогою радіозондів, метеорологічних ракет, метеорологічних супутників Землі.

У кожній країні існує **служба погоди**. Метеорологічні станції працюють за визначеною програмою і методикою. Результати спостережень систематично передаються в зашифрованому вигляді особливим міжнародним кодом у три **світові** (*Нью-Йорк, Москва, Мельбурн*) і **регіональні метеорологічні центри**. У центрах на підставі численних зведень кілька разів за добу на визначений момент складаються синоптичні карти (карти погоди). Зіставлення цих карт дозволяє визначити напрямки переміщень повітряних мас з різними фізичними властивостями, фронтів, циклонів і антициклонів і т. д. і тим самим складати прогноз погоди.

Завбачення погоди має величезне значення для багатьох галузей господарства, особливо сільського господарства, транспорту, окремих галузей промислового виробництва, туризму та відпочинку, галузей виробничої інфраструктури, для повсякденного життя і діяльності практично кожної людини.



Кліматом називають сукупність погодних умов, характерних для даної території, що повторюються з року в рік. Під «сукупністю погодних умов» розуміють періодичні і неперіодичні зміни погоди протягом сезону. Тобто, щоб охарактеризувати клімат місцевості, необхідно назвати

Мал. 46. Кліматоутворюючі процеси та географічні фактори клімату

типовий для неї набір станів атмосфери у кожному сезоні і можливі відхилення від нього. Процес кліматоутворення настільки складне явище, що і на сьогодні воно не до кінця з'ясоване, а тому неможливі точні і довготермінові прогнози погоди. Більшість учених вважають, що *клімат твориться трьома взаємопов'язаними процесами: теплообігом, вологообігом і циркуляцією атмосфери.*

Теплообіг охоплює всі фізичні процеси, пов'язані з обміном тепла, починаючи від надходження сонячної енергії на земну поверхню, нагрівання повітря, випромінювання Землі до затрат його на випаровування і нагрівання ґрунту.

Вологообіг охоплює випаровування води з підстилаючої поверхні, її конденсацію і випадання опадів, перенесення водяної пари, хмар в атмосфері і стік води з поверхні суші.

Циркуляцією атмосфери вважають горизонтальні і вертикальні переміщення мас повітря, що в багатьох випадках відіграють вирішальну роль у формуванні кліматичного режиму.

«Заводяться» всі три процеси Сонцем, яке є основним джерелом енергії для них.

Будь-який елемент погоди (температура повітря, тиск, вітер, хмарність, опади і т. д.) характеризує один з кліматоутворюючих процесів. *Велика різноманітність кліматів земної кулі зумовлена такою самою різноманітністю протікання процесів теплообігу, вологообігу, циркуляції атмосфери.* Причини, що визначають відмінності клімату у різних куточках Землі, називають **географічними факторами (чинниками)** клімату.

Головним із чинників, що зумовлює особливості розподілу температури повітря, опадів, атмосферного тиску і вітрів, є **географічна широта**. Від неї залежить кількість сонячної енергії, яка потрапляє на земну поверхню, дія сили Коріоліса, що пов'язана з добовим обертанням Землі. Ця сила у свою чергу значною мірою визначає характер циркуляції атмосфери. Вологообіг в цілому, будучи залежним від температур, розподілу тиску та вітрів, також формується під впливом географічної широти. Тому клімат в цілому має добре виражені широтні закономірності. *Географічною широтою зумовлене насамперед існування на Землі чотирьох типів повітряних мас з певними властивостями.*

Екваторіальне повітря (ЕП) утворюється в смузі зниженого тиску над зволженими дощами ділянками суходолу та океанами, характеризується високими середньодобовими температурами впродовж року (близькі до 27°) і великою вологістю.

Тропічні повітряні маси (ТП) формуються на широтах 30° – 40° пн. і пд. ш. Морське тропічне повітря (ТПм) у всі пори року відзначається підвищеною температурою і високою абсолютною, але низькою відносною вологістю. Континентальне тропічне повітря (ТПк) має дуже високу температуру, сухе і запилене.

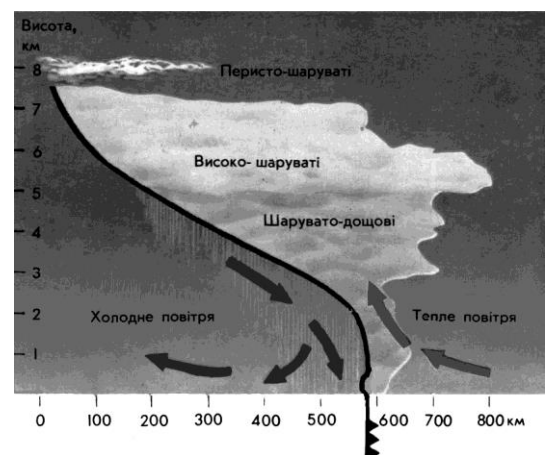
Континентальне повітря помірних широт (ППк) формується над материками в північній півкулі. Його властивості за сезонами неоднакові: улітку характерні досить висока температура й абсолютна вологість, спостерігається висхідний рух повітря, опади; узимку – низькі температури й абсолютна вологість. **Морське помірне повітря (ППм)** характеризується вищими температурами взимку та нижчими – улітку, а також більшою вологістю.

Арктичне або антарктичне повітря (АП) формується над льодами Арктики і Антарктиди, а також періодично замерзаючими морями. Воно має вкрай низькі температури і невелику абсолютну вологість.

Різні за своїми властивостями повітряні маси переміщуються в просторі, стикаються між собою. *Перехідну зону між двома повітряними масами, які мають різні властивості називають **атмосферним фронтом** або просто **фронтом**.* Його ширина становить декілька сотень, а довжина — 2–3 тисячі кілометрів. Фронтальна поверхня завжди нахилена у бік холодного повітря, яке розміщене під теплим. Вертикально фронти простягаються здебільшого на висоту до 5 км, інколи сягають верхньої межі тропосфери.

Розрізняють три типи атмосферних фронтів — теплий, холодний і фронт оклюзії. Перші два розділяють теплі і холодні повітряні маси, а фронт оклюзії утворюється при змиканні холодного і теплового фронтів.

Холодний фронт утворюється при надходженні холодного повітря на територію, раніше зайняту теплим повітрям. Холодне і



Мал.... Холодний фронт

важке повітря заставляє тепле повітря відступати і підійматися вгору. Нижчі шари наступаючого холодного повітря, зачіпаючись за земну поверхню, сповільнюють свій рух, а верхні накочуються на тепле у вигляді валу. Тепле повітря, підіймаючись угору по крутому клину холодного, охолоджується; утворюються купчасті і купчасто-дощові хмари.

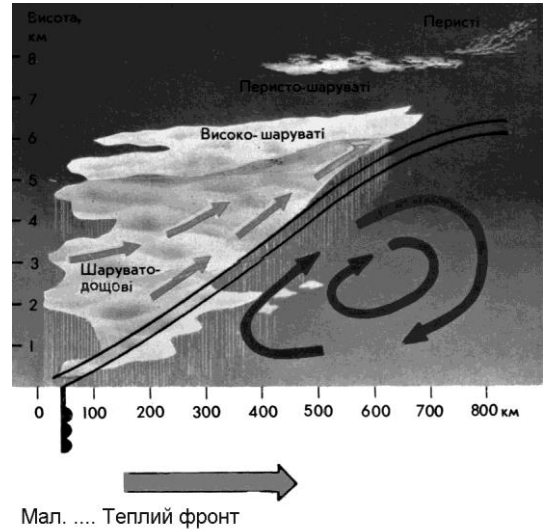
Холодний фронт, зазвичай, рухається досить швидко (40 км/год). Його проходження супроводжується посиленням вітру, грозами, інколи шквалами і навіть смерчами. Після проходження лінії фронту ще протягом короткого часу випадають зливові опади, а потім небо прояснюється, підвищується тиск і починається значне похолодання.

При відступанні холодного повітря його заміщає тепле і переважно вологе повітря. Такий фронт називається **теплим**. Клин відступаючого холодного повітря, ніби чіпляючись за земну поверхню, розтягується на велику довжину. Тепле повітря, набігаючи на нього, підіймається під дуже незначним кутом, а тому процес конденсації водяної пари тут відбувається набагато повільніше, ніж у холодному фронті.

Швидкість проходження теплового фронту також менша, ніж холодного (25-30 км/год). Наближенню його передують зниження тиску і поява перистих хмар. Поступово хмарність зростає і починаються не сильні, але затяжні дощі. Після проходження теплового фронту на дану територію заходить тепла повітряна маса і небо прояснюється або залишається незначна хмарність.

Оскільки холодний фронт рухається швидше, ніж теплий, то часто перший наздоганяє другий. Тепле повітря, відриваючись від земної поверхні, підіймається вгору. Якщо дві холодні повітряні маси стикаються, виникає **фронт оклюзії**. Поступово він ніби розмивається і зникає.

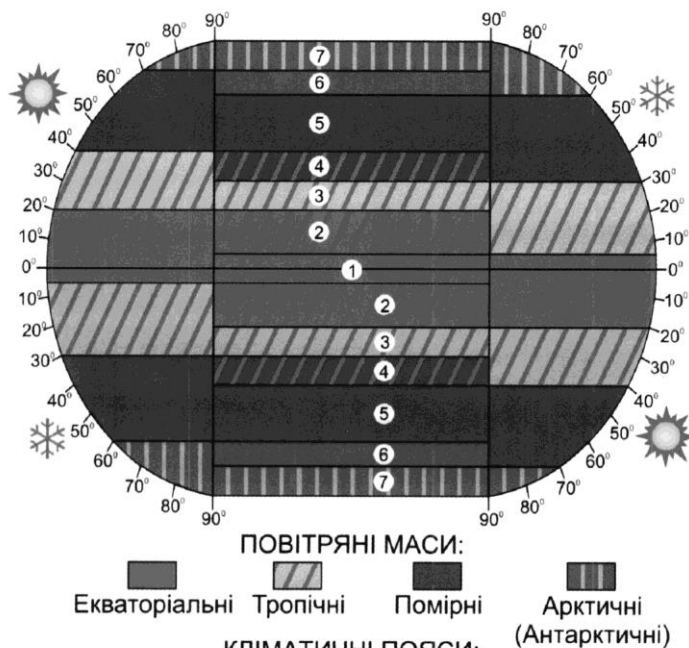
На кліматичних картах, враховуючи багаторічні спостереження, можна виділити зони, де найчастіше утворюються атмосферні фронти. Їх називають **кліматичними фронтами**. Розділяють вони зональні типи повітряних мас: **арктичний** – АП і ПП, **помірний** або **полярний** – ПП і ТП і **тропічний** – ТП і ЕП.



1.4. 10. Кліматичні пояси та області

*Клімат, як і всі метеорологічні елементи, підпорядкований також закону широтної зональності. У кожній півкулі, згідно з Б. П. Алісовим, виділяється сім кліматичних поясів. При цьому чотири з них належать до головних кліматичних поясів і три – до перехідних. Головна ознака поясу – панування тих чи інших типів повітряних мас та характерних типів вітрів. В **основних поясах** кліматичний процес цілий рік відбувається під переважаючим впливом повітряних мас одного типу. Отже, в **екваторіальному кліматичному поясі** сукупність погодних умов впродовж року визначається екваторіальними **повітряними масами** та перевагою висхідного руху повітря, двох **тропічних** – **тропічними** та вітрами пасатами, двох **помірних** – **помірними** та західними вітрами, двох холодних – **арктичному і антарктичному** – відповідно **арктичними та антарктичними** повітряними масами, північно-східними чи південно-східними вітрами відповідно.*

Перехідні пояси, що розташовуються між головними, характеризуються сезонною зміною пануючих повітряних мас. Серед них два **субекваторіальні пояси**, які простягаються між широтами 5° – 20° відповідно північної та південної широти. Щоб зрозуміти особливості цього поясу, розглянемо детальніше субекваторіальний пояс північної півкулі. У літній період тут панують екваторіальні повітряні маси. Вони змістилися сюди за сонцем, що перебувало в зеніті у цьому проміжку широт і, зокрема, 22 червня на північному тропіку. Коли сонце зміститься у південну півкулю і перебуватиме в зеніті південніше екватора, то екваторіальна повітряна маса зміститься туди. У північній півкулі вона визначатиме у цей період погоду тільки приблизно до паралелі 5° пн. ш., тобто в межах екваторіального кліматичного поясу. В межах субекваторіального поясу, за відступаючими екваторіальними, заходять тропічні повітряні маси. Отже, якщо у літній період у субекваторіальному поясі панували високі температури із значною кількістю опадів, зумовлені екваторіальним повітрям, то у зимовий встановлюється суха і спекотна погода, що визначається тропічними повітряними масами.



Переміщення повітряних мас і кліматичні пояси

Тому у них виділяють **кліматичні області** – досить великі території із специфічними у межах кліматичного поясу рисами протікання кліматоутворюючих процесів. Кожній кліматичній області відповідає певний конкретний **тип клімату**.

У різних кліматичних поясах виділяють від двох до чотирьох типів клімату (кліматичних областей). Їхнє формування пов'язане з впливом не географічної широти, а інших географічних чинників клімату. Серед них *віддаленість від морів і океанів, наявність поблизу океанічних течій, розміщення на суходолі (материк чи острів, розміри і частина ділянки суходолу) абсолютна висота, рельєф, що оточує дану територію, характер підстилаючої поверхні (колір, рослинність, мікроформи рельєфу)*.

Вплив **віддаленості ділянок суходолу від океанів (морів)** пов'язаний з тим, що висока теплоємність води і постійне її перемішування забезпечують нагромадження запасів тепла в океанах. Воно поступово надходить в атмосферу і повітряними потоками виноситься на континенти. Сформовані над океаном повітряні маси, наситившись вологою, що випаровується з океану, віддають їх континентам, сприяючи цим їхньому зволоженню. Отже чим ближче територія суходолу до океану, тим у більшості випадків для неї характерна менша річна та добова амплітуди температур, більша вологість та кількість опадів, а чим даліше – тим амплітуди більші, а опадів менше.

Між тропічними і помірними поясами обох півкуль формуються два **субтропічні пояси**. Між помірними і холодними існують **субарктичний і субантарктичний пояси**. Погода у цих перехідних поясах у літній період подібна до тієї, яка характерна для основного кліматичного поясу, який ближче від них до екватора, а у зимовий – тих, що ближчі до полюсів.

Отже, головним чинником формування кліматичних поясів земної кулі **географічна широта**. Однак у межах кліматичних поясів також існують досить значні відмінності у характері протікання кліматоутворюючих процесів.

Океанічні течії впливають на клімат тим, що переносять близько половини тепла з низьких широт у високі, а решта надходить внаслідок обміну повітряними масами. Морські течії охолоджують або роблять теплішим клімат територій, біля яких проходять, впливають на розподіл атмосферних опадів (теплі течії збільшують, а холодні зменшують). На західних узбережжях материків у жаркому поясі, які омиваються холодними течіями, опадів часто так мало, що там утворюються пустелі (Атакама, Наміб та ін.).

Оцінюючи вплив на клімат фактора **розміщення на суходолі** (материк чи острові), необхідно звернути увагу на розміри даного географічного об'єкта і те, в якій частині його (західній, східній, південній, північній, центральній), розміщена описувана місцевість. *Чим більший материк, тим більше виражена континентальність клімату його внутрішніх районів.* Вона виражається у малій річній кількості опадів і великій річній амплітуді температур (наприклад, у Центральній Азії). У західних частинах материків помірних широт, як правило, менший ступінь континентальності клімату, ніж у східних. На східному та південному узбережжі найбільшого материка Євразії сформувався мусонний тип клімату.

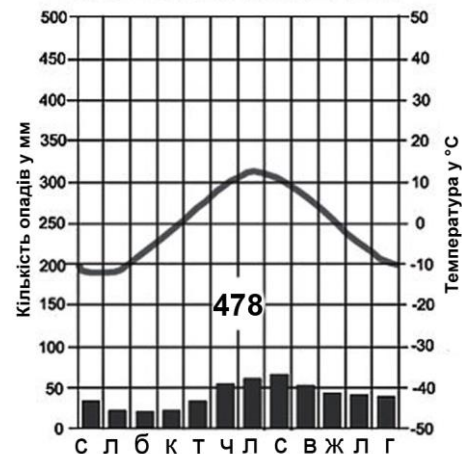
Вплив абсолютної висоти як чинника клімату проявляється у тому, що в горах температура з висотою зменшується приблизно на 6°C на кожен кілометр, а на певній висоті (висоті снігової лінії) навіть улітку виявляється рівною нулю. Вище цієї уявної лінії починається царство снігів і льодів.

Щодо **рельєфу**, то слід звернути увагу на те, що саме навколишній рельєф, який оточує територію про клімат якої йдеться, визначає специфіку протікання кліматоутворюючих процесів у її межах. Так, відсутність гірських систем на північному заході України, а також у північному і східному напрямках робить її терени відкритими для проникнення повітряних мас з Атлантики, Арктики та центральної частини Євразійського материка. Гірські системи, у свою чергу, можуть захищати річкові території від проникнення холодного повітря чи не допускати до них теплого.

Характер підстилаючої поверхні впливає на величину відбитої і поглинутої сонячної енергії.

Отже, особливості протікання кліматоутворюючих процесів у певній місцевості залежать від дії названих вище географічних факторів клімату, які й зумовлюють існування певних типів клімату. Так, *материковий і океанічний типи клімату є в усіх поясах, що зумовлено властивостями земної поверхні – суші чи океану; типи клімату західних і східних узбереж материків* (у тропічних, субтропічних, помірних поясах) пов'язані з розмірами материка, рельєфом, що оточує територію, морськими течіями.

У помірному кліматичному поясі всього формується чотири типи клімату. На західних узбережжях материків панує *морський* тип клімату. Далше на схід виділяється *помірно-континентальний клімат*, який характеризується дещо меншим впливом західних вітрів з океану. У центральній частині материків північної півкулі панує *континентальний* тип клімату. На його особливості дуже мало впливають повітряні маси з океанів через віддаленість території, а також гірський рельєф, що її оточує. Тому для цієї кліматичної області характерні високі літні та дуже низькі зимові температури, мала річна кількість опадів. Біля східних узбереж сформувався у помірному поясі *мусонний тип* клімату з вологим прохолодним літом і сухою морозною зимою.



Характеристику типів кліматів можна подати в описовій формі. Поряд з нею широко використовується графічне відображення річного ходу температури та помісячної кількості опадів, яке називають **кліматогорамою**. При її аналізі слід мати на увазі, що середня частина кліматограми відображає температуру і опади у літні для північної півкулі місяці (червень, липень), а краї – зимові (грудень, січень). Аналізуючи річний графік температур і стовпчикові діаграми розподілу опадів, можна встановити тип клімату. Так на рис ... подана кліматограма, з якої видно, що зимові середньомісячні температури опускаються нижче 10° морозу, а отже з цього слідує, що у даному випадку може йтися про клімат помірний або субарктичний. Температури липня

близько 12°C також підтверджують це припущення. Однак досить значна як для субарктичного клімату річна кількість опадів – 478 мм та їх майже рівномірний розподіл, який, ймовірно, спричинений пануванням впродовж року одних і тих самих західних вітрів, дозволяє

віддати перевагу помірному клімату. Щодо типу клімату, то на основі того, що зима досить холодна, а річна кількість опадів надто мала як для морського, то, очевидно тут відображено помірно-континентальний тип клімату. І дійсно, ця кліматограма відображає насправді клімат міста Мурманськ, який розміщений у помірно-континентальній області помірного кліматичного поясу, але дуже близько до умовної межі його із субарктичним.

Клімат впливає на компоненти і явища природи: життя рослин і тварин, утворення ґрунтів, розподіл і режим внутрішніх вод, формування рельєфу. Він значною мірою визначає зовнішній вигляд природного комплексу, а отже і умови життя людини. Під впливом клімату формуються природні багатства краю, які людина використовує у господарській діяльності (родючі ґрунти, ліси, запаси води і гідроенергії тощо).

Дуже важливими є кліматичні умови для господарської діяльності людини. Від клімату значною мірою залежить територіальне поширення різних сільськогосподарських культур, їхня урожайність, терміни польових робіт. Певне значення має клімат і для промисловості та транспорту, для поліпшення здоров'я людей.

РОЗДІЛ II. КЛІМАТ МАТЕРИКІВ

1. Клімат Африки

Вирішальний вплив на клімат Африки має її майже симетричне розміщення щодо екватора. Це й визначило такі його особливості, як високі значення сумарної сонячної радіації та величини теплового балансу, пасатну циркуляцію в середній частині материка. Вплив океанів і морів, що омивають Африку, обмежений і відчувається переважно на узбережжях. Істотний вплив на природу материка мають океанічні течії. Вони дуже впливають на розподіл температури поверхневих вод біля берегів Африки, вносячи корективи в загальну закономірність зниження температури від екватора на північ і південь.

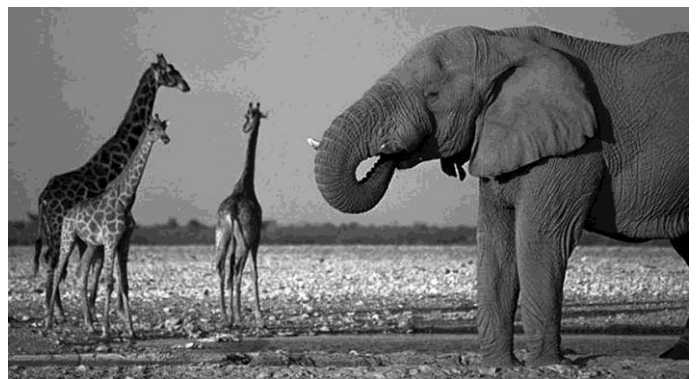
Більша частина материка лежить між двома тропіками. Два рази впродовж року Сонце у цих районах опівдні буває у зеніті. Середні температури повітря в літні місяці майже повсюдно вищі 20°C, а місцями досягають 30-35°C. Зимово навіть у «холодних» крайніх північних і південних районах середньомісячні температури на рівнинах не опускаються нижче 8°C. У центральній частині материка повітря рівномірно прогрівається впродовж усього року. Коливання температур за сезонами чітко проявляється лиш у тропічних і особливо в субтропічних широтах.

Клімат різних частин материка відрізняються, головним чином, за кількістю і режимом опадів. Найбільша їх кількість припадає на при екваторіальні райони: басейн річки Конго (Заїр) і узбережжя Гвінейської затоки – 2000-3000 мм за рік, а на схилах гір ще більше – до 9000 мм. Північніше 17-20° пн. ш. річна кількість опадів складає менше ніж 300 мм.

На території Африки виділяються екваторіальний, два субекваторіальних і два тропічних кліматичні пояси. Крайня північна та південна частини материка розміщені в субтропічних поясах.

Екваторіальний постійно вологий і жаркий клімат формується у западині Конго та на узбережжі Гвінейської затоки. На північ і на південь від екватора на значних просторах (до 17-20° пн. і пд. ш) панує *субекваторіальний клімат* із сезонною зміною напрямку руху повітряних мас. Влітку екваторіальні маси повітря сприяють випаданню великої кількості опадів, а взимку тропічні повітряні маси визначають панування спекотної сухої погоди.

Субекваторіальні пояси змінюються *тропічними*, де суха погода панує цілий рік. Літо спекотне (температура — до 40°C і вище), зимові температури опускаються до 18°C. Добові амплітуди температур більші, ніж річні. У межах тропічного поясу на півдні Африки випадає дещо більша кількість опадів, ніж на півночі. Це спричинено тим, що влітку у звуженій частині материка, в області низького тиску, зустрічаються повітряні маси з Індійського і Атлантичного океанів. Їхня взаємодія сприяє утворенню хмар і випаданню опадів.



Своєрідні кліматичні умови в межах тропічних поясів на західному узбережжі Африки, де повітря рухається вздовж берегів із холодніших помірних широт у бік екватора. Тому температури тут порівняно низькі (влітку — близько 20°C, а зимою — близько 15°C). Під час руху до нижніх широт повітряні маси нагріваються і віддаляються від стану насичення вологою, тому опадів не утворюють. Холодні течії також не сприяють утворенню опадів. Але, оскільки з морської поверхні випаровується багато вологи, то це при відносно холодних ночах сприяє утворенню на узбережжі роси і туману. Такий клімат із неспекотним літом, відносно прохолодною зимою, майже повною відсутністю опадів протягом року, частими туманами, характерний для пустелі Наміб і деяких узбережних районів на заході Сахари.

На східному узбережжі Південної Африки під впливом повітряних мас, що переміщуються з Індійського океану, формується жаркий вологий тропічний клімат. Цьому сприяють теплі течії біля берегів материка, над якими повітряні маси отримують багато вологи, а також доволі високі уступи плато і Драконові гори. Піднімаючись по схилах, повітря охолоджується, утворюються хмари і випадають опади.

На півночі – на узбережжі Середземного моря та на південному заході Африки — формується субтропічний середземноморський клімат із сухим спекотним літом і помірно теплою вологою зимою.

На східному узбережжі Південної Африки в межах субтропічного поясу режим випадання опадів інший. Літом на узбережжя надходить вологе повітря з Індійського океану і йдуть дощі. Зимою західні вітри залишають опади на західних схилах Капських гір, а узбережжя характеризується пануванням посушливих днів.

2. Клімат Австралії

Австралія – найсухіший материк на Землі, три чверті його поверхні мають недостатнє зволоження. Кліматичні умови материка обумовлені насамперед тим, що Австралія майже посередині перетинається південним тропіком, а тому на території материка домінує область високого тиску, а переважаючими вітрами є південно-східні пасати та західні вітри.

Значний вплив на кліматичні процеси на території Австралії має Великий Вододільний хребет, який забирає вологу, що несуть пасати. У цілому мала порізаність берегів, гори на сході послаблюють вплив океанів. Тому клімат на більшій частині материка відзначається сухістю і континентальністю.

Влітку над північною і середньою частинами Австралії встановлюється низький атмосферний тиск. Екваторіальні повітряні маси спричиняють значні опади на північному узбережжі Австралії. Просуваючись у внутрішні райони, вони прогриваються і стають сухішими, а тому опадів майже не випадає. На крайньому півдні західні вітри помірних широт приносять опади переважно взимку. На сході, як улітку, так і взимку, опадів буває багато.

Австралія розміщена в чотирьох кліматичних поясах: субекваторіальному, тропічному, субтропічному та помірному (в останньому розміщена більша частина острова Тасманія). *Північна частина материка знаходиться в субекваторіальному поясі і характеризується* перемінно-вологим кліматом. Цей пояс, що доходить до 20° пд. ш., характеризується спекотним (+30°) і дощовим літом та жаркою (+25°) сухою зимою. На більшій частині його території протягом року буває від 500 до 1000 мм опадів. На півдні кількість їх зменшується до 250–500 мм, а на крайній півночі досягає 3000 мм на рік.

У тропічному поясі (до 30° пд. ш.) формуються два основних типи клімату: тропічний вологий і тропічний сухий. Область вологого тропічного клімату розміщена на східному узбережжі материка, де дмуть південно-східні пасати. Ці вітри проходять над теплою Східноавстралійською течією і приносять з Тихого океану багато вологи та сильно зволожують східні схили Великого Вододільного хребта (1000–1500 мм). У центрі і на заході тропічного поясу цілий рік панує сухе тропічне повітря. Літом температура повітря – 30°C і вище, зимою – 10–15°C. Опадів – 250–300 мм. На західному узбережжі через холодну течію температура повітря нижча.

У субтропічному поясі (на південь від 30° пд. ш.) виділяють три типи клімату: субтропічний вологий – на південному сході, субтропічний континентальний – вздовж Великої Австралійської затоки та субтропічний середземноморський – на південному заході материка. Відрізняються вони, головним чином, кількістю опадів і їхнім режимом. Так, в області субтропічного вологого клімату опади випадають протягом всього року з літнім максимумом, температура січня – близько $+22^\circ\text{C}$; липня – $+6^\circ\text{C}$. Континентальний тип клімату характеризується малою кількістю опадів протягом року та доволі різкими річними і добовими коливаннями температур. Особливість середземноморського клімату – осінні та зимові дощі, спекотне сухе літо, середня кількість опадів – 500–600 мм.

Острів Тасманія майже повністю знаходиться в помірному поясі, де переважають західні вітри, які приносять багато опадів (1000 мм). Тут відносно тепла зима та порівняно прохолодне літо.



3. Клімат Антарктиди

Антарктида – найхолодніший материк на Землі. Однією з причин суворості клімату материка є абсолютна висота материка. Але першопричина зледеніння не висота, а географічне положення, яке визначає дуже малий кут падіння сонячних променів. До того ж лід відбиває майже всі сонячні промені, що досягають поверхні материка. Майже 90% сонячної радіації в літній час відбивається від поверхні материка. В умовах полярної ночі відбувається сильне вихолоджування материка. Особливо це виявляється у внутрішніх районах, де навіть літом середньодобові температури не піднімаються вище -30°C , а зимою вони доходять до -60 – -70°C . На станції «Восток» зареєстрована найнижча температура на Землі ($-89,2^\circ\text{C}$). На узбережжі материка температури значно вищі: літом – до 0° , зимою – до -10 – -25°C .



У результаті сильного охолодження у внутрішній частині материка формується область високого тиску (баричний максимум), від якої у бік океану дмуть постійні вітри, особливо сильні на узбережжі в смузі шириною 600–800 км. Вони досягають іноді ураганної сили, розвиваючи швидкість до 200 км/год.

Льодовиковий покрив постійно поповнюється за рахунок випадання невеликої кількості снігу та утворення інію на поверхні льоду. У

середньому на материк випадає близько 200 мм опадів на рік, у центральних частинах їхня кількість не перевищує декілька десятків міліметрів.

4. Клімат Південної Америки

Особливості клімату Південної Америки визначаються насамперед тим, що вона більшою частиною території лежить у низьких екваторіально-тропічних широтах, а в субтропіках і помірному поясі південної півкулі різко звужується. Положення більшої частини Південної Америки в жаркому тепловому поясі зумовлює надходження великої кількості *сонячної радіації* протягом усього року і мало виражену сезонність погодних явищ.

Простягання орографічних елементів сприяють меридіональному перенесенню повітряних мас над материком. Високі Анди на заході заступають шлях повітряним масам із Тихого океану на схід, а великі рівнини на сході материка відкриті для проникнення східних вологих повітряних мас з Атлантичного океану. Пасати, приносячи з Атлантики тепле і вологе повітря, сприяють випаданню великої кількості опадів на рівнинах. На клімат південної частини помірного поясу Тихоокеанського

узбережжя впливають західні вітри помірних широт, які приносять з океану багато вологи і вирівнюють протягом року температури повітря. Як наслідок, клімат більшої частини Південної Америки теплий і дуже вологий. *Материк є найвологішим на Землі.*

Важливу роль у формуванні клімату материка відіграють холодна *Перуанська течія*, яка майже від 50° пд. ш. доходить до екватора, та холодна *Фолклендська течія*. Вони дуже охолоджують повітря узбережних районів і не сприяють утворенню опадів. До східного берега материка підходить тепла *Південна Пасатна течія*, яка поділяється на *Гвіанську* і *Бразильську*.

Якщо географічне положення Південної Америки впливає на формування кліматичних поясів, то інші фактори клімату зумовлюють особливості їхнього простягання, формування в межах поясів певних типів кліматів. На території Південної Америки виділяють такі кліматичні пояси: екваторіальний, субекваторіальний, тропічний, субтропічний і помірний.

В екваторіальному поясі лежать західна частина Амазонської низовини і Північні Анди. Тут переважають екваторіальні повітряні маси з високими температурами протягом року ($+25^{\circ}$, $+27^{\circ}$) і великою вологістю (опадів буває до 3000 мм на рік, а в передгір'ях Анд і більше).

У субекваторіальному поясі знаходяться Орінокська низовина, Гвіанське нагір'я, східна і південна частини Амазонської низовини, північна і центральна частини Бразильського нагір'я. Середні температури зимових місяців змінюються від $+20^{\circ}$ до $+24^{\circ}$, а літніх – від $+25^{\circ}$ до $+28^{\circ}$; опадів буває від 1000 до 2000 мм. Основна частина їх випадає в літній період, а на північно-східних схилах Гвіанського нагір'я і прилеглого до нього узбережжя Атлантичного океану опади рівномірно випадають протягом усього року.

У тропічному поясі лежать південно-східна частина Бразильського нагір'я, північ Ла-Платської низовини, внутрішні рівнини і середня частина Анд. У ньому помітна різниця температур за сезонами року (літо — $+25^{\circ}$, зима — $+15^{\circ}$), опадів на сході буває від 1000 до 2000 мм, а на внутрішніх рівнинах — від 500 до 1000 мм. Майже всі опади бувають улітку, за винятком східних схилів Бразильського нагір'я, де вони випадають і взимку. У тропічному поясі чітко виділяються такі типи кліматів: *тропічний вологий* (приатлантичні райони), *тропічний континентальний* (внутрішні райони), *високогірний клімат* Анд з вертикальними поясами і *тропічний пустельний клімат* Тихоокеанського узбережжя.

Субтропічний пояс охоплює території, розташовані в основному між 30° і 40° пд. ш. Зима тут тепла ($+10^{\circ}$, $+15^{\circ}$), літо спекотне ($+20^{\circ}$, $+25^{\circ}$). Взимку з півдня часто йде вторгнення холодних повітряних мас, внаслідок чого бувають короточасні різкі похолодання. Опадів тут у середньому від 500 до 1000 мм, причому їхня кількість зменшується в напрямку від Атлантичного океану до Анд, але в південній частині Тихоокеанського узбережжя – понад 2000 мм. У субтропічному поясі виділяються області *субтропічного вологого клімату* (на сході), *субтропічного континентального* (в центрі) і *середземноморського клімату* із сухим літом і вологою зимою (на Тихоокеанському узбережжі).

Території, що лежать на південь від 40° пд. ш., знаходяться у *помірному кліматичному поясі*, де чітко виявляються зміни температур за порами року. На півночі середня температура літа становить $+15^{\circ}$, на півдні – $+10^{\circ}$, а взимку відповідно $+5^{\circ}$ і 0° . У східній частині поясу панує *континентальний*, порівняно сухий клімат (річна кількість опадів – 100–250 мм) з холодною зимою і теплим, вологішим літом. На Тихоокеанському узбережжі *клімат морський*. Він формується під впливом західних вітрів помірних широт, що приносять багато опадів (понад 3000 мм на рік).

В Андах добре виражена висотна кліматична поясність. У нижньому поясі гір клімат не відрізняється від клімату оточуючих рівнин. При піднятті в гори змінюється температура і режим опадів. Особливо суворий клімат Анд у тропічному поясі на високих центральних плоскогір'ях, оточених хребтами, де повітря дуже чисте і сухе, опади навіть літом випадають, в основному, у



вигляді снігу і їх дуже мало. Тут розміщені найсухіші та найбідніші на живі організми високогір'я в світі.

5. Клімат Північної Америки

Клімат Північної Америки формується під впливом багатьох факторів. До них належить, насамперед географічна широта – розміщення материка в різних теплових поясах. Це зумовлює надходження неоднакової кількості тепла в різні його райони. Так, середня температура січня на півночі материка становить -35° , а в Центральній Америці — $+24^{\circ}$; температура липня на півночі досягає $+5^{\circ}$, а на півдні — $+25^{\circ}$.

Другим важливим географічним чинником клімату є особливості простягання основних орографічних елементів поверхні. Вони значною мірою визначають характер атмосферної циркуляції над материком. Територія, яка розташована на південь від паралелі 30° пн. ш., перебуває під впливом *північно-східних пасатів*, що впродовж року рівномірно приносять на рівнини і навітряні схили велику кількість опадів (від 1000 до 2000 мм і більше). У помірних широтах переважають *західні вітри* з Тихого океану. Однак вплив вологи і температур, яку вони несуть поширюється тільки на вузьку узбережну смугу. Морські повітряні маси, перейшовши через високі Кордильєри, втрачають вологу та свої своєрідні температурні властивості. У результаті у внутрішніх районах материка вищі літні температури, нижчі зимові та менша вологість. Через відсутність гірських систем широтного напрямку холодні *арктичні повітряні маси* доходять аж до берегів Мексиканської затоки, а *тропічні* – далеко на північ. Це зумовлює велику мінливість погоди на рівнинах, особливо взимку, спричиняє виникнення час від часу на Центральних рівнинах Північної Америки потужних атмосферних вихорів – *торнадо*.



Певний вплив на клімат Північної Америки мають морські течії. *Аляскінська* тепла течія пом'якшує зимові температури північно-західного узбережжя і приносить сюди насичене вологою повітря. Холодна *Каліфорнійська течія* знижує літні температури у прибережних районах і не сприяє утворенню опадів. Дуже впливає на клімат Північної Америки холодна *Лабрадорська течія*, знижуючи температуру повітря на північному сході. Тепла *течія Гольфстрім* впливає на клімат тільки південно-східної частини материка, бо у вищих широтах повертає на північний схід.

Усі ці фактори зумовлюють різноманітність клімату Північної Америки і формування кількох кліматичних поясів та областей.

Канадський Арктичний архіпелаг, Гренландія і північне узбережжя материка майже до полярного кола розташовані в *арктичному кліматичному поясі*, де тільки в узбережних районах літні температури піднімаються до $+5^{\circ}$, а на островах — трохи вище 0° . Взимку ж температури не перевищують -35° . Далі на південь, до 60° пн. ш. на заході і 63° пн. ш. на сході, лежить *субарктичний кліматичний пояс* із теплішим літом (від $+5^{\circ}$ до $+12^{\circ}$) і м'якшою зимою (-25°), особливо на заході і сході, де відчувається пом'якшуючий вплив океанів. Опадів, як і в арктичному поясі, буває мало (до 300 мм), але через малу випаровуваність клімат досить вологий.

На південь від субарктичного поясу знаходиться *помірний кліматичний пояс*, південна межа якого проходить приблизно по 40° пн. ш., відхиляючись на західному узбережжі на північ до 45° пн. ш. Помірний кліматичний пояс поділяється на області *морського клімату* (тихоокеанське узбережжя), *континентального клімату* (внутрішні райони від Аппалачів до Кордильєр) і *помірно континентального клімату* (східне узбережжя). У першій області зима тепла (0°), літо прохолодне ($+16^{\circ}$), багато опадів (1500 мм), особливо взимку. У другій області клімат материковий континентальний із досить холодною зимою (до -24°) і спекотним літом (до $+24^{\circ}$), з незначною вологістю (опадів до 500 мм). Третя область характеризується холодною зимою (до -20°), прохолодним літом (до $+18^{\circ}$) та великою кількістю опадів (500–1000 мм і більше).

Південна частина материка, приблизно між 40–30° пн. ш., лежить у субтропічному кліматичному поясі, який охоплює області середземноморського, континентального і субтропічного вологого кліматів. В області середземноморського клімату (західне узбережжя) зима тепла та дощова, а літо жарке і бездощове. На атлантичному узбережжі і на півночі Флориди панує субтропічний вологий клімат з додатними температурами протягом року і великою кількістю опадів (1000–2000 мм). У внутрішніх областях цього поясу клімат континентальний із жарким літом, теплою зимою і меншою кількістю опадів, які бувають переважно в теплу пору року.

Вузька частина материка (між 30° і 13° пн. ш.) та острови Карибського моря лежать у тропічному кліматичному поясі, в якому жарке, вологе літо (+25°) змінюється теплою зимою (понад +20°). Опадів буває від 500 до 1000 мм на рік. У внутрішніх районах Мексиканського нагір'я і на півострові Каліфорнія клімат дуже посушливий, пустельний (опадів менше 300 мм на рік).

Невелика територія Панамського перешийка, на південь від 13° пн. ш., знаходиться в субекваторіальному кліматичному поясі, де впродовж року панують високі температури (до +30°) і буває до 3000 мм опадів на рік, більша частина яких припадає на літо.

6. Клімат Євразії

Кліматичні особливості материка визначаються його величезними розмірами, великою протяжністю з півдня на північ (від екватора до арктичних широт), із заходу на схід, а також будовою поверхні – наявністю високих гірських систем на півдні і сході, поширенням рівнин у північній частині. Могутні гірські пасма хребтів, які піднімаються на півдні Євразії й уздовж східної її окраїни, створюють труднощі для проникнення повітряних мас з Тихого й Індійського океанів углиб материка. На заході і півночі Євразія «відкрита» впливу Атлантики і Північного Льодовитого океану.

Будова поверхні, поряд із географічним положенням і величиною материка зумовили те, що на теренах Євразії розташований полюс холоду північної півкулі в Оймяконі, один із найжаркіших районів світу на Аравійському півострові, території, де за рік випадає в середньому менше ніж 50 мм опадів (на Аравійському півострові), а також більше як 12000 мм (селище Черапунджа в Індії).

Завдяки великій протяжності з півночі на південь Євразія розташована у всіх кліматичних поясах північної півкулі: від арктичного до екваторіального. Найбільші площі займає помірний пояс, тому що саме в помірних широтах материк найбільше витягнутий із заходу на схід.

В арктичному і субарктичному поясах західні райони мають більш м'який клімат з відносно невеликими амплітудами температур за рахунок порівняно теплої зими і прохолодного літа. На сході поясів клімат характеризується дуже холодною (до –40...–45 °С) зимою.

У межах помірного поясу кліматичні умови дуже різноманітні. Клімат західного узбережжя – морський, він знаходиться впродовж усього року під впливом морських повітряних мас з Атлантичного океану. Тому літо тут прохолодне, зима відносно тепла навіть у північних широтах (на узбережжі Скандинавського півострова). Опади випадають цілий рік. При проходженні циклонів погода швидко змінюється, улітку можуть бути похолодання, узимку часті відлиги.

Деякі риси морського типу клімату зберігаються і східніше (майже на всій континентальній території Європи): нестійкість погоди, відносно волога зима. Однак з віддаленням на схід від Атлантичного океану росте різниця літніх і зимових температур: зима стає помітно холоднішою. Влітку опадів більше, ніж узимку. Це область перехідного від морського до континентального клімату. Такий тип клімату називають помірно-континентальним.

За Уралом у Сибіру і Центральній Азії зима дуже холодна, суха, літо спекотне, помірно вологе. Це область континентального клімату. Вона сформувалася під впливом того, що територія віддалена від Атлантичного океану, горами відокремлена від Тихого, а тому взимку тут домінує величезна область високого тиску – Азіатський максимум.

На східному узбережжі материка клімат мусонний із відносно теплим і дуже вологим літом і холодною сухою зимою.

У субтропічному поясі на рівнинах цілий рік температури додатні. Тут виділяються три кліматичні області. На заході – середземноморського клімату, де влітку панує сухе тропічне повітря (спекотно, безхмарне небо), а взимку – морське повітря помірних широт, яке спричиняє випадання опадів.

У районах Передньоазіатських нагір'їв клімат *субтропічний континентальний* з відносно холодною (місцями з температурами нижче 0°) зимою і спекотним дуже сухим літом. Загальна кількість опадів невелика, випадають вони у зимово-весняний період.

На сході материка субтропічного поясу – область *мусонного клімату* з характерним для нього режимом опадів (літній максимум).

Тропічний клімат панує тільки Аравійському півострові, у Месопотамії, на півдні Іранського нагір'я й у басейні нижнього Інду. Тут панують впродовж усього року континентальні тропічні повітряні маси, дуже сухі і жаркі. Літо дуже спекотне (середні температури липня +30...+ 35 °С), зима тепла (середні температури січня – +18...+24 °С). Кількість опадів на рівнинах не перевищує 200 мм, а місцями – менше 50 мм у рік.

На широтах 10–20° пн. ш. на схід від річки Інд тропічний пояс виклинюється і заміщується *субекваторіальним кліматом*. Він охоплює більшу частину Індо-Гангської низовини, півострів Індостан та Індокитай, південну частину Китаю.

На півостровах та островах південніше 8° пн. ш. сформувався *екваторіальний клімат*. Він характеризується високими температурами, вологістю та кількістю опадів впродовж усього року..