

О. О. Кисельова

**МЕТЕОРОЛОГІЯ
ТА ОСНОВИ КЛІМАТОЛОГІЇ**

Міністерство освіти і науки України
Луганський національний педагогічний університет
імені Тараса Шевченка

О. О. Кисельова

**МЕТЕОРОЛОГІЯ
ТА ОСНОВИ КЛІМАТОЛОГІЇ**

*Підручник
для студентів вищих навчальних закладів*

*Рекомендовано
Міністерством освіти і науки України*

Луганськ
„Альма-матер”
2005

УДК [551.5 + 551.58] (075.8)
ББК 26.23я73 + 26.234. 7я73
К 44

*Рекомендовано
Міністерством освіти і науки України
(лист № 14/18.2 – 912 від 26.04.2005)*

Рецензенти:

Зеленська Л. І. – кандидат географічних наук, доктор педагогічних наук, професор Дніпропетровського національного університету.

Мельничук І. В. – доктор географічних наук, професор Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

К 44 Кисельова О. О. Метеорологія та основи кліматології:
Підручник для студентів спеціальностей “Географія”, «Географія та біологія», “Екологія”, “Садово-паркове господарство” вищих навчальних закладів. – Луганськ: Альма-матер, 2005. – 148 с.

ISBN 966-617-195-3

Підручник призначений для студентів, які навчаються за спеціальностями “Географія”, “Географія та біологія”, “Екологія”, “Садово-паркове господарство” як денної, так і заочної форм навчання. У комп’ютерному варіанті може бути використаний для дистанційного навчання.

**УДК [551.5 + 551.58] (075.8)
ББК 26.23я73 + 26.234. 7я73**

ISBN 966-617-195-3

© Кисельова О. О., 2005
© Альма-матер, 2005

Вступ

Наука, що вивчає та пояснює фізичні явища та процеси, які тривають в атмосфері при взаємодії з поверхнею ґрунту, води, рослинністю, тобто, підстеляючою поверхнею, зветься *метеорологією*. Ця наука є фізикою атмосфери, тому що процеси, які відбуваються в ній, мають фізичний характер. Різноманітні явища, що проявляються в земній атмосфері внаслідок тих чи інших фізичних процесів, не є ізольованими; вони тісно пов'язані з процесами, що відбуваються у верхніх шарах ґрунту та води. Всі ці явища та процеси здійснюються, в основному, завдяки сонячній енергії, що надходить до земної поверхні.

Стан атмосфери на тій чи іншій території, який визначається фізичними процесами, що відбуваються в ній за короткий час при взаємодії з підстеляючою поверхнею, зветься *погодю*.

Спостереження за погодою за багаторічний період дозволяє визначити клімат даної місцевості. *Кліматом* зветься закономірна послідовність атмосферних процесів, яка складається внаслідок прояву та взаємодії трьох кліматотворчих факторів: теплообігу, вологообігу та атмосферної циркуляції. Клімат певної місцевості зумовлює характерний для неї *режим погоди*, так само як і багаторічний режим погоди зумовлює клімат.

Наука, що вивчає умови формування клімату та кліматичний режим різних країн і районів Землі, називається *кліматологією*. Остання вивчає фактори кліматотворення, закономірності в поширенні на поверхні земної кулі різних кліматотворчих процесів та явищ і типи кліматів, що формуються в різних фізико-географічних

умовах, а також вирішує питання, пов'язані зі змінами клімату під впливом діяльності людини.

Закономірності формування клімату тісно пов'язані з закономірностями, яким підкорюються атмосферні процеси. Тому вивчення атмосфери, як частини географічної оболонки, повинно бути комплексним, тобто вивчення її має здійснюватися як із точки зору особливостей ходу метеорологічних процесів, так і з позиції формування різних типів клімату та їх поширення на Землі.

Вивчення курсу починається з детального розгляду будови атмосфери та складу повітря її нижнього шару – тропосфери, де саме й формується погода.

Стан атмосфери розглядається логічно через безпосередній або опосередкований вплив на неї сонячної радіації, який визначає тепловий режим, вміст вологи та циркуляцію атмосфери.

На основі вже засвоєного матеріалу з метеорології дається уявлення про фактори кліматоутворення та кліматотворчі процеси, обґрунтовується закономірності формування різних типів клімату.

Для кращого засвоєння курсу «Метеорологія та основи кліматології» наведені контрольні запитання та завдання, відповіді на які слід шукати не лише на сторінках цього підручника, але й у рекомендованій літературі.

При складанні цього підручника було використано матеріали підручників та монографій, наведених у списку джерел.

СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ ТА ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ

Будова та склад атмосфери

Атмосфера (грец. *атмо* – повітря, *сфера* – куля) – повітряна оболонка, що оточує Землю й обертається разом із нею.

Нижня межа атмосфери – земна поверхня. Верхню межу умовно проводять на висоті близько 1000 км, хоча вона простягається значно вище – до 40000 км, але на такій висоті вона дуже розріджена, й частинки повітря вже не утримуються земним тяжінням, тому що тут “закінчується” гравітаційне поле Землі. Оскільки Земля має форму еліпсоїда, зовнішня поверхня атмосфери має таку ж саму форму. Але повітряний еліпсоїд значно більше за тверду земну кулю стиснутий біля полюсів. Це зумовлене тим, що щільність повітря значно поступається щільності гірських порід.

Повітря атмосфери – це механічна суміш газів, у якій у взваженому стані перебувають тверді та рідкі частинки.

Атмосфера наявна практично на всіх планетах Сонячної системи. На Меркурії це розріджена атмосфера, планета отримує від Сонця в 7 разів менше тепла, ніж Земля, й характеризується великими перепадами температури впродовж доби. Венера має потужну гарячу вуглекислу атмосферу. Значний шар хмар утворює тут так званий “оранжерейний ефект”. На Марсі атмосфера розріджена, складається в основному з вуглекислого газу та водню, містить у собі мало вологи. Атмосфера Юпітера воднева; ймовірно, ближче до поверхні планети вона рідка, а у верхніх шарах - газоподібна. Земна атмосфера вирізняється оптимальними для органічного життя характеристиками.

Повітря приземної атмосфери складається (за об'ємом) на 78% з азоту, на 21% із кисню, містить близько 1% інертних газів. Постійний газовий склад в атмосфері утримується до висоти 100 км. Ця частина атмосфери називається *гомосферою* (грец. *гомо* – однаковий). Вище простягається *гетеросфера* (грец. *гетеро* – різний), де під впливом ультрафіолетової радіації Сонця відбувається дисоціація (розщеплення) молекул газів на атоми.

Кожний газ в атмосфері виконує свої функції. Без вільного кисню неможливе дихання та горіння, не відбуваються окислювальні процеси. За рахунок кисню організми одержують енергію, необхідну для виконання біологічних функцій. До складу повітря входить близько 10^{15} т кисню. Практично весь кисень проходить через живу речовину: тварини поглинають кисень і виділяють вуглекислий газ, а рослини з вуглецю утворюють свій організм, повертаючи в повітря кисень.

Азот є також важливим біогенним елементом, не зважаючи на його назву (від грец. *азоо* – безжиттєвий). Він входить до складу білків і нуклеїнових кислот, його сполуки забезпечують мінеральне живлення рослин, у чому виняткова роль належить азотфіксуючим бактеріям. Азот також виконує роль розбавлювача кисню, чим регулює процеси окислення, а, відтак, швидкість і напругу біологічних процесів.

Діоксид вуглецю використовується зеленими рослинами для побудови органічної речовини (фотосинтез). Окрім біологічних процесів, кисень, азот й діоксид вуглецю беруть активну участь у геохімічних процесах, зокрема, в хімічному вивітрюванні гірських порід.

Діоксид вуглецю (вуглекислий газ) – “утеплювач” Землі: він Разом із водяною парою вуглекислий газ

створює “парниковий”, або “оранжерейний ефект”, пропускаючи до земної поверхні короткохвильову сонячну радіацію й затримуючи довгохвильове випромінювання Землі. Вміст вуглекислого газу в атмосфері дуже малий (0,03%), проте його збільшення може призвести до потепління клімату, а відтак, до танення льодовиків, до підняття рівня Світового океану. А це, в свою чергу, призведе до збільшення площі водної поверхні, отже, до корінних змін географічних факторів кліматоутворення та перебудови ландшафтів.

Дуже важливою є роль озону (O_3), хоча в атмосфері його мало, а концентрація спостерігається на висоті 20-25 км (озоновий екран). За такої щільності повітря, яку має приземна атмосфера, озон, залежно від географічної широти та пори року, утворив би шар потужністю 2,5-5,0 мм. Роль озону величезна: він поглинає більшу частину ультрафіолетової радіації Сонця, яка у великих дозах згубно діє на живі організми.

У нижніх шарах атмосфери багато дрібних твердих частинок, особливо в містах. Це мінеральний пил, насіння та спори рослин, частинки морської солі тощо. Їх кількість збільшується після виверження вулканів, масових лісових пожеж, пилових бур і т. ін. У верхніх шарах атмосфери концентрується космічний пил, у тому числі продукти горіння метеоритів. Підраховано, що за рік на Землю випадає близько 1000 т космічного пилу. В тропосфері тверді частинки виступають як ядра конденсації, навколо яких утворюються краплини води та сніжинки. Отже, без таких “наповнювачів” повітря не утворювалися б хмари та не випадали опади.

Складовою частиною повітря є невидима водяна пара, яка за певних умов конденсується або сублімується, що є передумовою утворення опадів. Як і вуглекислий газ,

водяна пара відіграє роль утеплювача Землі. Майже вся атмосферна волога (90% від загальної кількості водяної пари) міститься в нижньому 5-кілометровому шарі атмосфери.

Повітря не має кольору. Але колір неба змінюється залежно від інтенсивності розсіювання сонячних променів, яка, в свою чергу, визначається довжиною хвилі: інтенсивність розсіювання зворотно пропорційна четвертому ступеневі її довжини. В першу чергу розсіюються короткохвильові промені – фіолетові, сині, блакитні, в останню - червоні. Тому на великих висотах колір неба фіолетовий, а в нижніх шарах – блакитний. Залежно від вмісту пилу та водяної пари небо може набувати різних відтінків.

Маса атмосфери складає одну мільйонну частку маси земної кулі. Половина її перебуває в нижньому п'ятикілометровому, а три чверті – в десятикілометровому шарі повітря. Отже, з підняттям маса повітря та його тиск суттєво зменшуються. По вертикалі атмосфера неоднорідна не лише за складом, але й за характером зміни температури повітря.

Тропосфера (від грец. *τροπος* – поворот) – найнижчий та найщільніший шар атмосфери (рис. 1). В ньому міститься 80% всієї маси повітря. Його верхня межа розташована на висоті 18 км над екватором та на висоті 8–9 км – над полюсами. Температура повітря знижується з висотою в середньому на 6° на кожний кілометр і сягає біля верхньої межі над північним полюсом значення $(-)55^{\circ}\text{C}$, а над екватором навіть $(-)70^{\circ}\text{C}$. З висотою зменшується й атмосферний тиск. На верхній межі тропосфери він у 4 рази менший, ніж біля земної поверхні. В тропосфері відбувається інтенсивний вертикальний рух повітря – *конвекція* та горизонтальне переміщення – *вітри*.

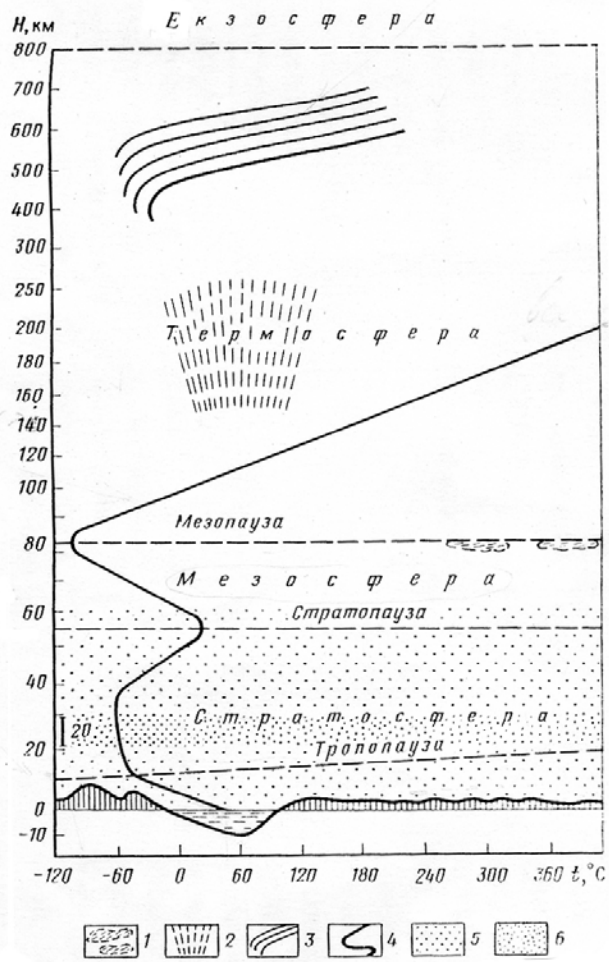


Рис. 1. Будова атмосфери:
 1-сріблясті хмари; 2-полярні саява у нижньому шарі термосфери; 3-
 полярні саява у верхньому іонізованому шарі термосфери; 4-
 температурна крива; 5-шар поширення озону; 6-шар найбільшої
 концентрації озону

Тут зосереджена майже вся водяна пара, тут утворюються тумани, хмари, опади.

Таким чином, погода, в основному, формується в тропосфері. Саме в тропосфері проявляється найдужче вплив земної поверхні, тому що від неї нагрівається повітря. Верхні ж шари атмосфери нагріваються безпосередньо завдяки сонячній радіації, й там діє термодинамічна система, незалежна від земної поверхні. Тому тропосфера належить до географічної оболонки, оскільки тут земна поверхня й атмосфера перебувають у безпосередній тепловій взаємодії, й лише тут виникли умови для існування життя. На верхній межі тропосфери зникають широтні відмінності в температурі повітря, й географічна зональність нівелюється.

Тонкий (потужністю в 1 км) перехідний шар – *тропопауза* – відокремлює тропосферу від *стратосфери*, яка розташована вище від тропосфери й простягається пересічно до висоти 50 км. Температура повітря в ній підвищується через поглинання сонячної енергії озоном, і біля верхньої межі вона сягає нуля градусів. Озоновий екран, що обмежує тепловий вплив земної поверхні та поширення життя, практично є верхнею межею *біосфери*.

У стратосфері майже немає водяної пари, тому майже немає й хмар. У межах стратосфери відбувається інтенсивна вертикальна та горизонтальна циркуляція повітря, викликана неоднорідним розподілом тепла, й дмуть ураганні вітри швидкістю 300–400 км/год.

Над нагрітою стратосферою після відповідного проміжного шару (*стратоплаузи*) розташована *мезосфера*, що простягається до висоти 80 км. Температура в ній падає до (-) 90°C. Вище від мезосфери розташована *термосфера*

(до висоти 1000 км). У цьому шарі атмосфери температура сягає значень, що перевищують 1500°C.

На відміну від нижніх, верхні шари атмосфери іонізовані. Тут під дією ультрафіолетової та електричної радіації молекули газів та атоми руйнуються. Процес розщеплення атомів та утворення заряджених електронів називається *іонізацією*. Тому термосферу ще називають *іоносферою*. Шар іонізації відбиває радіохвилі, а це забезпечує далекий радіозв'язок на Землі. Іонізація зумовлює світіння газів і виникнення полярних сьйв. У верхній мезосфері в час смеркання спостерігаються сріблясті хмари, природу яких вивчено ще недостатньо.

Вище 1000 км починається *екзосфера* (зовнішня атмосфера). На її верхній межі швидкість руху частинок газів (водню та гелію) сягає критичної величини (11 км/с), й частинки повітря, що не втримуються земним тяжінням, розсіюються в космічному просторі.

У кліматології тропосферу та нижню стратосферу називають *нижньою атмосферою*, а більш високі шари – *верхньою атмосферою*.

Атмосфера відіграє велику роль у житті Землі. Вона захищає все живе на планеті від згубної дії ультрафіолетового сонячного випромінювання, а також частково й від корпускулярних потоків – електрично заряджених частинок, що летять від Сонця, та космічних променів.

Без атмосфери Земля була б такою безжиттєвою, як і Місяць. Атмосфера оберігає Землю від надмірного перегрівання вдень та переохолодження вночі (на Місяці, де відсутня атмосфера, добова амплітуда температур сягає 300°C). Атмосфера є “щитом” проти метеоритів – залізокам’яних “прибульців” із Космосу, більшість із яких, потрапляючи в щільні шари атмосфери, згорає.

Атмосфера взаємодіє з усіма оболонками Землі. Між земною поверхнею (сушею та водою) та атмосферою відбувається постійний обмін теплом та вологою. За відсутності атмосфери не було б вітру, хмар, опадів тощо. Повітря – необхідна умова органічного життя на нашій планеті, воно потрібне людям, тваринам, рослинам.

Для пізнання процесів, що відбуваються в атмосфері, досліджують не лише її нижні шари, але й верхні, високі, які вивчають за допомогою радіозондів, геофізичних ракет, штучних супутників Землі тощо.

Дослідженнями атмосфери та обслуговуванням організацій, підприємств, населення інформацією про погоду та клімат опікується *метеослужба*, яка об'єднує наукові метеорологічні заклади та мережу метеостанцій. Існує Всесвітня служба погоди у рамках Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) при ООН. До неї входять три світові метеорологічні центри – в Москві, Вашингтоні та Мельбурні, а також двадцять шість регіональних.

Значний вплив на склад повітря нижніх шарів атмосфери завдає людина. Зміни складу повітря, викликані господарською діяльністю людей, призводять до небажаних наслідків. Наприклад, збільшення оксиду сірки в повітрі викликає кислотні дощі. З викидами автотранспорту та металургійних підприємств у повітря надходять важкі метали. Шкідливими є викиди хімічних та нафтохімічних підприємств. Особливо забруднене повітря великих міст.

До глобальних змін клімату може призвести концентрація в атмосфері фреонів та діоксиду вуглецю. Фреони, що широко використовуються в побуті та промислового виробництві, а також оксиди азоту, що викидаються двигунами літаків, можуть до небезпечних

значень зменшити концентрацію озону. Основна частина антропогенного діоксиду вуглецю утворюється внаслідок згоряння органічного палива. Діоксид вуглецю посилює “оранжерейний ефект” в атмосфері, а це може сприяти підвищенню температури повітря біля земної поверхні, що неодмінно призведе до серйозних порушень природних процесів в географічній оболонці.

В наш час будуються очисні споруди та запроваджується безвідходне виробництво, що зменшує викиди шкідливих речовин в атмосферу. На охорону повітря в нашій державі та в інших країнах витрачаються великі кошти. За дотриманням норм гранично допустимих концентрацій шкідливих речовин (ГПК) у повітрі спостерігає *екологічна служба*. Принципово новою інформаційною системою є *моніторинг*, основним завданням якого є не лише спостереження за станом оточуючого середовища, зокрема, атмосферного повітря, але й оцінка та прогноз його з метою охорони природи.

Завдання та запитання:

1. Чому склад атмосферного повітря в різних шарах атмосфери неоднаковий?

2. Чому, не зважаючи на мінімальну кількість вуглекислого газу в атмосферному повітрі, цей газ має велике функціональне значення?

3. Чому саме в тропосфері формується погода?

4. Розгляньте уважно рис. 1, визначте:

а. на якій висоті утворюється полярне сійво і поясніть – чому саме там?

б. на якій висоті закінчується тропосфера? Поясніть, на якій підставі її відмежовують від стратосфери?

в. де сконцентрований шар озону?

5. Самостійно намалюйте схему будови атмосфери, звірте її з рис. 1.

Сонячна радіація в атмосфері та на земній поверхні

Основним джерелом життя та багатьох природних процесів на Землі є промениста енергія Сонця, або енергія *сонячної радіації*. Загальна кількість сонячної енергії величезна. За одну секунду Земля отримує від Сонця стільки енергії, скільки її виділилося б, якщо спалити 3 млн. т бензину. У порівнянні з цією колосальною кількістю тепла всі інші джерела енергії здаються незрівняно маленькими. Так, від Місяця Земля отримує тепло, яке підвищує температуру нашої планети лише на 1/6000 частку градуса. Внутрішня теплота Землі через погану провідність тепла земною корою здатна підвищити температуру на поверхні Землі лише на 0,1°C. Лісові пожежі та вулканічні виверження так само мало впливають на температуру земної поверхні, та ще й з огляду на те, що ці явища локальні та нетривалі. Отже, температура поверхні Землі майже повністю визначається сонячною радіацією, що надходить на Землю. Земля отримує лише одну двохмільярдну частину електромагнітної сонячної радіації; основна її частина розсіюється у світовому просторі.

Інтенсивність сонячної радіації вимірюється кількістю тепла в калоріях, що одержує за 1 хвилину 1 см² чорної поверхні, яка розташована перпендикулярно до сонячних променів і поглинає всю сонячну радіацію, що падає на неї. Кількість сонячної радіації, що надходить на земну поверхню, залежить від кута падіння сонячних променів (рис. 2). Ця залежність виражається формулою:

$$I = I_0 \sin h,$$

де I – кількість тепла, яку отримує за 1 хвилину 1 см^2 горизонтальної поверхні; I_0 – кількість тепла, що отримує за 1 хвилину 1 см^2 поверхні, перпендикулярної до сонячних променів; h – кут між падаючим сонячним промінням та горизонтальною землею поверхнею (висота Сонця над горизонтом).

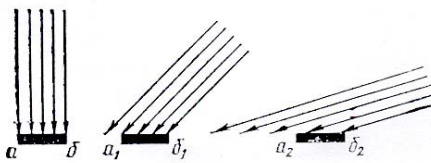


Рис. 2. Залежність нагрівання поверхні від кута падіння променів Сонця.
Площі ab , $a_1 b_1$ та $a_2 b_2$ однакові

Зі зміною висоти Сонця над горизонтом змінюється й інтенсивність сонячної радіації. Найбільшою вона є в істинний полудень, коли висота Сонця над горизонтом є найбільшою.

Інтенсивність сонячної радіації на верхній межі атмосфери є максимальною, вона виражається *сонячною постійною* й дорівнює $1,98 \text{ кал/см}^2 \text{ хв}$.

Інтенсивність сонячної радіації при проходженні через атмосферу слабшає через вміст у повітрі водяної пари, пилу та інших домішок.

Сонячна радіація біля верхньої межі атмосфери є неоднаковою на різних широтах, що пояснюється різною тривалістю дня та різною висотою Сонця над горизонтом. Річна сума радіації за межами атмосфери на екваторі дорівнює 320 ккал/см^2 , на полюсах – 133 ккал/см^2 . Влітку, коли на екваторі кут падіння сонячних променів є меншим, день – коротшим, а на півночі - навпаки, екватор отримує

160 ккал/см², а північний полюс – 133 ккал/см². А в день сонцестоянь, коли на полюсах Сонце не заходить за обрій, полюси отримують більше тепла, ніж екватор (відповідно 1100 та 814 ккал/см²). Т.ч., *солярний клімат* (клімат на верхній межі атмосфери) дещо відрізняється від земного. Насправді, клімат полярних країн є дуже суворим. Це пояснюється послабленням радіації в атмосфері та відбиттям радіації сніжною поверхнею.

Радіація буває *прямою* та *розсіяною*. Пряма радіація безпосередньо досягає земної поверхні у вигляді прямих променів, що надходять від сонячного диска в ясний день. Проходячи крізь земну атмосферу, сонячна радіація змінюється й за інтенсивністю й за спектральним складом внаслідок її поглинання й розсіювання атмосферними газами та взваженими в повітрі рідкими й твердими частинками. Частина сонячної радіації, розсіяної в атмосфері, досягає поверхні Землі (*розсіяна сонячна радіація*). У високих широтах розсіяна радіація переважає.

Інтенсивність розсіювання світла залежить від співвідношення частинок, що розсіюють, та довжини хвилі світла, що розсіюється. В атмосфері молекули повітря найінтенсивніше розсіюють промені, що мають найменші довжини хвиль. У видимій частині спектру такими променями є блакитні, сині та фіолетові, в невидимій – ультрафіолетові. Їх розсіювання й зумовлює блакитний колір неба. Зі збільшенням розміру частинок, що розсіюють, посилюється ступінь розсіювання ними довгохвильових променів – червоних, помаранчевих тощо. Довгі та короткі промені змішуються, небо набуває білосуватого відтінку.

Послаблення радіації залежить також від маси тих шарів атмосфери, скрізь які проходять сонячні промені, тобто від оптичної маси. *Оптичною масою* називають масу

шару повітря при вертикальному падінні сонячних променів. Під час сходу та заходу Сонця сонячні промені пронизують кілька оптичних мас (рис. 3), при цьому радіація, природно, стає слабшою, на Сонце можна дивитися незахищеним зором.

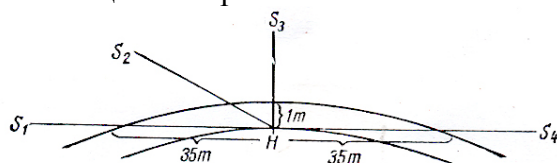


Рис. 3. Послаблення сонячної радіації в атмосфері впродовж доби на широті 0° :
 H - точка спостереження, m - число оптичних мас, S_{1-4} - положення Сонця

Коефіцієнт прозорості повітря (P) залежить від його вологості та запиленості атмосфери. Взимку, коли в атмосфері спостерігається найменший вміст водяної пари, коефіцієнт прозорості більший, аніж улітку. Запиленість повітря після вулканічних вивержень та лісових пожеж також зменшує прозорість, що, в свою чергу, зменшує сонячну радіацію.

Сукупність прямої та розсіяної радіації, що надходить на земну поверхню, називають *сумарною радіацією*. Річна кількість сумарної радіації залежить, насамперед, від кута падіння сонячних променів на земну поверхню (він визначається географічною широтою), а також від прозорості атмосфери й тривалості освітлення. В цілому сумарна радіація зменшується від екваторіально-тропічних широт до полюсів (рис.4).

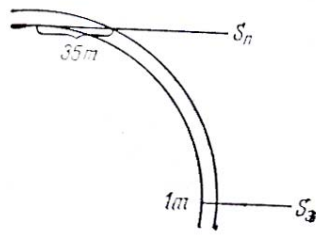


Рис. 4. Довжина шляху сонячних променів в атмосфері в оптичних масах над екватором та на полюсі

Вона максимальна (близько 220 ккал/см^2 за рік) у тропічних пустелях, де пряма сонячна радіація через велику висоту Сонця і безхмарне небо найбільш інтенсивна. У літнє півріччя розбіжності в надходженні сумарної сонячної радіації між низькими та високими широтами згладжуються за рахунок більшої тривалості освітлення в полярних районах (полярний день), в зимове півріччя вони сягають максимуму (полярна ніч).

Сумарна сонячна радіація, що надходить на земну поверхню, частково відбивається нею та втрачається (*відбита радіація*). Однак більша її частина поглинається земною поверхнею і перетворюється на теплоту. Повітря нагрівається від земної поверхні за рахунок довгохвильового випромінювання Землі, так званого *власного випромінювання* (E_s). Тому з підняттям повітря його температура в тропосфері знижується. Частина земної радіації втрачається у вигляді теплового випромінювання. Однак більша її частка затримується атмосферою. Здатність атмосфери пропускати сонячну радіацію до земної поверхні, але затримувати її теплове випромінювання (головним чином, завдяки водяній парі та діоксиду вуглецю) називається *парниковим, або оранжерейним ефектом*.

Та частина сумарної радіації, яка залишається після витрат її на відбиття та на теплове випромінювання від земної поверхні, називається *радіаційним балансом (залишковою радіацією)*. В цілому за рік усюди на Землі він додатній, за винятком високих льодових пустель Антарктиди та Гренландії. Радіаційний баланс закономірно зменшується від екватора (понад 120 ккал/см² за рік) до полюсів, де він майже дорівнює нулю. Від екватора до субтропіків (сорокові широти) радіаційний баланс упродовж усього року додатній, а, починаючи з помірних широт, улітку – додатній, узимку – від’ємний.

Таким чином, кількість прямої та розсіяної радіації на різних широтах на земній поверхні різна й має зонально-регіональний характер.

Сумарна сонячна радіація, надходячи до земної поверхні, поглинається нею несповна. Частина її відбивається. Здатність поверхні відбивати радіацію залежить від роду тіл, їх фізичних властивостей (кольору, шорсткості) (табл. 1).

Табл. 1

Види поверхні та зональні ландшафти	Альbedo
Свіжий сухий сніг	80-95
Вологий сніг	60-70
Морський лід	30-40
Тундра без снігового покриву	18
Стійкий сніговий покрив у помірних широтах	70
Нестійкий сніговий покрив у помірних широтах	38
Хвойний ліс улітку	10-15
Те ж, за стійкого снігового покриву	45
Листяний ліс улітку	15-20

Те ж, із жовтим листям восени	30-40
Лука	15-25
Степ улітку	18
Пісок різного забарвлення	25-35
Пустеля	28
Саванна в сухий сезон	24
Те ж, у сезон дощів	18
Уся тропосфера	33
Земля в цілому (планета)	45

Відношення радіації відбитої до сумарної радіації, виражене у відсотках, зветься *альbedo* (від лат. – білизна). Альbedo свіжого снігу дорівнює 85-90%, старого талого снігу – 30-50%. Альbedo залежить також від кута падіння сонячних променів. Так, альbedo водної поверхні за великих висот Сонця дорівнює 2%, а за висоти Сонця близько 10° альbedo може сягати 78% (рис. 5). Альbedo хмар залежить від їх форми та збільшується зі збільшенням їх потужності. Наявність у хмарах льодових кристаликів також збільшує здатність хмар відбивати сонячну радіацію.

Верхні шари ґрунту й води, сніговий покрив, рослинність самі випромінюють довгохвильову радіацію; цю земну радіацію називають *власним випромінюванням* земної поверхні. Земна поверхня за температури +15°C віддає за хвилину 0,6 кал/см². Така велика втрата тепла земною поверхнею призводила б до її швидкого охолодження, якби цьому не перешкоджав зворотній процес – поглинання сонячної й атмосферної радіації земною поверхнею.

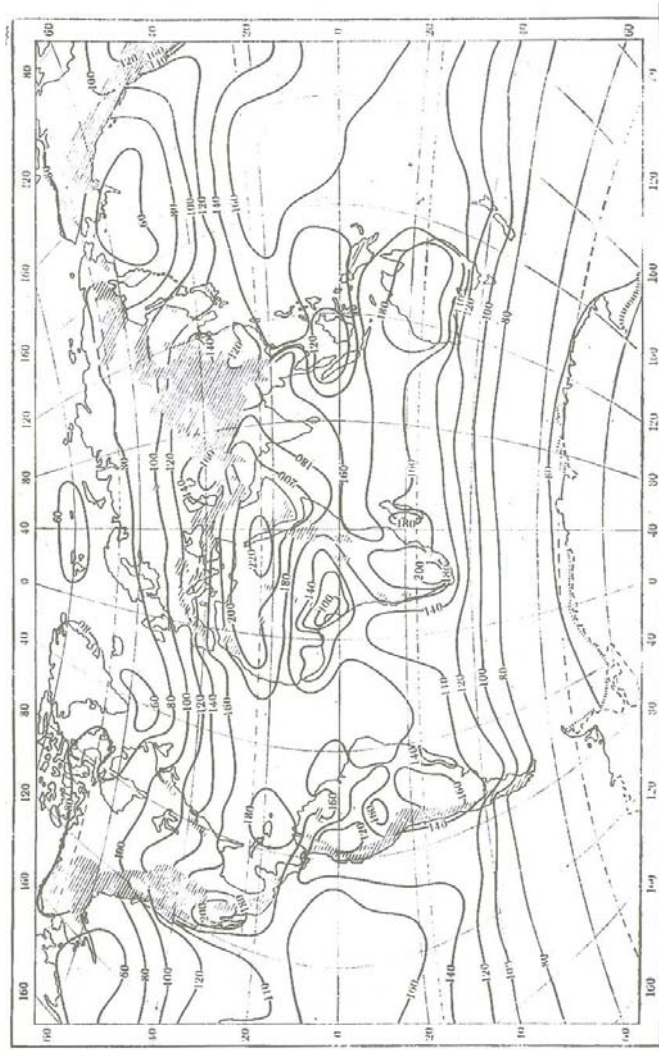


Рис. 5 Сумарна сонячна радіація у ккал/см² рік (за ФГАМ)

Атмосфера нагрівається, поглинаючи як сонячну радіацію (близько 15% від тієї, що надходить до Землі), так і власне випромінювання земної поверхні. Крім того, вона отримує тепло від земної поверхні шляхом теплопровідності та при випаровуванні з наступною конденсацією водяної пари. Будучи нагрітою, атмосфера випромінює сама. Так само, як і земна поверхня, вона випромінює невидиму інфрачервону довгохвильову радіацію.

Більша частина (70%) атмосферної радіації надходить до земної поверхні (рис.6), решта відходить у всесвітній простір.

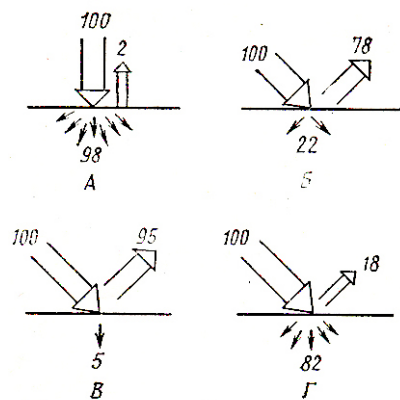


Рис. 6. Альbedo океанів за високим (А) та низьким (Б) положенням Сонця, сніжної (В) та степової поверхонь

Атмосферна радіація, що надходить до земної поверхні, зветься *зустрічним випромінюванням* (E_a); зустрічним тому, що воно спрямоване назустріч власному випромінюванню земної поверхні. Земна поверхня поглинає це зустрічне випромінювання майже цілком (на 90–99%). Таким чином, зустрічне випромінювання є для

земної поверхні важливим джерелом тепла на додаток до поглиненої сонячної радіації.

Зустрічне випромінювання зростає зі збільшенням хмарності, тому що хмари самі сильно випромінюють. Провідну роль як у поглинанні земного випромінювання, так і в зустрічному випромінюванні, відіграє водяна пара.

Зустрічне випромінювання завжди є дещо меншим за земне. Тому вночі, коли сонячної радіації немає, й до земної поверхні надходить лише зустрічне випромінювання, земна поверхня втрачає тепло через додатну різницю між власним та зустрічним випромінюванням (рис.7).

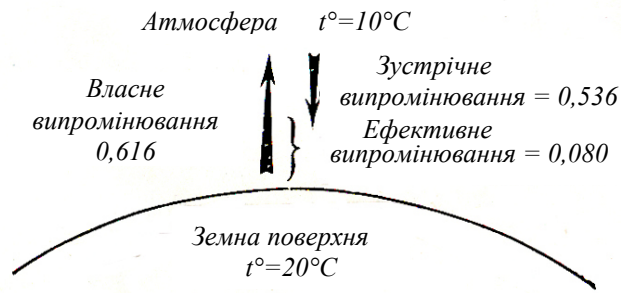


Рис. 7. Схема земного випромінювання у кал/хв

Ця різниця між власним випромінюванням земної поверхні та зустрічним випромінюванням атмосфери зветься *ефективним випромінюванням* (E_e):

$$E_e = E_s - E_a$$

Ефективне випромінювання являє собою чисту втрату променистої енергії, а, отже, й тепла із земної поверхні вночі, й саме воно вимірюється спеціальним приладом *піргеометром*.

Інтенсивність ефективного випромінювання за ясних ночей становить близько 0,10-0,15 кал/см²хв на рівнинних станціях помірних широт і до 0,20 кал/см² хв на

високогірних станціях (де зустрічне випромінювання менше). Зі збільшенням хмарності, що збільшує зустрічне випромінювання, ефективне випромінювання зменшується. За хмарної погоди воно значно менше, ніж у ясну, отже, зменшується й нічне вихолодження земної поверхні.

Ефективне випромінювання відбувається й у денні години. Але вдень воно перекривається або частково компенсується поглиненою сонячною радіацією. Тому земна поверхня вдень тепліша, ніж уночі, внаслідок чого й ефективне випромінювання вдень є більшим.

Загалом земна поверхня в середніх широтах втрачає приблизно половину тієї кількості тепла, яку вона одержує від поглиненої радіації.

Завдання та запитання:

1. Що таке сонячна радіація?
2. Що розуміють під інтенсивністю сонячної радіації?
3. Визначте інтенсивність сонячної радіації в м.Луганську ($48^{\circ}34'$ пн.ш.) та м.Норильську ($69^{\circ}20'$ пн.ш.) в дні рівнодення. Порівняйте одержані дані і поясніть різницю.
4. Чому у високих широтах розсіяна радіація є переважаючою?
5. Поясніть механізм утворення парникового, або оранжерейного, ефекту.
6. Від чого залежить ефективне випромінювання, як воно змінюється впродовж доби влітку та взимку?

Радіаційний баланс земної поверхні

Різниця між поглиненою радіацією (надходження) та ефективним випромінюванням (витрати) називають радіаційним балансом земної поверхні (залишкова радіація), який виражається формулою:

$$R = I \cdot \sin h \cdot (1 - A) - I_{\text{эф.}}$$

де $I \cdot \sin h$ – інтенсивність сонячної радіації; A – альbedo; $(1-A)$ – коефіцієнт поглинення; $I_{\text{эф}}$ – ефективне випромінювання.

Радіаційний баланс переходить від нічних, від'ємних, значень до денних, додатніх, після сходу Сонця при висоті його $10-15^\circ$. Від додатніх значень до від'ємних він переходить перед заходом Сонця за тієї ж висоти над горизонтом. За наявності снігового покриву радіаційний баланс переходить до додатніх значень лише за висоти Сонця близько $20-25^\circ$, тому що через велике альbedo снігу поглинення ним сумарної радіації замале. Вдень радіаційний баланс зростає зі збільшенням висоти Сонця та знижується з її зменшенням. У нічні години, коли сумарна радіація відсутня, від'ємний радіаційний баланс дорівнює ефективному випромінюванню й тому змінюється впродовж ночі дуже мало за умови незмінного режиму хмарності.

Випромінювання земної поверхні більшою мірою поглинається атмосферою, і атмосфера випромінює у світовий простір в кілька разів більше, ніж земна поверхня.

Таким чином, *радіаційний баланс атмосфери є від'ємним, а радіаційний баланс земної поверхні – додатнім.* Але оскільки атмосфера й земна поверхня обмінюються теплом не лише радіаційним шляхом, але й внаслідок теплопровідності, а також шляхом виділення та

поглинення тепла при випаровуванні й конденсації водяної пари, то завдяки цьому загальний радіаційний баланс врівноважується.

Довгохвильове випромінювання земною поверхнею та атмосферою в бік космосу зветься *вихідною радіацією*. Разом із відбитою та розсіяною короткохвильовою сонячною радіацією ця вихідна радіація компенсує надходження сонячної радіації до Землі. Таким чином, *Земля разом із атмосферою втрачає стільки ж енергії, скільки й одержує, тобто вона перебуває у стані променевої (радіаційної) рівноваги*.

Завдання та запитання:

1. Складіть самостійно формулу радіаційного балансу земної поверхні і поясніть її складові.
2. Що спричиняє радіаційну (променеву) рівновагу нашої планети?

Географічний розподіл радіаційного балансу

Радіаційний баланс – це різниця між сумарною радіацією та ефективним випромінюванням. Тому логічно попередньо розглянути географічний розподіл складових радіаційного балансу.

Ефективне випромінювання земної поверхні розподіляється по земній кулі більш рівномірно, ніж сумарна радіація. Пояснюється це тим, що зі зростанням температури земної поверхні, тобто з переходом до нижчих широт, зростає власне випромінювання земної поверхні, але одночасно зростає й зустрічне випромінювання внаслідок великого вологовмісту повітря та більш високій його температурі. Тому зміни ефективного випромінювання з широтою не дуже великі.

Поблизу екватора, за великої вологості та хмарності, ефективне випромінювання складає близько 30 ккал/см^2 за рік як на суші, так і на морі. У напрямку до високих широт воно зростає, сягаючи під 60-ю паралеллю приблизно $40\text{--}50 \text{ ккал/см}^2$ за рік над океаном та 80 ккал/см^2 за рік на суші.

Як уже відзначалося, радіаційний баланс земної поверхні за рік додатний для всіх місць на Землі, окрім льодових плато Гренландії та Антарктиди. Це означає, що річне надходження поглиненої радіації більше, ніж ефективне випромінювання за той же час. Але це зовсім не означає, що земна поверхня з кожним роком стає теплішою. Пояснюється це тим, що надлишок поглиненої радіації врівноважується передачею тепла від земної поверхні в повітря шляхом теплопровідності та при фазових перетвореннях води. Таким чином, не зважаючи на те, що для земної поверхні не існує рівноваги в одержанні та витратах радіації, існує теплова рівновага: надходження тепла до земної поверхні як радіаційним, так і нерадіаційним шляхами, дорівнює його витратам тими ж засобами.

Близько 60-ї паралелі в обох півкулях річний радіаційний баланс дорівнює $20\text{--}30 \text{ ккал/см}^2$. Звідси до більш високих широт він зменшується й на материку Антарктида стає від'ємним: від -5 до -10 ккал/см^2 . До низьких широт він зростає: між 40° пн.ш. та 40° пд.ш. річні величини річного балансу перевищують 60 ккал/см^2 , а між 20° пн.ш. та 20° пд.ш. – понад 100 ккал/см^2 . *На океанах радіаційний баланс є вищим, ніж на суші в тих же широтах, тому що океани поглинають радіацію більше.* Суттєві відхилення від зонального розподілу спостерігаються в пустелях, де баланс знижений (в Сахарі, наприклад, до 60 ккал/см^2) внаслідок великого

ефективного випромінювання в сухому повітрі при безхмарному небі. В меншій мірі баланс знижений в районах із мусонним кліматом, де в теплу пору року хмарність підвищується, а відтак, поглинена радіація зменшується в порівнянні з іншими районами на тій же широті.

Сонячна радіація (її інтенсивність та тривалість сонячного саява) є одним із суттєвих видів природних ресурсів. Вона, зокрема, визначає спеціалізацію господарства.

Ще в минулі віки робилися спроби безпосереднього використання сонячної енергії. Зараз вчені підраховали, що сонячні прилади можна встановлювати всюди, де впродовж року спостерігається 100–120 днів із безхмарним небом. Середня багаторічна кількість годин сонячного сяяння на земній кулі коливається у межах 1700–2400. У Луганську ця величина пересічно складає 2080 годин, а у степовому Криму – до 2500. Тому використання сонячної радіації, зокрема, в нашій країні, можна вважати надійним і, головне, екологічно чистим джерелом енергії в майбутньому.

Для вимірювання прямої сонячної радіації використовують *актинометр*, відбитої – *альбедометр*. Сумарну та розсіяну радіацію вимірюють *піранометром*, а тривалість сонячного сяяння – *геліографом*.

Завдання та запитання:

1. Чому ефективне випромінювання розподіляється по земній кулі більш рівномірно, ніж сумарна радіація?
2. Чому радіаційний баланс для Антарктиди та Гренландії є від'ємним?

Тепловий режим Землі

Нагрівання й теплові особливості суходолу та водної поверхні є різними. У ґрунті тепло поширюється по вертикалі шляхом молекулярної теплопровідності, а в легкорухомій воді – ще й шляхом турбулентного перемішування шарів води. У водоймах турбулентність забезпечується хвилюванням і течіями, а також термічною конвекцією: охолоджена на поверхні вода опускається вниз через збільшення щільності й заступається теплішою, легкою водою з нижніх шарів. У морях, за значного випаровування, тим більше: верхній шар, що став солонішим та щільнішим, опускається у глибину. Крім того, у воді радіація проникає глибше, ніж у ґрунт. Тепломісткість води також більша, ніж ґрунту. Як наслідок, добові коливання температури у воді поширюються на глибину порядку десятків метрів, а в ґрунті – менш ніж до одного метра. На глибині в середньому близько 1 м добові коливання температури ґрунту “гаснуть”. Шар, у якому ці коливання практично припиняються, зветься *шаром постійної добової температури*. Чим більшим є період коливання температур, тим глибше вони поширюються. У середніх широтах шар постійної річної температури розташований на глибині 20 м.

Річні коливання температури у воді поширюються на глибину сотень метрів, а в ґрунті – лише на 10–20 м.

Таким чином, вода прогрівається на незначну величину, але на більшу глибину. У ґрунті ж нагрівається, й досить сильно, лише поверхневий шар. Вночі та взимку вода втрачає тепло з поверхневого шару, але замість нього надходить накопичене тепло з нижчих шарів. Тому температура на поверхні води знижується повільно. На

поверхні ґрунту температура при витраті тепла знижується швидко, тому що тепло, накопичене в тонкому верхньому шарі, швидко втрачається без “відшкодування” його знизу.

Як наслідок, удень і влітку температура на поверхні ґрунту є вищою, ніж температура на поверхні води, а вночі та взимку – відповідно нижчою. Це означає, що добові та річні коливання температури на поверхні ґрунту є значно більшими, ніж на поверхні води.

Водний басейн за теплий період року накопичує в досить потужному шарі води велику кількість тепла, яке він постачає в атмосферу в холодну пору року. Ґрунт у теплий сезон віддає ночами велику частину того тепла, що його отримує вдень, і мало накопичує його до зими. Величина (+/-) тепла, накопиченого впродовж теплої пори, і яке потрапило в атмосферу в холодний період, зветься *теплообігом*. Річний теплообіг океану приблизно в 20 разів перевищує річний теплообіг суходолу. Як наслідок цього, температура повітря над морем улітку є нижчою, а взимку – вищою, ніж над суходолом.

Температура на поверхні суходолу має добовий хід. Мінімум її спостерігається приблизно через півгодини після сходу Сонця. На цей момент радіаційний баланс поверхні ґрунту дорівнює нулю, оскільки передача тепла з верхнього шару ґрунту через ефективне випромінювання врівноважується збільшеним надходженням сумарної радіації. Нерадіаційний обмін у цей момент є незначним.

По тому температура на поверхні ґрунту зростає до 13-14 години і досягає максимуму в добовому ході. Після цього починається зниження температури (рис.8).

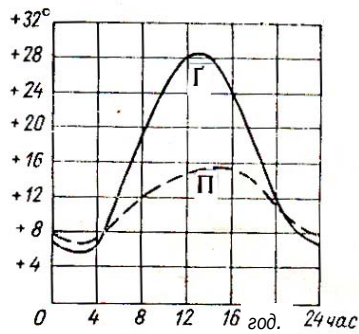


Рис. 8. Середній добовий хід температури на поверхні ґрунту (Г) та у повітрі на висоті 2 м (П).
Липень, середні широти.

Максимальні температури на поверхні ґрунту звичайно вищі за такі в повітрі. Нічні мінімуми температури, навпаки, на поверхні ґрунту нижчі, ніж у повітрі, а відтак, уже від ґрунту вихолоджується повітря.

Температура поверхні ґрунту змінюється й у річному ході. У тропіках річна амплітуда температури повітря замала, а зі збільшенням широти вона зростає.

Температура повітря змінюється в добовому ході слідом за температурою земної поверхні. Зростання температури повітря починається разом зі зростанням температури ґрунту (хвилин на 15 пізніше) вранці, після сходу Сонця. О 13-14-й годині вона вже дорівнює температурі повітря. З цього часу при подальшому падінні температури ґрунту падає й температура повітря. Таким чином, мінімум у добовому ході температури повітря біля земної поверхні припадає на час після сходу Сонця, а максимум – на 14-15-у годину.

Добовий хід температури повітря чітко проявляється лише за умов стійкої ясної погоди.

Моменти максимумів температури води у водоймищах запізнюються в порівнянні із суходолом. Добовий максимум настає близько 15-16 години, мінімум – за 2–3 години після сходу Сонця. Річний максимум температури на поверхні Океану в північній півкулі припадає на серпень, мінімум – на лютий.

За часом настання максимальних і мінімальних середньомісячних температур повітря впродовж року вирізняють чотири основні типи річного ходу температур. Перший – *екваторіальний тип*: температури впродовж року майже однакові з двома невеликими максимумами (27–28°C) після днів рівнодень (квітень, жовтень) та двома невеликими мінімумами (24–25°C) після днів сонцестоянь (липень, січень). Другий – *тропічний тип*: для нього характерні в день відповідних сонцестоянь один максимум (понад 30°C) і один мінімум (близько 20°C) температур повітря. Третій – *помірний тип*: характерні один максимум та один мінімум температур упродовж року, причому температури якісно різні – як додатні, так і від’ємні; добре виражені чотири пори року. Четвертий – *полярний тип*: типові один максимум і один мінімум температур, приурочені до днів сонцестоянь, причому практично весь рік температури від’ємні.

Різниця середньомісячних температур найтеплішого та найхолоднішого місяців зветься *річною амплітудою температур*, різниця між найвищою та найнижчою температурами повітря впродовж доби – *добовою амплітудою температур*. Обидві амплітуди температур є меншими на узбережжях в умовах морського клімату та більшими у внутрішніх частинах материків в умовах континентального та – особливо – різко континентального клімату.

Величина добової амплітуди повітря залежить від добової амплітуди температури ґрунту та інших загальних чинників: хмарності, рельєфу місцевості, пори року, географічної широти місцевості, близькості водних басейнів, характеру ґрунтового покриву тощо. Так, зі збільшенням широти добова амплітуда температури повітря зменшується, тому що зменшується полуднева висота Сонця над горизонтом. На широтах 20–30° на суходолі середньорічна добова амплітуда температури повітря становить близько 12°C, на широті 60° – близько 6°C, на широті 70° – лише 3°C. У найвищих широтах, де Сонце не заходить або не сходить багато днів поспіль, регулярного добового ходу температури немає зовсім.

Малі добові амплітуди температури повітря над поверхнею моря зумовлені такими поверхневого шару води.

Якби в тропосфері зберігався ідеальний розподіл повітря, й водяна пара, вміст якої рівномірно зменшувався б при піднятті вгору, поглинала й випромінювала радіацію відповідно до свого вмісту, то температура повітря знижувалася б із висотою рівномірно (в першому кілометрі – 2°C/100 м, в наступних 2–3 км – 1°C/100 м, ще вище – 0,1°C/100 м тощо). Насправді ж вертикальний розподіл температури в тропосфері не є лише результатом променистої рівноваги. Повітря перебуває в постійному русі, постійно перемішується внаслідок *атмосферної турбулентності*, в т.ч. *термічної конвекції*.

Повітря, нагріваючись від земної поверхні, здіймається вгору, беручи із собою тепло. Проходячи крізь атмосферу, що має відносно низьку температуру, воно зумовлює нестійкий її стан, або *нестійку стратифікацію*. Як тільки температура потоку, що здіймається, та температура оточуючої атмосфери зрівнюються, воно

перестає здійматися, настає *індиферентний стан атмосфери*. В разі, якщо в потоці повітря, що здіймається, температура виявиться нижчою за температуру оточуючого повітря, воно починає опускатися. Це т.зв. *стійкий стан атмосфери*.

Від поверхні до атмосфери тепло надходить не лише через конвекцію й турбулентне перемішування, але й завдяки випромінюванню. Це явище можна спостерігати в Арктиці й Антарктиці, в пустелях уночі та в помірних широтах при безхмарному небі. Наприклад, сніговий покрив не лише оберігає земну поверхню від охолодження, але й, відбиваючи радіацію, вихолоджує повітря в нижніх шарах тропосфери. Це т.зв. *радіаційне вихолодження повітря* (цим пояснюються особливо низькі температури в Антарктиді).

Часто температура повітря залежить від надходження, або *адвекції*, як теплих, так і холодних сторонніх повітряних мас.

Температура повітря може підвищуватися *адіабатично* (від грец. *адіабатос* – закритий), тобто всередині самої повітряної маси, без надходження повітря ззовні. Коли повітря опускається, воно ущільнюється. Механічна енергія стискання переходить у теплову. Температура при цьому підвищується на 1°C на кожні 100 м висоти (*термічний градієнт*). Цей процес називається *сухоадіабатичним*. Коли повітря здіймається, воно розширюється. Теплова енергія переходить у кінетичну. Але позаяк повітря вологе, то при його охолодженні відбувається конденсація вологи. При цьому виділяється теплота, яка зменшує температурний градієнт до 0,6°C/100 м. Це *вологоадіабатичний процес*.

Не завжди з висотою температура знижується. Підвищення температури з висотою зветься *інверсією*.

Розрізняють інверсії в приземному шарі атмосфери та інверсії у вільній атмосфері.

За походженням приземні інверсії бувають радіаційними, адвективними, орографічними та сніжними, часто вони мішані.

Радіаційна інверсія буває влітку за тихої та безхмарної погоди. Після заходу Сонця нижні шари повітря охолоджуються від поверхні, верхні ще є теплими. Радіаційні інверсії над крижаними полями можуть бути в будь-яку пору року.

Орографічні інверсії спостерігаються в горах за безвітряної погоди, коли холодне повітря згромаджується внизу, а на схилах лишається тепле.

Адвективна інверсія виникає, коли відбувається вторгнення мас теплого повітря до холодної місцевості. В цьому разі нижні шари теплої повітряної маси охолоджуються від холодної поверхні, а верхні лишаються теплими.

Сніжні (весняні) інверсії виникають рано навесні над сніжними поверхнями внаслідок витрат тепла на танення снігу.

У вільній атмосфері спостерігаються *інверсії стисання* (в антициклонах) та *фронтальні інверсії* в циклонах.

Наслідком інверсій є *заморозки*, тобто зниження температури повітря вночі до нуля градусів і нижче в той час, коли середньодобові температури перевищують нуль градусів. Якщо температура повітря над ґрунтом є вищою за нуль, але сам ґрунт або рослини на ньому охолоджуються через випромінювання до від'ємних температур, на них утворюється *іній*. Це явище зветься *заморозком на ґрунті*.

Температурні властивості атмосфери зумовлюють різні світлові явища в ній. Коли в атмосфері встановлюється температурна стратифікація, тобто розшарування повітря, виникають *міражі*. Причина їх коріниться в аномальній рефракції світла в атмосфері.

Температура повітря, так само як і сонячна радіація, зональна і зменшується від екватора до полюсів. Ця закономірність наочно відображена на кліматичних картах світу, де нанесені річні ізотерми найтеплішого та найхолоднішого місяців (липня та січня). *Ізотерми* – це лінії на картах, що з'єднують точки з однаковою температурою повітря за певний проміжок часу.

У розподілі температури повітря на рівні моря для окремих місяців і для всього року виявляється ряд закономірностей, що свідчать про вплив географічних факторів.

Температура загалом зменшується від екватора до полюсів відповідно до розподілу радіаційного балансу земної поверхні. Це зменшення особливо значне взимку (рис. 9,10).

Ізотерми на кліматичній карті практично ніде не збігаються з широтними колами, як і ізолінії радіаційного балансу. Особливо сильно вони відхиляються від зональності в північній півкулі. В цьому ясно простежується вплив розчленування земної поверхні на суходіл та море. Окрім того, відхилення в розподілі температури пов'язані з наявністю снігового або льодового покривів, орографією, з теплими та холодними течіями. Нарешті, на розподіл температури впливають особливості загальної циркуляції атмосфери.

Найтепліші місця Землі в середньорічному вираженні лежать на узбережжях південної частини Червоного моря та на півночі Африки (поблизу Тріполі зареєстровано

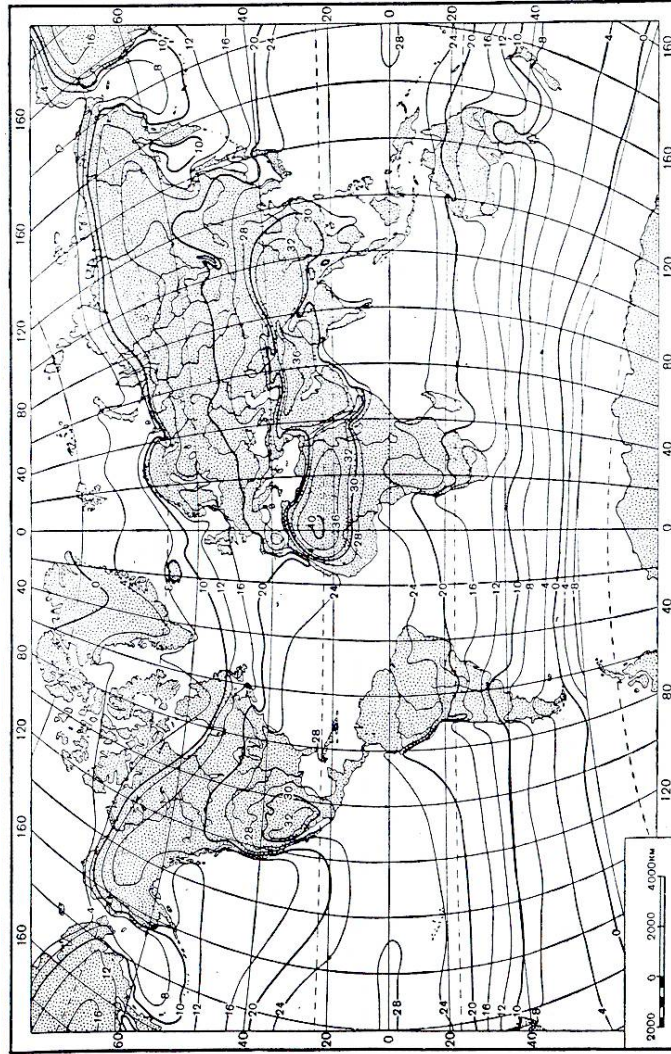


Рис. 10. Карта липневих ізотерм

температуру $+58,1^{\circ}\text{C}$). Найхолоднішим районом є Східна Антарктида, де в центрі плато середні річні температури сягають $-50^{\circ}\dots-55^{\circ}\text{C}$. У північній півкулі в Оймяконі (Якутія) розташований полюс холоду, в ньому мінімальна температура досягала -78°C . На станції Восток в Антарктиді зареєстрована найнижча температура на Землі ($-89,2^{\circ}\text{C}$), але вона незіставна з мінімальною температурою Оймякону, оскільки станція Восток розташована на висоті 3488 м н.р.м.

В середньорічному вираженні найтеплішою є паралель -10° пн.ш. з температурою $+27^{\circ}\text{C}$. Цю паралель називають *термічним екватором*. Упродовж року термічний екватор переміщується, але залишається в північній півкулі. Це пояснюється переважанням материкових площ у тропіках північної півкулі порівняно з південною.

Північна півкуля взимку є холоднішою, ніж південна (у свою зиму), а влітку значно тепліша (табл. 2):

Табл. 2.

	Січень	Липень
північна півкуля	$+8^{\circ}\text{C}$	$+22^{\circ}\text{C}$
південна півкуля	$+17^{\circ}\text{C}$	$+10^{\circ}\text{C}$

Річна амплітуда температури для північної півкулі 14°C , а для південної – лише 7°C . Отже, клімат північної півкулі загалом більш континентальний, ніж клімат південної.

Середня температура повітря біля земної поверхні для всієї земної кулі в січні становить $+12^{\circ}\text{C}$, в липні $+16^{\circ}\text{C}$, а в середньорічному вираженні $+14^{\circ}\text{C}$. Сильне зимове охолодження материків північної півкулі (особливо Азії) та таке ж сильне літнє прогрівання призводять до

того, що січень для всієї земної кулі в цілому значно холодніший за липень, незважаючи на ближчу відстань від Землі до Сонця в січні порівняно з липнем.

За ознакою розподілу температури повітря на різних широтах виділяють *теплові (температурні) пояси*, за межі яких беруть ізотерми 0° , 10° , 20° . Теплових поясів 7: жаркий, два помірних, два холодних, два пояси морозу. Теплові пояси є основою для виділення кліматичних поясів.

Завдання та запитання:

1. Що таке шар постійної добової температури, й чому він різний для води й для ґрунту?
2. Що таке термічна конвекція, яку роль вона відіграє у формуванні погоди?
3. Поясніть розбіжності в наслідках сухо- та вологоадіабатичного процесів.
4. Які типи температурних інверсій характерні для нашої місцевості?
5. Поясніть, чому клімат північної півкулі тепліший за клімат південної?
6. Де розташовані полюси холоду та спеки? Поясніть їх розташування.

Тепловий баланс земної поверхні

Земна поверхня безперервно різним шляхом одержує та втрачає тепло. Через земну поверхню тепло передається вгору – в атмосферу та вниз – у ґрунт та воду (рис. 11).

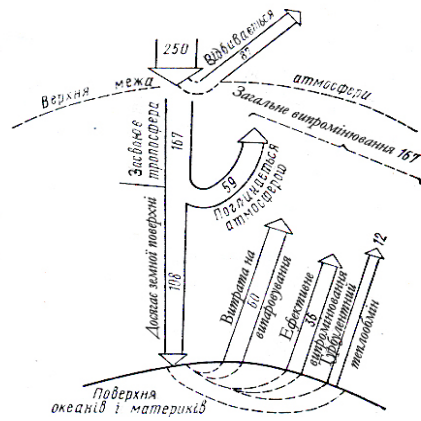


Рис. 11. Тепловий баланс Землі у ккал/см²рік
(за М.І.Будико)

На земну поверхню надходять сумарна радіація та зустрічне випромінювання атмосфери.

Вони певною мірою поглинаються поверхнею, тобто витрачаються на нагрівання верхніх шарів ґрунту та води. В цей же час земна поверхня випромінює сама і при цьому втрачає тепло.

До земної поверхні тепло надходить зверху, з атмосфери, шляхом теплопровідності (рис.12). Тим же шляхом від земної поверхні тепло йде в атмосферу (Р). Шляхом теплопровідності тепло також іде від земної поверхні вниз, у ґрунт та воду, або надходить до земної поверхні з глибини ґрунту та води (В).

Земна поверхня одержує тепло при конденсації на ній водяної пари з повітря або втрачає тепло при випаровуванні з неї води. У першому випадку виділяється сховане тепло, в другому – тепло переходить у схований стан (LE).

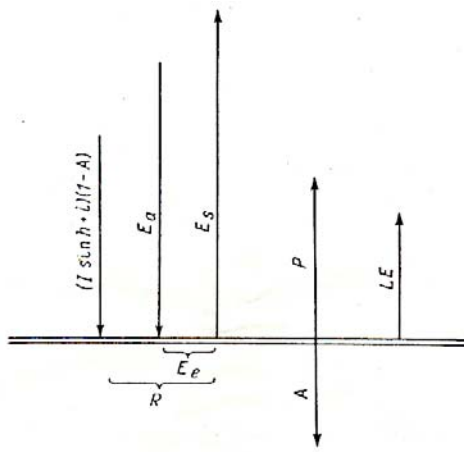


Рис. 12. Приклад складових теплового балансу земної поверхні вдень

Таким чином, *рівняння теплового балансу* виглядає так:

$$R - LE - P - B = 0,$$

тобто від земної поверхні йде вгору й униз сукупно та ж сама кількість тепла, яку вона за цей час отримує згори та знизу.

Значення одержаного рівняння полягає в тому, що радіаційний баланс на земній поверхні врівноважується нерадіаційним надходженням тепла. День-у-день та з року в рік пересічна температура діяльного шару земної поверхні в будь-якому місці мало змінюється. Це означає, що за добу вглиб ґрунту або води потрапляє вдень стільки ж тепла, скільки йде з неї вночі. Та все ж за літню добу вниз іде дещо більше тепла, ніж надходить знизу. Тому шари ґрунту й води, а, отже, і їх поверхня, зо дня в день нагріваються. Взимку відбувається зворотній процес. Ці сезонні зміни надходження-витрат тепла в ґрунті та воді за рік майже врівноважуються, й середня річна температура

земної поверхні та діяльного шару з року в рік змінюється мало.

Запитання:

1. З чого складається тепловий баланс земної поверхні?
2. Як відбувається процес теплообміну між землею та атмосферою взимку?

Тепловий баланс Землі

Прибуткова частина теплового балансу Землі формується за рахунок двох потоків радіації, що прямують до поверхні Землі: короткохвильової сонячної радіації (прямої+розсіяної) та довгохвильової (теплової) радіації атмосфери. Влітку земля поверхня від атмосфери отримує в 1,6 рази більше тепла, ніж за рахунок короткохвильової сонячної радіації (табл. 3).

Табл. 3

Вид радіації (ккал/см ²)	Зима	Весна	Літо	Осінь	Рік
Короткохвильова радіація Сонця	22,3	37,0	38,0	26,7	124,0
Довгохвильова радіація атмосфери	57,6	62,0	68,7	64,7	253,0

До витратних статей теплового балансу Землі належить, по-перше, витрата тепла поверхнею Землі за рахунок власного випромінювання. По-друге, це відбита радіація. Наша планета сама не освітлює як Сонце, вона лише віддзеркалює, тобто, відбиває у світовий простір

приблизно $1/3$ всіх сонячних променів, що надходять до неї. Ця величина залежить від альbedo Землі.

Прибуткова частина теплового балансу Землі дорівнює витратній, тобто, *тепловий баланс Землі дорівнює нулю*.

Завдання та запитання:

1. Запишіть та поясніть рівняння теплового балансу земної поверхні.
2. Чому тепловий баланс Землі дорівнює нулю?

ВОДА В АТМОСФЕРІ

Вологість повітря

Атмосфера складається із суміші газів, у якій у взваженому стані перебувають рідкі та тверді частинки. Атмосферне повітря біля земної поверхні вологе, тому що містить водяну пару. Відсотковий вміст водяної пари у вологому повітрі біля земної поверхні пересічно становить від 2% у полярних широтах до 2,5% біля екватора, а загалом – від 0 до 4%. У зв'язку з цим стає мінливим і відсоткове співвідношення інших газів у вологому повітрі.

Водяна пара атмосфери бере участь у вологообігу, одному з найважливіших циклів кліматоутворюючих процесів. Останній складається з випаровування, конденсації, опадів і стоку.

Водяна пара надходить до атмосфери шляхом транспірації рослин і через фізичне випаровування. Момент, коли кількість молекул води, що випаровується із земної поверхні, дорівнює кількості молекул води, що повертається у воду або ґрунт, зветься *насиченням*, водяна пара в цьому стані називається *такою, що насичує*, а повітря – *насиченим*.

Вологість повітря характеризується абсолютною вологістю, фізичною пружністю, пружністю насичення, відносною вологістю, дефіцитом вологості та точкою роси.

Абсолютною вологістю зветься вміст в атмосфері водяної пари, виражений у грамах в 1 м^3 повітря (а). Ця величина практично дорівнює фактичній пружності, тобто тискові водяної пари в мм рт. ст. або мб (е).

Пружність насичення (Е, мб) – максимально можливий вміст водяної пари в повітрі за даної

температури. Чим вища температура, тим більше водяної пари може містити повітря.

Відносна вологість – відношення фактичної пружності (абсолютної вологості) до пружності насичення, виражене у відсотках:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\%$$

Відносна вологість показує ступінь насиченості повітря водяною парою. При повному насиченні, коли $E = e$, $r = 100\%$.

Дефіцит вологості (D) – брак насичення за даної температури: $D = E - e$ (мб).

Точка роси (T_0) – температура, за якої водяна пара, що міститься в повітрі, насичує його. При r менше за 100% T_0 завжди є меншою за фактичну температуру повітря.

Розрізняють фактичне випаровування та можливе випаровування, тобто *випаровуваність*. Під випаровуваністю розуміють максимально можливе випаровування, не обмежене запасами вологи. Величина випаровуваності характеризує, наскільки погода та клімат у даній місцевості сприяють процесу випаровування.

Випаровування прямо пропорційне дефіциту вологості та швидкості вітру.

У приземних умовах вологість повітря визначається психрометричним методом, тобто за показаннями двох термометрів – із сухим та змоченим резервуарами. Випаровування з поверхні оберненого змоченою білою ганчіркою резервуара термометра знижує температуру самого термометра порівняно із “сухим” термометром. Таким чином, зниження температури “змоченого” термометра тим більше, чим більший дефіцит вологості. За різницею температур “сухого” та “змоченого” термометрів

за допомогою психрометричних таблиць визначають усі елементи вологості повітря.

Вологовміст повітря біля земної поверхні має добовий та річний хід, пов'язаний із відповідними змінами температури повітря. Над морем і в приморських областях на суші пружність водяної пари має простий добовий хід, паралельний добовому ходу температури: вологовміст зростає вдень, коли температура є вищою. Такий же добовий хід характерний і для внутрішніх районів материків у холодну пору року.

Але в теплу пору року у віддалених від моря частинах материків пружність водяної пари має подвійний добовий хід. Перший мінімум настає рано вранці, разом із мінімумом температури повітря. Потім пружність пари швидко зростає разом із температурою до 9 години ранку й досягає першого максимуму. Після цього пружність пари зменшується до 15 години, коли настає другий мінімум. Потім пружність пари знову зростає до 21-22 години, коли настає другий максимум. Після цього температура повітря та пружність водяної пари у ньому знову падають до ранку.

Річний хід пружності пари паралельний річному ходу температури повітря: влітку вона більша, взимку менша. У тропіках, де максимум температури припадає на період до початку сезону дощів, максимум вологовмісту в повітрі збігається з початком дощів.

Річна амплітуда пружності пари тим більша, чим більша амплітуда температури повітря. А відтак, у континентальному кліматі вона більша, ніж у морському. Ще більша вона в мусонних областях, де існує різка протилежність між сухою зимою та вологим літом. Над океанами та в морському кліматі на суші, особливо в

екваторіальних областях, річна амплітуда вологовмісту в повітрі мала.

З висотою пружність водяної пари зростає. В горах вологовміст є дещо більшим, ніж на тих же висотах у вільній атмосфері: тут ближче джерело вологи – земна поверхня.

Перехід вологи з газоподібного в рідкий стан – *конденсація* – відбувається в атмосфері у вигляді утворення дрібних крапельок тоді, коли повітря стає насиченим, частіше за все – коли знижується температура повітря. Продукти конденсації зветься *гідрометеорами* (туман, димка тощо).

В атмосферних умовах відбувається не тільки утворення крапельок, але й *сублімація* – утворення кристаликів, перехід водяної пари у твердий стан без проходження рідкої фази.

Конденсація може відбуватися й за умови зіткнення теплого повітря з холодною землею поверхнею або холодними наземними предметами. Продукти конденсації цього типу зветься наземними гідрометеорами (рідкий наліт і роса – рідкі продукти конденсації, до твердих продуктів сублімації належать іній, паморозь, ожеледь та ожеледиця).

Небезпечне явище являє собою *смог* – сильний туман, змішаний із димом та вихлопними газами автомобілів. Залежно від причин утворення тумани поділяються на тумани випаровування та тумани охолодження.

Тумани випаровування виникають частіше за все восени та взимку в холодному повітрі над теплою водною поверхнею. Над морем у полярних широтах тумани випаровування утворюються над ополонками або над чистою водою біля кромки льоду, куди переноситься

повітря з льодового покриву. Туман випаровування звичайно клубочиться й швидко зникає, якщо зникає причина його утворення (тобто температура повітря підвищується).

Адвективні тумани виникають у теплих повітряних масах, що рухаються на більш холодну поверхню (наприклад, із низьких широт у високі, взимку з теплого моря на холодний суходіл або влітку з теплого суходолу на холодне море).

Радіаційні тумани можуть бути поземні та високі. Поземні спостерігаються лише над суходолом у ясні та тихі ночі, вони пов'язані з нічним радіаційним вихолодженням ґрунту або снігового покриву. Виникають вони в пониззях, поблизу боліт, тобто локально. Висота їх від 2 до 200 м. Поземні тумани утворюються у шарі приземної інверсії й після сходу Сонця зникають разом із нею.

Завдання та запитання:

1. Поясніть взаємозалежність елементів вологості в атмосферному повітрі.

2. Чому на материках відзначається подвійний хід пружності водяної пари в повітрі, а над морем – простий?

3. За яких умов відбувається конденсація та сублімація водяної пари в повітрі?

4. Які типи туману характерні для нашої місцевості?

Баланс вологи

В цілому на земній кулі випаровується шар води, що дорівнює приблизно 1 м, при цьому витрачається на кожний см³ 60 ккал сонячного тепла. Для поверхні океану

шар води, що випаровується за рік, значно більший. Якщо врахувати, що загальна площа Світового океану дорівнює 360 млн км², можна уявити, яка величезна кількість тепла витрачається на випаровування з його поверхні. Підраховано, що на випаровування води з поверхні Землі витрачається третина сонячної радіації, що надходить до поверхні нашої планети.

Баланс вологи на Землі, так само як і баланс тепла, завжди підтримується в рівновазі. Все, що випаровується з поверхні суходолу та океану, має повертатися на Землю у вигляді опадів. Якби цієї рівноваги у природі не було, вся вода на Землі з часом повністю випарувалася б. Про те, що така рівновага у природі існує, свідчить рівень Світового океану, який залишається приблизно постійним.

Завдання та запитання:

1. Чому баланс вологи на Землі дорівнює нулю? Чим це підтверджується?

2. Підрахуйте, яка кількість тепла, що надходить від Сонця, витрачається на випаровування з земної поверхні.

Хмари

При охолодженні у вільній атмосфері на ядрах, роль яких виконують морські солі, продукти горіння або органічного розпаду, аерозольні домішки тощо, утворюються крапельки води.

Скупчення крапельок і кришталіків – продуктів конденсації та сублімації – зветься хмарою. *Хмари* – надзвичайно рухомі та стійкі утворення. Вони легко переносяться повітряними течіями. При збільшенні відносної вологості в повітрі хмари крапельки води

збільшуються, робляться важчими та випадають із хмари, тобто, утворюються опади. Це частина кругообігу води на Землі.

За структурою хмари поділяються на *водяні* (крапельні), *крижані* (кристалічні) та *мішані*. Водяні хмари складаються лише з крапельок, що можуть бути й у переохоложеному стані. Крижані хмари містять лише крижані кристали за низьких температур. Мішані хмари складаються із суміші переохолоджених крапельок і крижаних кристалів за помірних від'ємних температур. Улітку в нижніх шарах тропосфери утворюються водяні хмари, в середніх – мішані й у верхніх – крижані. *Водністю хмар* зветься вміст у них води в рідкому або твердому вигляді.

У сучасній міжнародній класифікації хмари за зовнішнім виглядом поділяються на 10 основних родів (табл. 4):

Табл. 4

1	Пір'ясті	C	Cirrus
2	Пір'ясто-купчасті	Cc	Cirro-cumulus
3	Пір'ясто-шаруваті	Cs	Cirro-stratus
4	Висококупчасті	Ac	Alto-cumulus
5	Високошаруваті	As	Alto-stratus
6	Шарувато-купчасті	Sc	Strato-cumulus
7	Шаруваті	St	Stratus
8	Шарувато-дощові	Ns	Nimbo-stratus
9	Купчасті	Cu	Cumulus
10	Купчасто-дощові	Cb	Cumulo-nimbus

У межах цих основних родів вирізняють значну кількість видів, різновидів та додаткових особливостей.

Хмари всіх зазначених родів приурочені до висот між рівнем моря та тропопаузою (рис. 14). Висота ця залежить від температури повітря та від висоти тропопаузи.

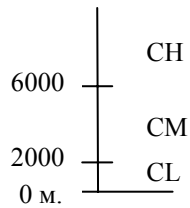


Рис. 14. Розташування родів хмар за висотою

Верхній ярус (CH) – у полярних широтах простягається пересічно від 3 до 8 км, у помірних широтах – від 5 до 13 км та в тропічних широтах – від 6 до 18 км (пір'ясті, пір'ясто-купчасті й пір'ясто-шаруваті хмари). Середній ярус (CM) у полярних широтах – від 2 до 4 км, у помірних – від 2 до 7 км та в тропічних – від 2 до 8 км (висококупчасті та високошаруваті хмари). Нижній ярус (CL) у всіх широтах – від земної поверхні до 2 км (шарувато-купчасті, шарувато-дощові та шаруваті хмари).

Нижня межа купчастих та купчасто-дощових хмар зазвичай приурочена до нижнього ярусу, але їх верхівки часто проникають в середній, а інколи і в верхній ярус.

З купчасто-дощовими хмарами пов'язані грозові явища, тому їх ще називають *грозовими*. На тлі купчасто-дощових хмар спостерігаються *райдуги, гало, віңці, глорії* та інші світлові явища.

Грози частіше бувають над сушею і в тропічних широтах (100–150 днів за рік). В субтропічних широтах, де переважає високий атмосферний тиск, гроз менше (20–50 днів над суходолом та 5–20 – над морем). У полярних широтах грози – вже поодинокі явища. Це пояснюється тим, що для грози потрібні не лише велика нестійкість стратифікації атмосфери та сильна конвекція, але й велика

водність хмар. Водність же зменшується з широтою внаслідок зниження температури повітря.

Ступінь вкриття неба хмарами називають *хмарністю*. Її вимірюють у балах за 10-бальною шкалою.

Хмарність багато важить для теплового режиму Землі. Вона відбиває пряму сонячну радіацію, тим самим зменшуючи її надходження до земної поверхні.

У добовому ході хмарності над суходолом у помірних широтах улітку відзначаються два максимуми: вранці та, більш вагомий, пополудні. У холодну пору року, коли конвекція слабка або відсутня, переважає ранковий мінімум, який може буди єдиним.

У тропіках упродовж року переважає післяполуденний максимум, тому що там важливим хмароутворюючим процесом є конвекція.

На високогір'ї, особливо влітку, мінімум спостерігається вночі, коли хмари розташовані низько, а максимум – пополудні, при розвиткові конвекції.

У річному ході хмарність у різних кліматичних областях змінюється по-різному. Над океанами у високих та середніх широтах річний хід узагалі незначний, із максимумом улітку або восени та мінімумом навесні.

У Європі максимум припадає на зиму, коли циклонічна діяльність із її фронтальною хмарністю є найбільш розвинутою, а мінімум – на літо й весну, коли переважають хмари конвекції.

Середня річна хмарність для всієї Землі дорівнює 5,4, для суходолу – 4,9, для моря – 5,8. Максимального значення хмарність сягає над Білим морем (0,8), а мінімуму – в Асуані (0,5).

Завдання та запитання:

1. Які типи хмар є найбільш водними?

2. Чому в полярних широтах не спостерігаються грози?
3. В яку пору року в Європі відзначається найбільша хмарність і чому?

Опади

Основними видами опадів є *дощ* та *сніг*. До рідких опадів належить також *льодяний (переохолоджений) дощ*. Тверді опади більш різноманітні, це *сніжна* та *льодяна крупа*, *льодяні голки*, *град*.

Кількість опадів, що випадають, залежить, перш за все, від абсолютного вологовмісту повітря. Наприклад, за майже однакової річної величини відносної вологості повітря (близько 70–80%) на екваторі та у приполярних районах опадів на екваторі випадає 2000 мм/рік і більше (абсолютна вологість повітря – 25-30 мм рт.ст.), а у приполярних широтах близько 100–200 мм (абсолютна вологість 1–3 мм рт.ст.). Щедрі опади випадають у тому випадку, коли хмари мішані, тобто в них містяться як переохоложені краплі, так і кришталіки.

За характером випадіння розрізняють: *зливові опади* (вони інтенсивні, нетривалі, випадають на невеликій площі); *обложні опади* (середньої інтенсивності, рівномірні, тривалі – можуть тривати цілодобово, випадають на великій площі); морось (дрібнокрапельні, мовби взважені у повітрі, дають мало води). Характер випадіння опадів дуже важливий, від нього залежить, чи збігають води по поверхні, розмиваючи ґрунти, чи просочуються у ґрунт і поповнюють запаси підземних вод.

За походженням розрізняють *конвективні*, *фронтальні* та *орографічні опади*. Конвективні опади

характерні для жаркого поясу, де інтенсивні нагрівання та випаровування, але влітку трапляються і в помірному поясі. Фронтальні опади утворюються, коли зустрічаються дві повітряні маси з різною температурою та різними фізичними властивостями. Ці опади пов'язані з теплішим повітрям, що утворює циклонічні вихори; такі опади типові для помірного та холодного поясів. Орографічні опади випадають на навітряних схилах гір, особливо високих. Вони рясні, якщо повітря йде з боку теплого моря й має високу абсолютну та відносну вологість.

Частіше за все опади утворюються з хмар висхідного сковзання (шарувато-дощові та високо-шаруваті) та з хмар конвекції. Залежно від того, з якого типу хмар вони утворюються, опади мають різний характер. Наприклад, із хмар висхідного сковзання, пов'язаних із фронтами, утворюються *обложні опади*. Це тривалі опади середньої інтенсивності. Обложні опади охоплюють велику територію, порядку кількох сотень тисяч км², і тривають годинами та десятками годин. Найбільший відсоток у загальній кількості опадів в помірних широтах складають саме обложні опади.

Із хмар конвекції (купчасто-дощових) випадають *зливові опади*. Вони дуже інтенсивні, але нетривалі. Це пояснюється тим, що ці опади пов'язані з окремими хмарами або з вузькими зонами хмар. Незважаючи на інтенсивність зливових опадів, вони дають мало води через короткочасність. Злизові опади є основним видом опадів у низьких тропічних і екваторіальних широтах.

Морось – це внутрішньомасові опади. Вони випадають із шаруватих та шарувато-купчастих хмар невеликої вертикальної потужності. Морось, що випадає, складається з дуже дрібних крапельок. Узимку за низьких температур ці хмари можуть містити кристали. Тоді

замість моросі з них випадають дрібні сніжинки та сніжні зерна. Морось дає мало води. За деяких умов (у горах) морось може бути інтенсивною та рясною.

Для вимірювання кількості опадів застосовуються *дощоміри* та *опадоміри* різної конструкції та самописці – *плювіографи*.

За стійких від'ємних температур сніг, що випав на земну поверхню, залишається на ній у вигляді *снігового покриву*. У полярних широтах він зберігається цілорічно, в помірних широтах на рівнинах – сезон, а в тропічних і екваторіальних широтах сніговий покрив наявний лише у високогір'ях.

У сніговому покриві міститься багато повітря, і щільність снігу є дуже малою (0,02–0,2 від щільності води), що й зменшує його теплопровідність. За зиму щільність снігу збільшується. Якщо сніг починає танути, а потім знову підмерзає, то утворюється тверда крижана кірка – *наст*.

Сніговий покрив поширений не так значно, як сніг. Так, у низьких широтах може випадати сніг, але сніговий покрив може не утворюватися. Розподіл снігового покриву великою мірою залежить від топографії та орографії місцевості. Він є продуктом атмосферних опадів, тобто клімату, але в той же час і сам впливає на клімат. Наявність снігового покриву збільшує освітленість; особливого значення це набуває в Арктиці та Антарктиці влітку.

Снігові притаманне високе альbedo, тому температура над сніжною поверхнею є нижчою, ніж на поверхні ґрунту. В той же час шорохувата поверхня снігу сильно випромінює. Втрата тепла згори не компенсується його надходженням знизу через малу теплопровідність снігу. Тому ґрунт, укритий снігом, зберігає взимку досить

високу температуру. Чим тоншим є сніговий покрив, тим сильніше промерзання ґрунту за інших однакових умов. Запаси води у снігові забезпечують живлення більшості річок помірних широт.

Добовий хід опадів є дуже складним, і навіть у багаторічних пересічних величинах у ньому часто не спостерігається явної закономірності.

На суходолі вирізняють два типи добового ходу опадів – *континентальний* та *береговий*.

У *континентальному типі* слабкий перший максимум відзначається перед полуднем, а головний максимум опадів припадає на післяполуденний час. Перший максимум, менш виразний, спричинений утворенням уночі шаруватих хмар; головний максимум пов'язаний із виникненням конвекції вдень.

Влітку головний максимум виражений чіткіше, ніж узимку, що пояснюється річним ходом конвекції.

У *береговому типі* єдиний максимум припадає на ніч та ранок, а мінімум – на післяполуденні години. Цей тип добового ходу виражений улітку краще, ніж узимку.

Річний хід опадів, тобто зміна їх кількості за місяцями в різних місцях Землі неоднаковий. Можна виділити кілька основних типів річного ходу опадів.

Екваторіальний тип – за рік виділяється два дощові сезони, розділені порівняно сухими сезонами (після днів рівнодення відзначаються два невеликі максимуми – у квітні й жовтні – та після днів сонцестояння – два невеликі мінімуми – в липні та січні).

Мусонний тип – максимум опадів улітку, мінімум – узимку. Він притаманний субекваторіальним широтам, а також східним узбережжям материків у субтропічних та помірних широтах. Загальна кількість опадів при цьому

поступово зменшується від субекваторіального до помірною поясу.

Середземноморський тип – максимум опадів узимку, мінімум – улітку. Спостерігається в субтропічних широтах на західних узбережжях та в глибині материків. Річна кількість опадів поступово зменшується в глиб континентів.

Континентальний тип опадів помірних широт – улітку опадів у 2–3 рази більше, ніж узимку. Зі збільшенням континентальності клімату загальна кількість опадів зменшується, а різниця між літніми та зимовими опадами збільшується.

Морський тип помірних широт – опади розподіляються рівномірно впродовж року з невеликим максимумом у зимово-осінній період. Їх кількість більша, ніж у попередньому типі.

Географічний розподіл опадів на земній поверхні, який на кліматичних картах зображується за допомогою *ізогіет*, залежить від сукупної дії ряду умов: температури, випаровування, вологості повітря, атмосферного тиску, розподілу суші та моря, пануючих вітрів тощо.

Атмосферні опади розподіляються зонально (рис.15). В екваторіальній зоні випадає найбільша кількість опадів – 1000–2000 мм і більше, тому що тут упродовж усього року високі температури, велика випаровуваність та панують висхідні токи повітря. У тропічних широтах кількість опадів зменшується до 300–500 мм, а у внутрішніх областях материків випадає менше 100 мм. Це результат переважаючого високого тиску з нисхідними токами повітря, що нагрівається, й тому віддаляється від стану насичення. Тут лише на східних узбережжях материків, що

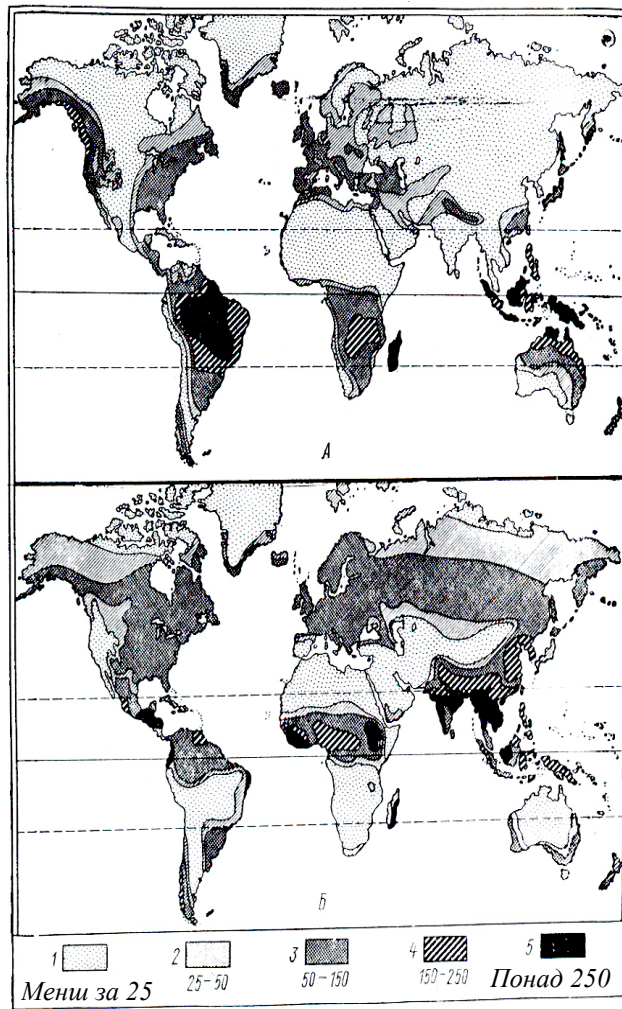


Рис. 15. Розподіл опадів у січні (А) та в липні (Б) у см

омиваються теплими течіями, опади значні, особливо влітку. В помірних широтах кількість опадів знову збільшується до 500–1000 мм, особливо на західних узбережжях материків у горах, де впродовж року переважають західні вітри з боку океанів із теплими течіями. У полярних районах, незважаючи на велику хмарність, опадів випадає лише 100-200 мм як наслідок малого вмісту вологи через низькі температури.

Максимум річної кількості опадів припадає на передгір'я Гімалаїв. У Північній Індії, в Черрапунджі, випадає 12660 мм/рік, а найбільша зареєстрована тут кількість опадів – близько 23000 мм/рік (тобто 23 м). Друге найвологіше місце на Землі – Гавайські острови (до 12500 мм/рік). Мінімальна кількість опадів випадає в тропічних пустелях: в Сахарі (Асуан) випадає в середньобогаторічному вираженні – 1 мм/рік.

Проте, кількість опадів ще не визначає умов зволоження. Так, і в заболоченій тундрі і в пустелях Середньої Азії випадає близько 200 мм опадів. Але для оцінки умов зволоження треба враховувати не лише кількість опадів, але й *випаровуваність* – максимально можливе випаровування, яке визначається температурою. Характер зволоження виражають *коефіцієнтом зволоження* (K) – відношенням кількості опадів до випаровуваності за один і той же період; виражається він дробом або у відсотках.

Зволоження також зональне. Вирізняють *надлишкове зволоження* ($K > 1$), *нормальне зволоження* ($K = 1$), *недостатнє зволоження* ($K < 1$). Коефіцієнт зволоження визначає тип природно-рослинних зон: при $K > 1$ ростуть ліси; K близько 1 – лісостеп, савани; K від 1 до 0,3 – лучні сухі степи; K від 0,3 до 0,1 – напівпустелі; $K < 0,1$ – пустелі.

На річне випаровування в певному місці має витрачатися кількість тепла, що дорівнює річному радіаційному балансу надмірно зволоженої підстеляючої поверхні в цьому місці. Радіаційний індекс сухості виражається формулою:

$$K = \frac{R}{r \cdot L},$$

де R – річний радіаційний баланс; r – річна сума опадів і L – схована теплота пароутворення.

Радіаційний індекс сухості показує, яка частка річного радіаційного балансу витрачається на випаровування річної кількості опадів. При K менше за 0,45 клімат (за М.І.Будиком) називається *надмірно вологим*: надходження тепла до ґрунту за рахунок радіаційного балансу є набагато меншим, ніж необхідно для випаровування опадів, що утворюються над цією територією. При K від 0,45 до 1,0 клімат зветься *вологим*; При K від 1,0 до 3,0 – *недостатньо вологим*; при K понад 3,0 – *сухим*.

Запитання та завдання:

1. Дайте характеристику основних типів опадів.
2. Які хмари й чому дають найбільшу кількість опадів?
3. Складіть схему, в якій позначити типи хмар, їх приуроченість до фронтів, повітряних мас тощо, і типи опадів, що утворюються з них.
4. Поясніть, чому над сніговою поверхнею температури нижчі, ніж над поверхнею ґрунту.
5. Складіть порівняльну таблицю типів річного ходу опадів (назва типу, пора року з максимальною кількістю опадів, пора року з мінімальною кількістю опадів).

6. Знайдіть на кліматичній карті місця з найбільшою кількістю опадів і поясніть їх приуроченість.

7. До якої зони зволоженості належить наша місцевість?

АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ

Атмосферний тиск

Газова оболонка Землі завдяки своїй вазі та внаслідок сили земного тяжіння обертається разом із планетою. Будь-який газ здійснює тиск на стінки, що його обмежують, тобто діє на них із певною силою тиску, спрямованою перпендикулярно (нормально) до стінки. Тиск газу пояснюється рухом його молекул, тиском їх на стінки, що обмежують якийсь об'єм повітря. На кожний квадратний метр поверхні (не обов'язково горизонтальної) на рівні океану маса повітря здійснює тиск, що дорівнює 10333 кг. Це означає, що стільки важить стовп повітря перетином 1 м^2 і висотою від рівня моря до верхньої межі атмосфери. Числова величина тиску, віднесена до одиниці площі, зветься *тиском повітря*. Виокремлений об'єм повітря може бути безмежно малим і врешті-решт зводиться до точки. Таким чином, у кожній точці атмосфери наявна певна величина атмосферного тиску. Атмосферний тиск можна виразити у грамах або кілограмах ваги на один квадратний метр або сантиметр. У метеорології його виражають у міліметрах ртутного стовпчика (мм рт. ст.).

Для вимірювання атмосферного тиску раніше широко застосовувався у стаціонарних умовах ртутний чашечний барометр. Сучасний принцип вимірювання атмосферного тиску, який широко використовується в анероїдах, барографах, метеорографах, радіозондах, ґрунтується на деформаціях пружної, порожньої всередині металічної коробочки при змінах зовнішнього тиску на неї. Прилади цього типу градуують за показаннями ртутного барометра.

Тиск у різних точках земної поверхні, розташованих на різній висоті, буде неоднаковим унаслідок різної потужності повітряного стовпа. На рівні моря тиск на кожний квадратний сантиметр поверхні становить 1003,3 г. Цей тиск урівноважується тиском стовпчика ртуті висотою 760 мм, перетином 1 см², на тому ж рівні, на 45° широти. Він дорівнює 760 мм, або 1013 мб. У СІ тиск вимірюється в паскалях (Па). Один паскаль – це тиск силою в один ньютон (Н), який припадає на площу в 1 м² (1 мб=100 Па=1 гПа).

Із підняттям угору тиск зменшується (в нижній тропосфері приблизно на 1 мм рт. ст. або 1,33 мб на кожні 10,5 м), тому що скорочується стовп повітря, та зменшується його щільність. Це дозволяє за допомогою *барометра-висотоміра* визначати висоту місця.

Попри велику протяжність атмосфери, половина її маси зосереджена в перших 5–6 км. Тиск на цьому рівні дорівнює лише 500 мб, тобто є вдвічі меншим, ніж на рівні моря. У стовпі повітря висотою близько 16 км (а це тропосфера) зосереджено 0,9 усієї маси атмосфери. Тиск на цьому рівні дорівнює 100 мб, а на висоті 40 км – лише 2,4 мб.

Зменшення атмосферного тиску з висотою можна характеризувати вертикальним градієнтом тиску, або т.зв. *баричним ступенем*.

Баричний ступінь – це відстань по вертикалі (в м), на якій атмосферний тиск змінюється на одиницю. Величина баричного ступеня залежить від висоти над рівнем моря та від температури повітря. У приземному шарі при тиску 1000 мб та температурі 0°С баричний ступінь дорівнює 8 м. Це означає, що на кожні 8 м підняття тиск знижується на 1 мб. У шарі з тиском 600–500 мб, що відповідає

висотам близько 4,5–5,5 км, баричний ступінь дорівнює 16 м, у шарі з тиском 100–200 мб – 40 м.

Баричним ступенем користуються при приведенні тиску до загального рівня, наприклад, до рівня моря. Приведені значення атмосферного тиску наносяться на синоптичні карти. Цим самим виключається вплив різниці у висотах станцій на величину тиску і стає можливим з'ясувати горизонтальний розподіл тиску.

Баричний ступінь зворотно пропорційний температурі повітря та прямо пропорційний висоті. При одному й тому ж тиску баричний ступінь більший за високої температури, ніж за низької (рис. 16).

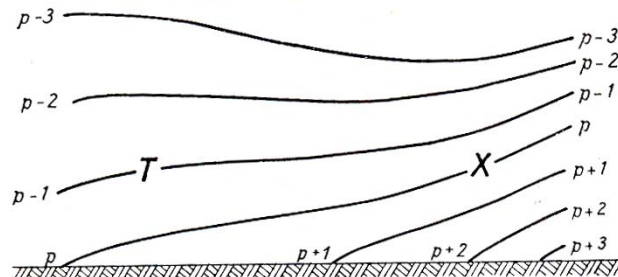


Рис. 16. Изобаричні поверхні в областях тепла (Т) та холоду (Х) у вертикальному розрізі

Розподіл атмосферного тиску за висотою залежить від того, який тиск унизу, і як розподіляється температура з висотою. На висоті 5 км тиск удвічі менший, ніж на рівні моря, на висоті 10 км – у 4 рази, 15 км – у 8 разів, 20 км – у 18 разів. Таким чином, тиск зменшується приблизно в геометричній прогресії, в той час, як висота збільшується в арифметичній прогресії.

Тиск змінюється не лише з висотою. На однаковому рівні воно не всюди однакове. Крім того, в кожній точці атмосфери тиск безперервно змінюється з плином часу.

Розподіл атмосферного тиску називають *баричним полем*. Наочно його можна уявити у просторі поверхнями рівних значень тиску (*ізобаричні поверхні*), на площині – лініями рівних значень (*ізобари*). Для аналізу змін баричного поля у практиці метеорологічної служби погоди за даними аерологічних спостережень складають *карти баричної топографії*.

В атмосфері завжди існують області, в яких тиск знижений чи підвищений порівняно з оточуючими областями. Розташування таких областей безперервно змінюється. При цьому в областях зниженого тиску – циклонах або депресіях – тиск на кожному рівні найнижчий у центрі області, а до периферії зростає. Тиск, крім того, знижується з висотою; тому ізобаричні поверхні в центрі увігнуті у вигляді лійок (рис. 17).

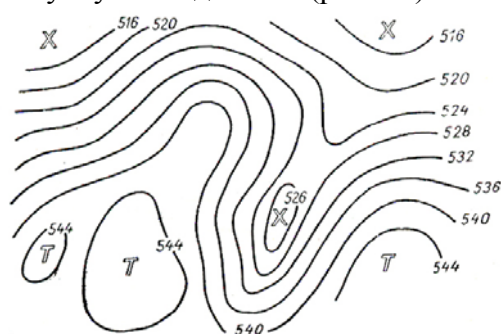


Рис. 17. Области тепла (Т) та холоду (Х) на карті відносної топографії ізобаричної поверхні 500 мб над поверхнею 1000 мб

В області підвищеного тиску – антициклоні – навпаки, на кожному рівні в центрі буде найвищий тиск, тому ізобаричні поверхні в антициклоні набувають форми куполів, і на карті абсолютної баричної топографії в центрі антициклону перебуватимуть ізогіпси з найвищими значеннями.

У практиці служби погоди складають синоптичні карти, на яких, окрім тиску над рівнем моря, наносять й інші метеорологічні елементи за даними наземних спостережень. На цих картах проводять й ізобари. На синоптичних картах виразно спостерігаються місцями згущення ізобар, в інших місцях вони розріджені; ступінь згущення ізобар свідчить про характер змін тиску по горизонталі. Останній виражається через *горизонтальний баричний градієнт* – зміну тиску (в мб) по горизонталі на одиницю відстані (100 км) по нормалі до ізобар у бік зменшення тиску. Величина горизонтального баричного градієнта обернено пропорційна відстані між ізобарами.

Вертикальний баричний градієнт (баричний ступінь) у десятки тисяч разів більший за горизонтальний. Він урівноважується (або майже врівноважується) спрямованою назустріч йому силою тяжіння. На горизонтальний рух повітря вертикальний баричний градієнт не впливає.

З висотою баричне поле змінюється. Це означає, що змінюється форма ізобар і взаємне їх розташування; отже, змінюються величини та напрямки баричних градієнтів. Ці зміни пов'язані з нерівномірним розподілом температури.

Відомо, що в холодному повітрі баричний ступінь є меншим, ніж у теплому: тиск падає з висотою тим швидше, чим нижча температура повітря. Звідси випливає, що ізобаричні поверхні, як правило, не можуть бути горизонтальними. Якщо навіть нижня, приземна ізобарична поверхня горизонтальна (рис. 18), то кожна вище розташована ізобарична поверхня буде припіднята над розташованою нижче поверхнею в холодному повітрі менше, в теплому – більше.

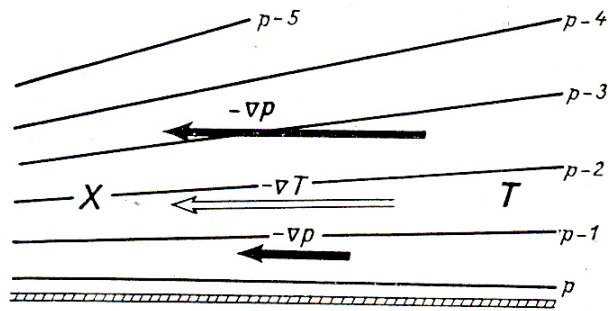


Рис. 18. Зв'язок між горизонтальними градієнтами температури й тиску

Отже, вище розташовані поверхні будуть нахилені від теплого повітря до холодного, причому нахилені тим більше, чим вище лежить та поверхня. Це означає, що біля земної поверхні горизонтального баричного градієнта немає, а у вище розташованих шарах такий градієнт наявний. З рисунка 18 видно, що в теплих областях атмосфери тиск на висоті буде підвищеним, а в холодних – зниженим.

Області підвищеного та зниженого тиску, на які постійно розчленовується баричне поле атмосфери, називають *баричними системами*. Основні їх типи – *циклони* та *антициклони* – на синоптичних картах зображаються замкненими концентричними ізобарами неправильної форми. До баричних систем із незамкнутими ізобарами належать улоговини, гребні, сідловини (рис. 19).

Атмосферний тиск у кожній точці земної поверхні або в будь-якій точці вільної атмосфери постійно змінюється, тобто зростає або падає. Зміна тиску за останні 3 години перед строком спостережень зветься *баричною тенденцією*.

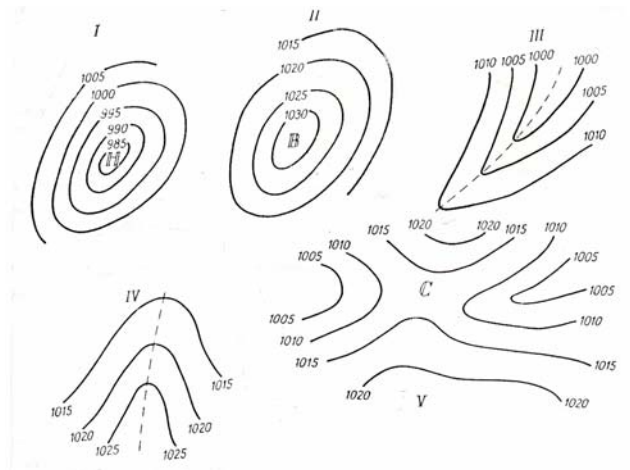


Рис. 19. Изобари на рівні моря в різних типах баричних систем
 I – циклон, II – антициклон, III – улоговина, IV – гребінь, V - сідловина

Зміни тиску можуть мати характер *добового ходу*. Добовий хід тиску добре виражений у тропіках. У позатропічних широтах він проявляється слабо. Причинами добового ходу тиску є добовий хід температури, припливні хвилі в атмосфері тощо. Неперіодичні коливання тиску є наслідком циклонічної діяльності.

У зв'язку із сезонними змінами в циклонічній діяльності атмосферний тиск набуває *річного ходу*, який у різних областях Землі є різним.

Типи річного ходу тиску різноманітні. Найпростіший хід тиску над материками, де максимум припадає на зиму, мінімум на літо, а річна амплітуда зростає з віддаленістю від океану.

Такий же хід притаманний і для мусонних областей країн материків (максимум пізньої осені, мінімум на початку літа).

У високих широтах океанів спостерігається влітку максимум, взимку – мінімум. У середніх широтах океанів спостерігається подвійний хід тиску – максимум узимку та влітку, мінімуми – навесні та восени, причому амплітуди порівняно невеликі.

У тропічних океанах річний хід тиску виражений слабо.

У розподілі тиску над земною поверхнею проявляється зональність. Загальна планетарна схема розподілу тиску така: вздовж екватора простягається смуга зниженого тиску (екваторіальна депресія), на північ та на південь від неї (на 30-40-х широтах) – смуги підвищеного тиску, далі – на 60-70-х широтах обох півкуль – пояси зниженого тиску і у приполярних районах розташовуються області підвищеного тиску (рис. 20).

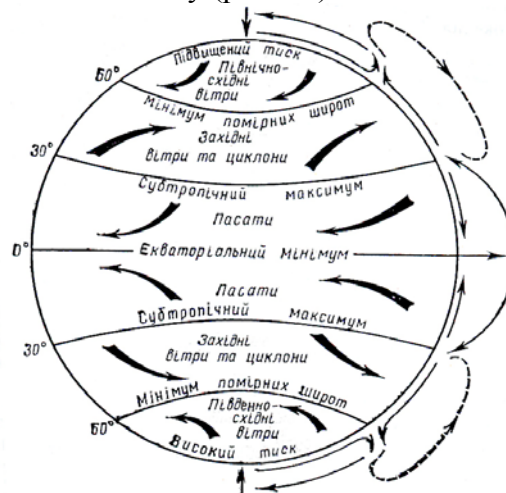


Рис. 20. Зональний розподіл атмосферного тиску та вітрів біля однорідної земної поверхні

Реальна картина розподілу тиску значно складніша, що відображено на картах січневих та липневих ізобар. Причому це стосується насамперед субтропічних та помірних-субполярних широт. Екваторіальний пояс зниженого тиску зберігається впродовж усього року, лише вісь його вслід за Сонцем зміщується то до північної півкулі (липень), то до південної (січень). Цілорічно існують і баричні максимуми в полярних областях – над Антарктидою та Гренландією.

На 30-40° пн. та пд. ш. в зимове півріччя відповідної півкулі формуються пояси високого тиску. Влітку над прогрітими материками тиск низький, а над океанами зберігається й навіть підсилюється високий тиск. Таким чином, упродовж року баричні максимуми існують лише над океанами: *Північно-Атлантичний (Азорський), Північно-Тихоокеанський (Гонолульський), Південно-Атлантичний, Південно-Тихоокеанський та Південно-Індійський (рис.21).*

У помірних-субполярних широтах південної півкулі над океанами існує впродовж всього року пояс зниженого тиску навколо Антарктиди. У північній півкулі, де чергуються материки та океани, тиск над ними різний, особливо взимку. Над охолодженими материками тиск високий, тут виникають сезонні баричні максимуми: *Азіатський* з центром над Монголією та *Північно-Американський (Канадський)*. Над незамерзаючими океанами з теплими течіями взимку ясно виражені баричні мінімуми – *Ісландський та Алеутський*. Влітку в усьому поясі тиск знижений.

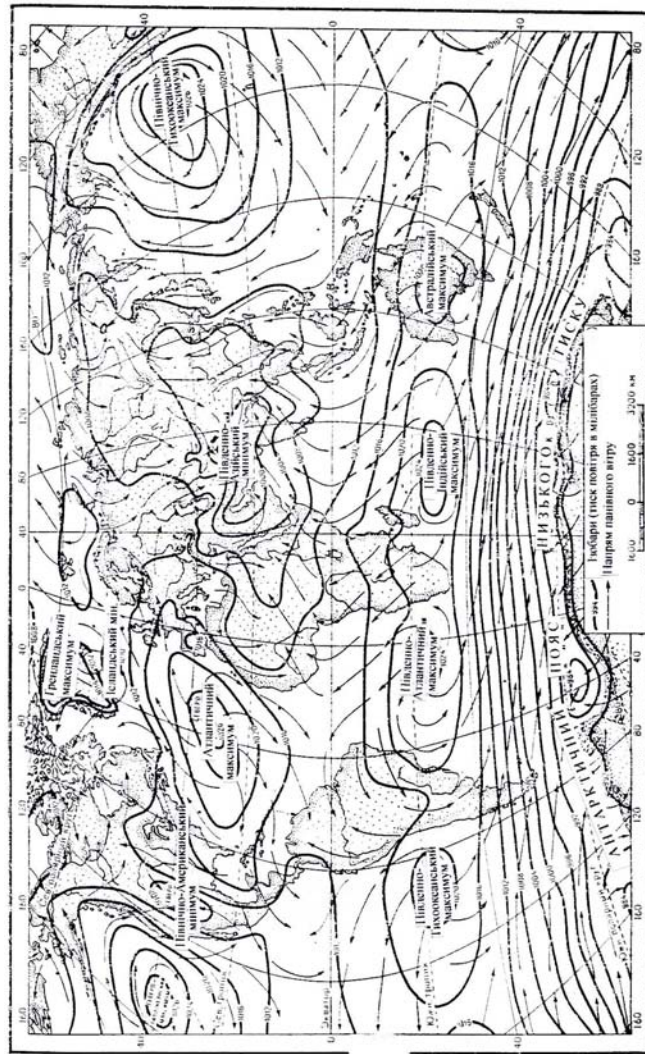


Рис. 21. Тиск повітря на рівні моря та вітри в липні

Нерівномірний розподіл тиску біля земної поверхні призводить до переміщення повітря. Рух мас повітря у горизонтальному напрямку зветься *вітром*. Вітер завжди дме з області підвищеного тиску в область зниженого тиску. Він характеризується швидкістю та напрямком. Швидкість вітру вимірюється в м/с та км/год. У морському флоті швидкість вітру вимірюють у вузлах (морська миля за годину).

Чим більша різниця в тиску, тим вітер сильніший. Для характеристики *сили вітру* використовується *шкала Бофорта*, де сила вітру оцінюється у балах: від 0 до 12. Бальність можна визначати візуально. Наприклад, нуль балів – штиль, 7 балів – сильний вітер, він розгойдує стовбури невеликих дерев; 12 балів – ураган, що призводить до руйнування будівель. Сила вітру обов'язково враховується при будівництві, особливо висотних споруд, наприклад, телевізійних башт.

Швидкість вітру визначається за допомогою приладів *анемометрів та анемографів*.

Напрямок вітру визначається за тією стороною горизонту, звідки дме вітер, за 16 румбами. Для визначення напрямку вітру у вільній атмосфері вказують *азимут* – кут між напрямком на північ та вектором швидкості вітру. Відраховується азимут від точки півночі за годинниковою стрілкою від 0° до 360°. Напрямок і силу вітру визначають за допомогою *флюгера*.

На напрямок вітру впливають відхиляюча сила обертання Землі: він відхиляється праворуч – у північній півкулі, ліворуч – у південній. Відхилення збільшується від екватора до полюсів і тим сильніше, чим більша швидкість вітру. Наочне уявлення про переважання вітрів різних напрямків у даному пункті за певний проміжок часу (місяць, сезон, рік) створює діаграма "*роза вітрів*".

Будь-яка перешкода на шляху вітру, збурює *поле вітру*. Обминаючи перешкоду, вітер перед нею слабкішає, але з боків підсилюється, особливо біля виступів перешкод (берегові миси, кути будівель тощо). За перешкодою швидкість вітру зменшується, внаслідок чого утворюється *вітрова тінь*. Суттєво підсилюється вітер, коли потрапляє у вузьке орографічне ложе (вузька гірська долина, вузька протока між островами, вузькі міські вулиці).

Єдиною причиною, що викликає вітер, є *горизонтальний баричний градієнт*. Всі інші сили, що проявляються при русі повітря, можуть лише гальмувати рух та відхиляти його від напрямку градієнта.

Якби на рух частинок повітря діяла лише сила градієнта, вітер би сягав неймовірних швидкостей. Насправді цього не відбувається, тому що на рух повітря діють інші сили, що врівноважують силу градієнта.

Відомо, що при русі будь-якого тіла, що вільно рухається (а таким є повітряний потік) відносно системи координат, яка обертається разом із Землею, виникає *поворотне прискорення*, або *відхиляюча сила обертання Землі*, або *сила Коріоліса*. Система координат, що рухається, розташована на поверхні Землі, а тіло, що рухається – це вітер. Поворотне прискорення спрямоване в північній півкулі праворуч від вектору швидкості, в південній – ліворуч. Відхиляюча сила за величиною практично дорівнює прискоренню, що викликане градієнтом, тобто, відхиляюча сила обертання Землі при русі повітря може врівноважити силу баричного градієнта.

Найпростіший вид руху повітря, який можна уявити теоретично, це *прямолінійний рівномірний рух без тертя*. Такий рух повітря називається *геострофічним вітром* (рис. 22).

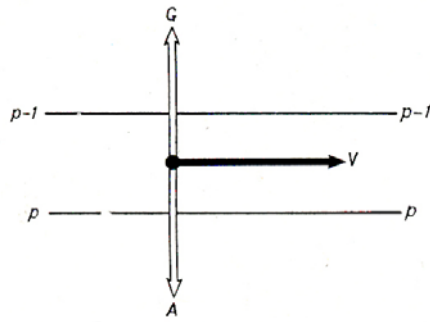


Рис. 22. Геострофічний вітер
 G – сила баричного градієнта, A – відхиляюча сила
 обертання Землі, V – швидкість вітру.

У північній півкулі геострофічний вітер дме вздовж ізобар, залишаючи низький тиск праворуч, у південній – ліворуч. Швидкість вітру прямо пропорційна величині самого баричного градієнта: чим більше наближені одна до одної ізобари, тим більший градієнт, тим сильніший вітер.

Вітер біля земної поверхні завжди більшою чи меншою мірою відрізняється від геострофічного й за швидкістю й за напрямком через силу тертя. Такий вітер зветься *геотриптичним*. Механізм його формування такий. При рівномірному прямолінійному русі повітря за наявності сили тертя мають урівноважуватися три сили: градієнта, відхиляюча й тертя (рис. 23). Так як сила тертя спрямована протилежно швидкості, то вона не перебуває на одній прямій із відхиляючою силою обертання Землі. Тому й сила градієнта, що врівноважує суму двох інших сил, не може перебувати на одній прямій із відхиляючою силою.

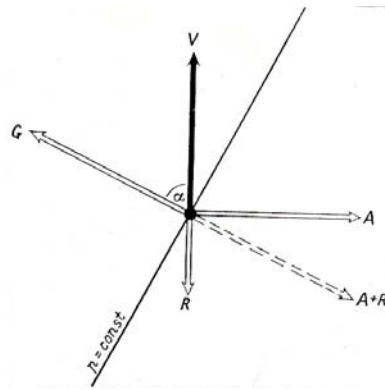


Рис. 23. Геотриптичний вітер (рівномірний прямолінійний рух повітря за наявності сили тертя)
 G – сила баричного градієнта, A – відхиляюча сила обертання Землі, R – сила тертя, V – швидкість вітру

Як видно з рис.23, вона становитиме зі швидкістю вітру не прямий, а гострий кут. Таким чином, швидкість вітру буде спрямована не по ізобарах. Вектор швидкості перетинатиме ізобари, відхиляючись при цьому від градієнта праворуч (у північній півкулі), але становлячи з ним деякий кут, менший за прямий. Швидкість вітру можна в цьому випадку розкласти на дві складові – по ізобарі та по градієнту. У вільній атмосфері (приблизно з висоти 1000 м) геотриптичний, тобто дійсний, вітер уже близький до геострофічного.

Якщо рух повітря відбувається без дії сили тертя, але криволінійно, це означає, що окрім сили градієнту і відхиляючої сили обертання Землі, діє ще й *відцентрова сила*. Спрямована вона по радіусу кривизни назовні, в бік опуклості. Тоді у випадку рівномірного руху повинні врівноважуватися вже три сили (рис.24), які діють на повітря, – градієнта (G), відхиляюча (A) та відцентрова (B).

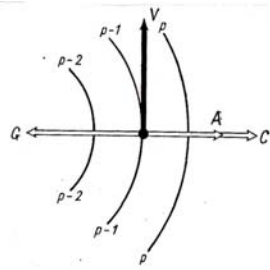


Рис. 24. Градієнтний вітер у циклоні
 G – сила баричного градієнта
 A – відхиляюча сила обертання Землі,
 C – відцентрова сила,
 V – швидкість вітру.

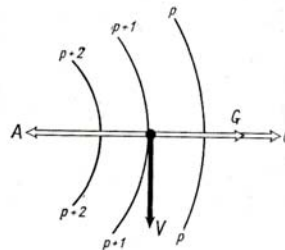


Рис. 25. Градієнтний вітер в антициклоні
 Позначення ті самі, що й на рис. 24

Такий теоретичний випадок рівномірного руху повітря по кругових траєкторіях без впливу тертя називають *градієнтним вітром*. Градієнтний вітер, так само, як і геострофічний, спрямований по ізобарах, але колових.

Для градієнтного вітру можливі два варіанти: в центрі баричної системи тиск може бути високим або низьким. У першому випадку формується атмосферний вихор із системою вітрів, спрямованих за годинниковою стрілкою (*антициклон*), у другому – проти годинникової стрілки (*циклон*). Це важлива відмінність між циклоном та антициклоном.

Тертя в атмосфері є силою, яка надає вже існуючому рухові повітря від'ємне прискорення, а також змінює його напрямок. Висота, на якій сила тертя практично зникає, зветься *рівнем тертя*. Шар повітря в тропосфері від поверхні Землі до рівня тертя зветься *шаром тертя*, або *планетарним граничним шаром*.

У шарі тертя проявляється *добовий хід швидкості вітру*. Біля земної поверхні над суходолом максимум швидкості вітру спостерігається близько 14-ї години, мінімум – уночі або вдень. З висоти 500 м добовий хід обернений, із максимумом уночі та мінімумом удень.

Над морем добовий хід швидкості вітру незначний. Циклонічна діяльність часто порушує добовий хід швидкості вітру.

Причина добового ходу швидкості вітру – в добовому ході турбулентного обміну. При розвиткові конвекції в першу половину дня вертикальне перемішування між приземним шаром та вищезташованими шарами повітря підсилюється. У другій половині дня та вночі воно слабшає. Підсилене денне перемішування призводить до вирівнювання швидкостей вітру між приземним шаром та вищезташованою частиною шару тертя. Повітря зверху, зі збільшеними швидкостями, надходить у процесі обміну вниз, і цим самим загальна швидкість вітру внизу вдень збільшується. В той же час приземне повітря, загальмоване тертям, переміщується нагору, й у верхній частині шару тертя відбувається зменшення швидкості. Уночі, при послабленому вертикальному перемішуванні, швидкість унизу буде меншою, ніж удень, а вгорі – більшою.

Над морем деяке підсилення конвекції припадає на ніч, тому й добовий максимум спостерігається уночі.

Добовий хід виявляється й відносно *напрямку вітру*. Збільшення швидкості вранці та вдень у приземному шарі над суходолом супроводжується обертанням вітру праворуч, за годинниковою стрілкою; зменшення швидкості ввечері та вночі – обертанням ліворуч. У більш високих шарах атмосфери – навпаки: ліве обертання при підсиленні швидкості та праве – при послабленні. В

південній півкулі обертання відбувається у зворотньому напрямку.

Причина добової зміни напрямку вітру та ж сама: добовий хід турбулентного обміну.

У горах добовий хід швидкості вітру той самий, що й у вільній атмосфері – максимум швидкості вночі та мінімум – удень.

Завдання та запитання:

1. Від чого залежить атмосферний тиск?
2. Що таке баричний ступінь, від чого залежить його величина?
3. Уважно розгляньте рис.18, поясніть причини коливання ізобаричних поверхонь та зміни величин баричного ступеню.
4. Яку форму мають ізобаричні поверхні в циклоні та антициклоні? Поясніть розбіжності.
5. Що таке горизонтальний баричний градієнт, коли він виникає і що спричиняє?
6. Де на земній кулі чітко виділяються типи річного ходу тиску?
7. Розгляньте та проаналізуйте рис.21, поясніть закономірності розташування центрів атмосферної дії (баричні максимуми та баричні мінімуми).
8. Поясніть утворення геострофічного, геотриптичного та градієнтного вітрів (рис. 23 - 25).
9. Від чого залежить добовий хід швидкості вітру?

Атмосферна циркуляція

Найбільші повітряні течії планетарного масштабу, які можна порівняти за величиною з материками та океанами, охоплюють усю тропосферу та нижню стратосферу (приблизно до 20 км) і характеризуються відносною постійністю. Вони утворюють *загальну циркуляцію атмосфери*. У тропосфері до них належать *пасати*, *західні вітри помірних широт* та *східні вітри приполярних областей*, а також *мусони*. Інколи до вітрових потоків загальної циркуляції атмосфери відносять *вітри циклонів* та *антициклонів*. Різноманітність прояву загальної циркуляції атмосфери залежить від того, що в атмосфері постійно виникають величезні хвилі та вихори, які по-різному розвиваються та по-різному переміщуються. Це утворення атмосферних збурень – циклонів та антициклонів – є найхарактернішою рисою загальної циркуляції атмосфери.

Найстійкіша особливість у розподілі як вітру, так і пов'язаного з ним атмосферного тиску над земною кулею, – зональність цього розподілу. Головна причина цієї зональності – зональність у розподілі температури, що зумовлює виникнення баричного градієнту в більшій частині тропосфери. Градієнт спрямований по меридіану до полюсів, а відхиляюча сила обертання Землі призводить до того, що основна маса атмосферного повітря переноситься із заходу на схід (в обох півкулях). Це *західний перенос повітряних мас*.

Основними “вітроділами” Землі є субтропічні пояси високого тиску. Від них повітряні маси відходять як до екватора, утворюючи пасати, так і в бік помірних широт, утворюючи західний перенос (див. рис. 17). Таким чином, *пасати* – це вітри екваторіальних периферичних

субтропічних баричних максимумів, що дмуть від тропіків до екватора. Їм притаманний постійний напрямок: переважно північно-східний у північній півкулі та південно-східний у південній півкулі. Над океаном вони дмуть цілорічно, тому що океанічні субтропічні максимуми постійні, над суходолом – лише взимку.

На східних узбережжях материків у помірних та субтропічних широтах північної півкулі, де західні вітри слабшають при віддаленні від океанічних субтропічних максимумів, виникає мусонна циркуляція. *Мусони* – повітряні потоки сезонного характеру, що змінюють напрямок взимку та влітку на протилежний. У позатропічних широтах мусони виникають завдяки різному нагріванню суші та моря впродовж однієї пори року. Вони виражені, в основному, в північній півкулі. Зимовий північно-західний мусон дме з охолодженої суші (з Азіатського та Канадського максимумів) в бік теплого моря, що не замерзає (Алеутський та Ісландський мінімуми). Літній південно-східний мусон дме з боку океана (з Північно-Тихоокеанського та Північно-Атлантичного максимумів) на нагріту сушу. Літній мусон, таким чином, є “порушником” західних вітрів, що панують у помірному поясі.

Тропічні (екваторіальні) мусони мають інше походження. Як уже відзначалося, екваторіальна барична депресія переміщується вслід за Сонцем. У липні вона розташовується на 15°–25° пн.ш. Тому південно-східний пасат південної півкулі перетинає екватор і прямує до баричної депресії, відхиляючись при цьому в північній півкулі праворуч і набуваючи південно-західного напрямку. Це і є *літній екваторіальний мусон північної півкулі*. У січні барична депресія зміщується до південної півкулі приблизно на 5° пд.ш. Туди прямує північно-східний пасат

північної півкулі, що змінює свій напрямок у південній півкулі на північно-західний. Цей вітер для північної півкулі є зимовим тропічним мусоном, а для південної – літнім екваторіальним мусоном. Тропічні (екваторіальні) мусони є наслідком відмінностей у нагріванні північної та південної півкуль. Позаяк контрасти підстиляючої поверхні, а, отже, й нагрівання є максимальними між Південною Азією та Індійським океаном, саме в цих регіонах вони набули найбільшого поширення.

Переважаючими вітрами полярних областей є північно-східні в північній півкулі та південно-західні – в південній.

Вітри, що дмуть біля земної поверхні, вельми різноманітні. Їх зазвичай поділяють на три групи: *вітри, що є частиною загальної циркуляції атмосфери, вітри циклонів і антициклонів та місцеві вітри*, викликані місцевими умовами (температура, орографія).

У циклонах вітри дмуть від периферії до центру, де тиск найнижчий. При цьому *в північній півкулі* вони відхиляються праворуч і утворюють колові (*проти годинникової стрілки*) вихорові потоки повітря діаметром до 1000–2000 км (рис. 26).

У південній півкулі вони відхиляються ліворуч і відповідно дмуть *за годинниковою стрілкою*.

В антициклонах вітри дмуть від центру, де тиск найвищий, до периферії. Як наслідок відхилення, виникають такі ж великі вихорові нисхідні потоки повітря, в яких вітри дмуть *за годинниковою стрілкою в північній півкулі* та *проти годинникової стрілки в південній* (див. рис. 26).

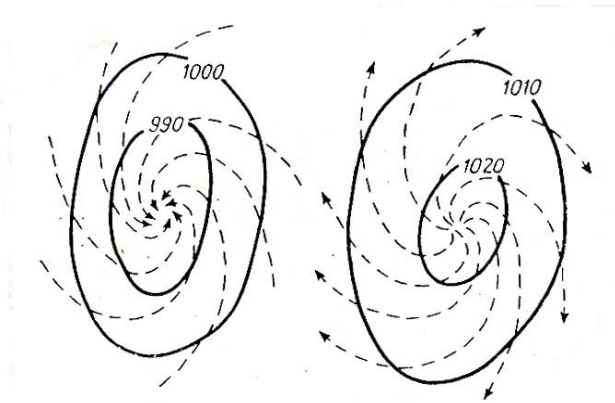


Рис. 26. Изобари (суцільні криві) та лінії току (перервчасті криві) в нижніх шарах циклону (ліворуч) і антициклону (праворуч)

Під місцевими вітрами розуміють вітри, характерні лише для певних географічних районів. Походження їх різне. До місцевих вітрів термічного походження належать *бризи* (рис. 27). Це вітри по берегах морів, озер, великих річок, які двічі на добу змінюють напрям на протилежний через різне нагрівання суходолу та води.

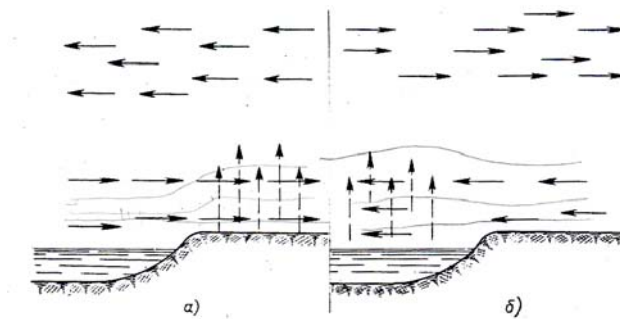


Рис. 27. Схема виникнення бризу: напрям руху повітря вдень (а) та вночі (б). Стрілками позначені напрями вертикальних і горизонтальних рухів повітря

Нічний (береговий) бриз дме з боку швидко вистиглого суходолу в бік водоймища, *денний (морський) бриз* – із боку водоймища в бік нагрітого суходолу. Вони охоплюють шар повітря в сотні метрів і проникають у глиб суходолу (моря) на кілька кілометрів або десятків кілометрів. Краще виражені вони за безхмарної антициклонічної погоди. Вельми характерні для західних узбереж у тропічних широтах, де нагріті материки омиваються водами холодних течій. Цією обставиною пояснюється глибоке (до 50 км) проникнення на суходіл денного морського бризу. Із бризами пов'язані вельми низькі для тропіків температури узбереж (15–20°C) та значна вологість повітря берегових пустель.

У гірських системах спостерігаються вітри з добовою періодичністю, подібні до бризів. Це *гірсько-долинні вітри*. Вдень долинний вітер дме з гирла долини вгору по долині й угору по схилах. Уночі – вниз по схилах та вниз по долині, в бік рівнини. Однією з причин виникнення таких вітрів є утворення та зміна напрямку горизонтальних градієнтів через складний механізм нагрівання та охолодження поверхні впродовж доби.

Льодовиковий вітер – вітер, що дме вниз по льодовику в горах. Цей вітер не має добової періодичності, тому що цілодобово температура поверхні льодовика охолоджуюче діє на повітря. Різновидом льодовикового вітру є *стокові вітри* Антарктиди – перенесення вихолодженого повітря за ухилом місцевості в бік океану.

Теплий, сухий та поривчастий вітер, що дме часом із високих схилів гір у долини, зветься *феном*. Фени відомі в Альпах, на Західному Кавказі (рис. 28).

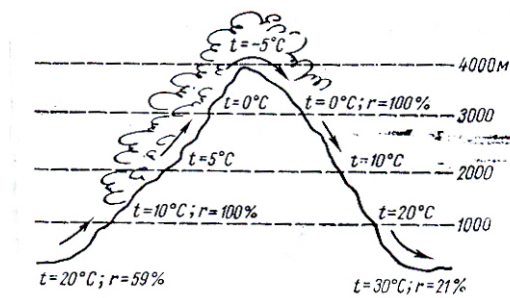


Рис. 28 Фен

Борóю зветься сильний холодний та поривчастий вітер, який дме з низьких гірських хребтів у бік достатньо теплого моря. Класична борá часто дме в районі Новоросійської бухти на Чорному морі. До типу бори належать *норд* у районі Баку, *містраль* на середземноморському узбережжі Франції, *нортсер* у Мексиканській затоці.

Дрібномасштабні вихори, що нагадують циклони, виникають в умовах значної нестійкості атмосферної стратифікації. Це *смерчі*, що виникають над морем, та *торнадо* або *тромби* – над суходолом.

Завдання та запитання:

1. Що належить до загальної циркуляції атмосфери?
2. Яка головна закономірність загальної циркуляції атмосфери?
3. Чому пасати над океанами дмуть цілорічно, а над материками в часі є перерви?
4. Скласти схему та пояснити утворення літніх та зимових мусонів у Південній Азії та суміжній частині Індійського океану.
5. За рис. 24, 25 пояснити утворення вітрів циклонів та антициклонів.
6. За рис. 27 пояснити утворення бризів.

7. В чому полягає схожість гірсько-долинних вітрів та бризів?

8. Чим відрізняються за фізичними характеристиками та механізмом утворення фєни та бора?

9. Як в різних країнах називаються дрібномасштабні вихори?

ПОГОДА ТА КЛІМАТ

Повітряні маси та атмосферні фронти

Повітря тропосфери неоднорідне, й причини відмінностей полягають у неоднаковому розподілі сонячного тепла по земній поверхні та в характері підстеляючої поверхні (суходіл, море). Тому повітря тропосфери поділяють на *повітряні маси*. Під повітряною масою розуміють великий об'єм повітря, що має відносно однорідні властивості та рухається як єдине ціле. За площею вони займають тисячі квадратних кілометрів, вертикальна потужність – практично до верхньої межі тропосфери.

Повітряні маси поділяють на *теплі* (ТП) та *холодні* (ХП). Повітряна маса вважається теплою, якщо вона просувається на відносно холодну підстеляючу поверхню, та холодною, якщо вона просувається на більш теплу поверхню. При переміщенні властивості повітряної маси змінюються.

Вирізняють чотири зональних типи повітряних мас залежно від районів формування: *екваторіальне* (ЕП), *тропічне* (ТП), *повітря помірних широт*, або, за міжнародною класифікацією, *полярне* (ПП), *арктичне* – *антарктичне* (АП). Вони розрізняються насамперед за температурою. Всі типи, крім екваторіального, поділяються на підтипи: *морське* та *континентальне*, залежно від характеру поверхні, над якою формується повітря.

Екваторіальне повітря утворюється у смузі зниженого тиску над вологими лісами й океанами, має високі температури та високу вологість. Улітку відповідної

півкулі у вигляді екваторіальних мусонів воно проникає у тропічні широти, особливо в Індії – аж до Гімалаїв.

Континентальне тропічне повітря (кТП) формується над тропічними пустелями. Воно має високу температуру, значну абсолютну, але низьку відносну вологість.

Морське тропічне повітря (мТП) утворюється в баричних максимумах над океанами, характеризується високими температурами та значною абсолютною вологістю.

Континентальне повітря помірних широт (кПП) формується над материками, панує в північній півкулі. Його властивості за порами року неоднакові: влітку характерні досить високі значення температури й абсолютної вологості, спостерігається інтенсивна конвекція, опади, взимку низькі й температури й абсолютна вологість.

Морське повітря помірних широт (мПП) формується в баричних мінімумах над океанами, де вода, завдяки дії теплих течій, не замерзає. Влітку воно прохолодніше (кПП), взимку – тепліше, абсолютна вологість висока.

Континентальне арктичне – антарктичне повітря (кАП) формується над льодами Арктики й Антарктики, характеризується вкрай низькими температурами та низькою абсолютною вологістю.

Морське арктичне – антарктичне повітря (мАП) утворюється над морями, що періодично замерзають. Його температура дещо вища, ніж кАП, абсолютна вологість більша.

Різні за своїми властивостями повітряні маси звичайно перебувають у постійному русі. Між ними утворюються перехідні *фронтальні зони* шириною 500–900 км, довжиною 2–3 тис. км. Площина поділу між повітряними масами зветься *фронтальною поверхнею*.

Вона завжди нахилена в бік холодного повітря, яке розташовується під фронтальною поверхнею, а менш щільне й тому легше тепле повітря – над нею. Лінія перетину фронтальної поверхні з поверхнею Землі зветься *лінією фронту*, або просто *фронтом (атмосферним фронтом)*. Найчастіше одна з повітряних мас виявляється активнішою, а фронт – таким, що рухається. *Теплий фронт* утворюється при наступі *ТП* на *ХП*, *холодний* – навпаки (рис. 29, 30).

При проходженні атмосферних фронтів відбуваються різкі зміни погоди: перепади температури, тиску, опади, посилення та різка зміна напрямів вітрів тощо. У формуванні клімату нашої країни, розташованої в помірних широтах, фронтальній діяльності належить суттєва роль, тому погода в Україні звичайно нестійка, особливо взимку.

На кліматичних картах за пересічними багаторічними даними можна виділити зони, де найчастіше формуються атмосферні фронти (рис. 31, 32). Їх називають *кліматичними фронтами*. *Головні кліматичні фронти – це зони поділу та взаємодії основних зональних типів повітряних мас*. На Землі вирізняють *арктичний і антарктичний фронти* – між *АП* й *ПП*, *два полярні фронти* – між *ПП* та *ТП* й один тропічний фронт – між *ТП* та *ЕП* (виражений лише влітку у відповідній півкулі). Вони зміщуються за порами року вслід за Сонцем, то на північ (липень), то на південь (січень).

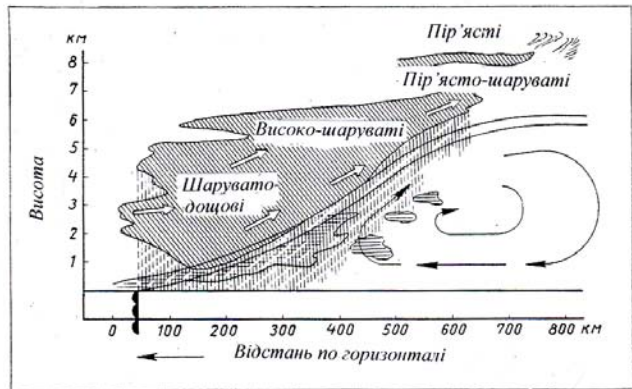


Рис. 29. Теплий фронт і його хмарна система.
 → Напря́м руху фронту

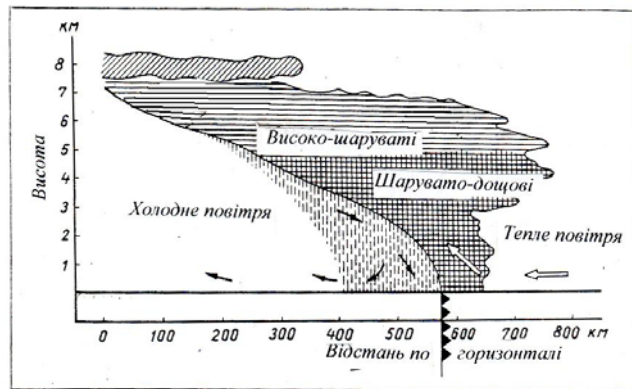


Рис. 30. Холодний фронт та його хмарна система

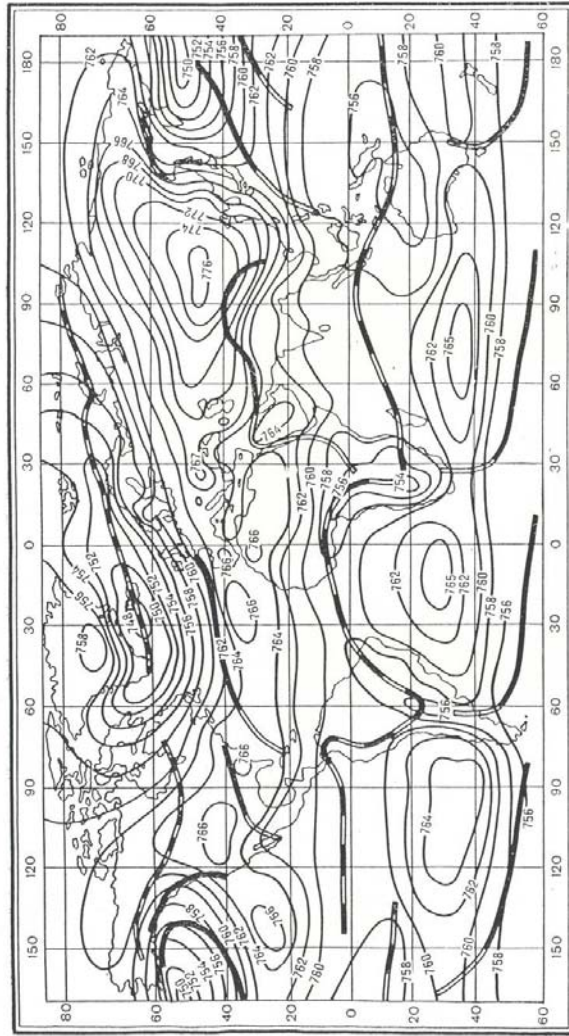


Рис. 31. Кліматологічні фронти в січні
(за С.П.Хромовим)

1 — арктичний, 2 — полярний, 3 — пасатний, 4 — тропічний.

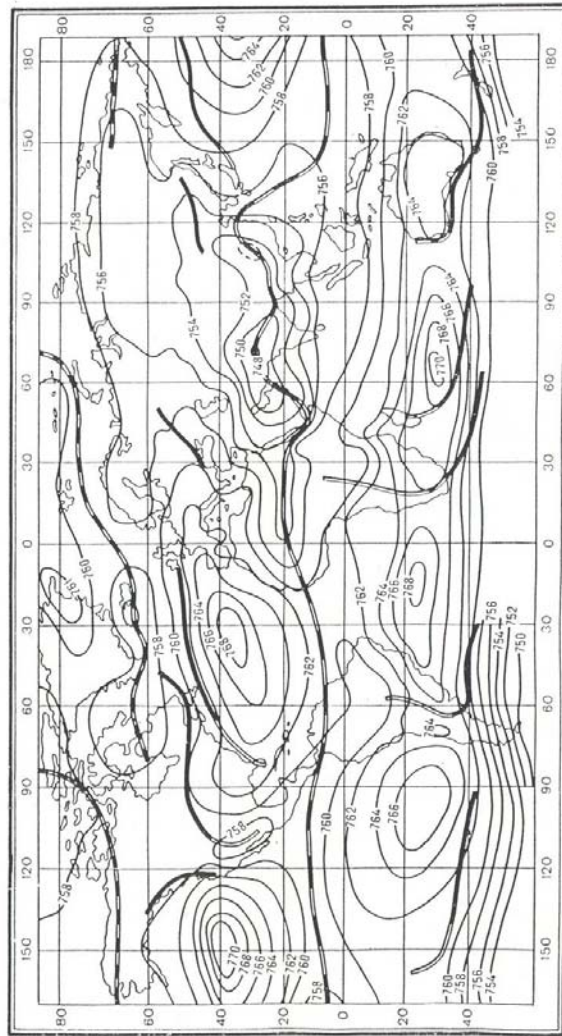


Рис. 32. Кліматологічні фронти в ліпні
(за С.П.Хромовим)

1 — арктичний, 2 — полярний, 3 — пасатний, 4 — тропічний.

Кліматичні фронти виникають також між континентальним і морським повітрям одного й того самого типу повітряних мас. Наприклад, полярний – між *кПП* та *мПП*. Активна фронтальна діяльність на цьому фронті є вельми характерною для території Європи, зокрема, й для нашої країни. Причому, відносно повітря над суходолом, *мПП*, що прямує з Атлантики взимку, є теплою повітряною масою, що зумовлює опади, влітку – холодною масою, що сприяє опадам із місцевого теплішого *кПП*.

Головною особливістю атмосферної циркуляції в позатропічних та, особливо, в середніх широтах, є інтенсивна *циклонічна діяльність*. *Циклонічною діяльністю* зветься *постійне виникнення, розвиток і переміщення в атмосфері позатропічних широт великомасштабних атмосферних збурень зі зниженим та підвищеним тиском – циклонів і антициклонів*. Усі повітряні течії великого масштабу в позатропічних широтах пов'язані з цими атмосферними збуреннями.

Атмосферні збурення позатропічних широт виникають переважно на головних фронтах тропосфери, між арктичним і полярним повітрям. Лише незначна частина циклонів та антициклонів, слабо розвинутих і малорухомих, виникає під безпосереднім впливом підстилаючої поверхні.

Процес починається з виникнення на поверхні головного фронту великих хвиль. У їх виникненні беруть участь як розриви температури й баричні градієнти, так і відхиляюча дія обертання Землі на повітряні течії. Повітряні частинки по обидва боки фронту зазнають коливальних рухів. При цьому хвилеподібних деформацій зазнає й сама поверхня та лінія фронту. У гребнях хвиль фронт просувається до низьких широт, в улоговинах – до

високих. Виникають язички холодного та теплого повітря (рис. 33). При цьому в долинах фронтальних хвиль розвивається циклонічний рух, і тиск падає: утворюються циклони. Центр кожного циклону лежить на фронті.

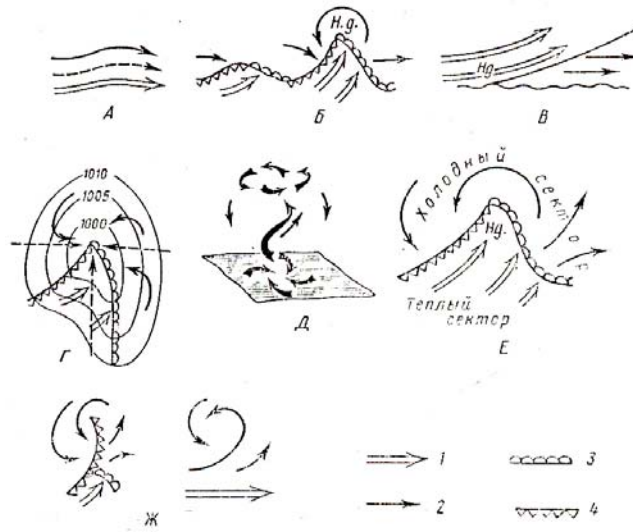


Рис. 33. Розвиток циклону:

А – незбурений фронт; *Б* – хвильове збурення фронту та зародження циклону (план); *В* – піднесення теплого повітря по схилу холодного та утворення низького тиску (профіль); *Г* – система ізобар, градієнт і напрям вітрів у циклоні північної півкулі (план); *Д* – поєднання горизонтальних і висхідних рухів повітря утворює піднесення його по спіралі проти ходу годинникової стрілки в північній півкулі (профіль); *Е* – фронти та сектори циклону; *Ж* – оклюзія циклону; 1 – тепле повітря, 2 – холодне повітря, 3 – теплий, 4 – холодний фронти.

У передній частині циклону фронт пересувається до високих широт і має тут характер теплого. У тилівій частині циклону фронт пересувається до низьких широт і набуває характеру холодного фронту. Одночасно обидва –

холодний і теплий фронти – є ділянками єдиного головного фронту. Відповідно, в циклоні виникають системи хмар та опадів, притаманні фронтам (див. рис. 30).

Самі фронти в циклоні загострюються внаслідок існуючого там сходження повітряних течій. Язик теплового повітря в циклоні має назву *теплого сектору циклону*. В ньому спостерігаються найвищі температури біля земної поверхні. Циклон у цій стадії розвитку – з теплим сектором – зветься *молодим циклоном*. Із часом він *поглиблюється*, тобто тиск у його центрі падає. Сам циклон переміщується у східному напрямку. При цьому холодний фронт в області циклону поступово наздоганяє теплий, що рухається повільніше, і, нарешті, з ним з'єднується (оклюдується). Відбувається так звана *оклюзія циклону* (рис. 34).

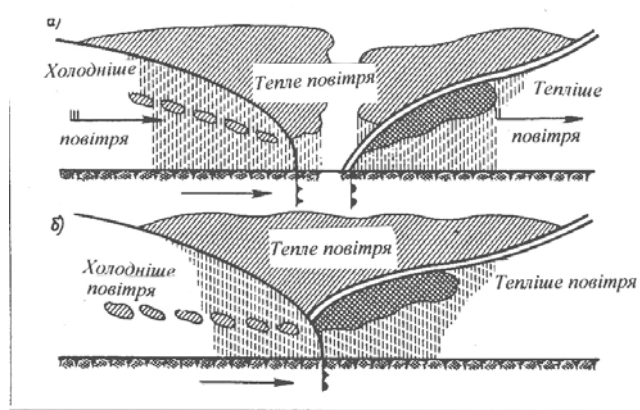


Рис. 34. Схема утворення фронту оклюзії при з'єднанні теплового й холодного фронтів:
(а) до з'єднання, (б) після з'єднання.
→ напрям руху фронтів

В оклюдованому циклоні тепле повітря вже витіснене холодним у верхню тропосферу, де воно охолоджується шляхом випромінювання, а сам циклон стає *холодним* та

високим. Швидкість його переміщення зменшується, а тиск у центрі починає підвищуватися – починається *згасання циклону*.

Більшість циклонів розвивається на полярних фронтах. При цьому повітря теплого сектору в молодому циклоні буде тропічним повітрям, а остання частина циклону заповнена полярним (помірним) повітрям. Відповідно, на арктичних фронтах теплий сектор зайнятий полярним повітрям.

Циклони завжди переміщуються, причому, вони рухаються як єдине ціле, незалежно від вітрів, що дмуть у самому циклоні в різних напрямках та з різними швидкостями. Циклони переміщуються в напрямку загального переносу повітря в середній та верхній тропосфері – із заходу на схід зі складовою, спрямованою до високих широт.

Швидкість переміщення циклону – 30–40 км/год, іноді – 80 км/год і більше. За декілька діб циклон може переміститися на велику відстань, змінюючи на своєму шляху режим погоди (рис. 35).

При проходженні циклону вітер підсилюється та змінюється його напрямок. Якщо циклон проходить через будь-який пункт своєю південною частиною, вітер змінюється з південного на південно-західний та північно-західний. Якщо циклон проходить своєю північною частиною, вітер змінюється з південно-східного на східний, північно-східний та північний. Із цим пов'язані й коливання температури при проходженні циклону.

Циклонічні області характеризуються збільшенням хмарності та опадами. У передній частині циклону опади обложні, вони утворюються з хмар теплого фронту чи

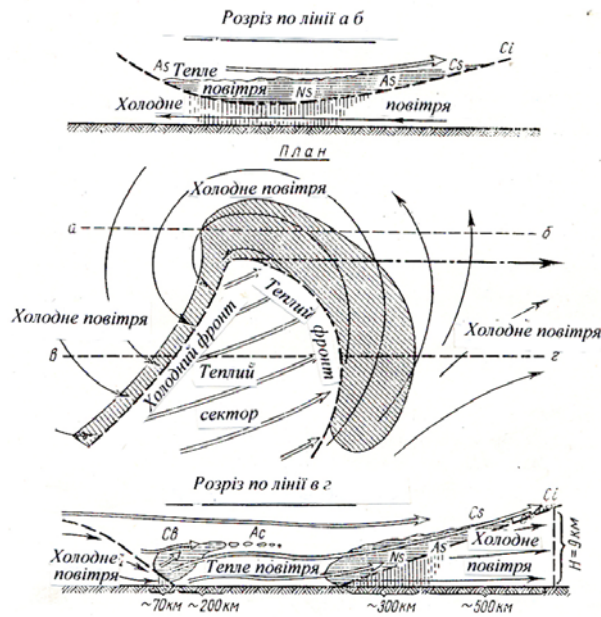


Рис. 35. Будова циклону. Назви хмар вказані в тексті

фронту оклюзії. У тилівій частині опади зливові, з купчасто-дощових хмар, які притаманні холодному фронту. В південній частині циклону іноді спостерігається морось із теплої повітряної маси.

Між циклонами виникають і розвиваються антициклони. Їх розміри та швидкості руху приблизно такі ж, як у циклонів, але в пізній стадії розвитку антициклони частіше за циклони стають малорухомими і можуть зберігатися в такому стані багато днів. Напрямок руху антициклону також в основному визначається напрямком провідного потоку, але, на відміну від циклону, зі складовою, спрямованою в низькі широти. Тому в субтропічних та тропічних широтах відбувається

накопичення антициклонів, тобто, тут формується смуга високого тиску.

В антициклонах фронтів немає, й існує загальна тенденція до нисхідного руху повітря. В міру розвитку антициклону потужні шари повітря повільно опускаються, що призводить до їх динамічного нагрівання та виникнення інверсій температур. У зв'язку з цим повітря віддаляється від насичення, в антициклонах переважає малохмарна та суха погода. Лише в нижніх шарах у холодну пору року (доби) можливе утворення туманів та низьких шаруватих хмар, пов'язаних із охолодженням від земної поверхні.

З часом температура повітря в антициклоні стає дедалі вищою, добре розвинений антициклон стає теплою областю тропосфери. Тропопауза над високим антициклоном піднята, а температура нижньої тропосфери знижена. Таким чином, теплій тропосфері у високому антициклоні відповідає висока холодна стратосфера.

Баричні градієнти та вітри у внутрішніх частинах антициклону слабкі, біля земної поверхні часті штилі. Але на периферії можуть бути й сильні вітри.

Таким чином, через циклони та антициклони відбувається обмін повітрям між низькими та високими широтами Землі.

Завдання та запитання:

1. На якій підставі виокремлюють повітряні маси?
2. Які типи повітряних мас виділяють за зональною ознакою?
3. За рис. 29, 30 схарактеризуйте елементи фронту.
4. Що таке атмосферне збурення, які причини їх викликають?

5. Користуючись рис. 33, поясніть утворення фронтів.

6. Користуючись рис. 35, поясніть умови та характер утворення хмарних систем та опадів у циклоні.

7. Користуючись рис. 34, пояснити, як відбувається оклюзія?

8. Яку роль відіграють циклони та антициклони в циркуляції атмосфери?

Погода та клімат

Погода – це сукупність процесів, що відбуваються в атмосфері в даний час та над певною місцевістю. Характерні властивості погоди – мінливість та різноманітність. Зміни погоди можуть бути періодичними та неперіодичними.

Періодичні зміни погоди зумовлені добовими та річними відмінностями в надходженні сонячної радіації. З цим пов'язані регулярні добові та сезонні коливання всіх *метеоелементів*: температури та вологості повітря, хмарності, опадів, атмосферного тиску, вітрів.

Неперіодичні коливання зумовлені фронтальними процесами та найбільш типові для помірною та холодного поясів.

Погоду кожної доби можна віднести до того чи іншого типу. Розрізняють три групи погод, серед яких виділяють класи.

Група безморозних погод:

1. посушливо-суховійна ($t^{\circ} > 22^{\circ}\text{C}$; $r < 40\%$);

2. помірно-посушлива ($t^{\circ} > 22^{\circ}\text{C}$; $r = 40\text{--}60\%$);
3. малохмарна;
4. хмарна вдень (при проходженні фронту вдень або при прогріванні повітря над теплою поверхнею);
5. хмарна вночі (при проходженні фронту вночі або над теплою, порівняно із суходолом, поверхнею моря);
6. похмура без опадів;
7. похмура з опадами;
8. вологотропічна.

Група погод із переходом через 0°C :

9. хмарна вдень (при проходженні фронту – вітер, опади);
10. ясна вдень (за підвищеного тиску).

Група морозних погод:

11. слабо й помірно морозна (0°C – $(-12,4)^{\circ}\text{C}$);
12. значно морозна ($(-12,5^{\circ}\text{C}$ – $(-22,4)^{\circ}\text{C}$);
13. сильно морозна ($(-22,5^{\circ}\text{C}$ – $(-32,4)^{\circ}\text{C}$);
14. жорстоко морозна ($(-32,5^{\circ}\text{C}$ – $(-42,4)^{\circ}\text{C}$);
15. гранично морозна ($< -42,5^{\circ}\text{C}$).

Частина з перерахованих класів погод пов'язана з проходженням фронту (наприклад, хмарні погоди). Це *фронтальні погоди*. Фронтальні погоди супроводжуються утворенням хмар, опадами, вітрами. Стан елементів погоди залежить від того, який фронт проходить через місцевість. Наприклад, проходження теплового фронту призводить до утворення шаруватих хмар, обложних опадів, слабких вітрів. Коли проходить холодний фронт, утворюються купчасто-дощові хмари, випадають зливи, дме сильний поривчастий вітер. При фронтах оклюзії погода буває ще складнішою та мінливішою.

Ті погоди, формування яких залежить від нагрівання повітря підстеляючою поверхнею, тобто від радіаційного балансу, звуться *внутрішньомасовими*. Вони можуть супроводжуватися підвищенням або зниженням температури, слабкою або підсиленою конвекцією, утворенням хмар.

Своєрідними є погоди в циклонах та антициклонах, про що йшлося вище.

Якщо порівнювати погоди за широтами, виявиться, що найбільш постійною вона є в екваторіальній зоні, де не розвинута циклонічна діяльність. В інших районах земної кулі, де спостерігається активна циклонічна діяльність, погода надзвичайно мінлива як упродовж сезону, так і при зміні пір року.

Головною причиною відмінностей погоди на різних широтах є відмінності в радіаційному балансі та циркуляції атмосфери. Зміни дня і ночі вносять у погоду прості, але регулярні зміни у вигляді добового ходу метеорологічних елементів. Різкі та нерегулярні зміни є результатом зміни повітряних мас, проходження фронтів, що їх розділяють, переміщення та еволюції циклонів і антициклонів.

У зв'язку зі швидкими змінами погоди і з можливостями катастрофічних наслідків цих змін у всіх країнах світу виникла та сформувалася *служба погоди*. Метеорологічні станції працюють за певною програмою та методикою. Результати спостережень систематично передаються в зашифрованому вигляді за спеціальним міжнародним кодом у світові та регіональні *метеорологічні центри*. В центрах на підставі численних відомостей кілька разів на добу, тобто, на кожний термін спостережень складаються *синоптичні карти* (карти

погоди). Співставлення карт дозволяє визначити напрямки руху повітряних мас із різними фізичними властивостями, фронтів, циклонів та антициклонів тощо і тим самим передбачити зміни в атмосферних процесах і скласти *прогноз погоди*.

Прогноз погоди має велике значення для всіх галузей господарства: сільського господарства, транспорту, багатьох галузей промисловості. Він є важливим для військової справи, для життя й діяльності населення.

З багаторічного режиму погод, типових для даної місцевості, складається клімат. На відміну від погоди, він має такі властивості, як стійкість, постійність, хоча щорічно спостерігаються відхилення в температурі, кількості та режимі опадів тощо.

Клімат зумовлений одночасним проявом трьох *кліматотворчих процесів*: теплообігом, вологообігом та атмосферною циркуляцією. В різних географічних умовах ці процеси призводять до формування різних повітряних мас, які й визначають режим погоди в конкретній місцевості. Наявність водної поверхні та суходолу призводить до формування двох різних типів кліматів: *морського* та *континентального*. Їх відмінності пояснюються різними механізмами нагрівання та охолодження суші та води, різними альбедо цих поверхонь, різними річними амплітудами температури, величинами відносної вологості повітря та кількості опадів. Континентальність клімату зростає в глиб суходолу та у високогірних районах (рис.36).

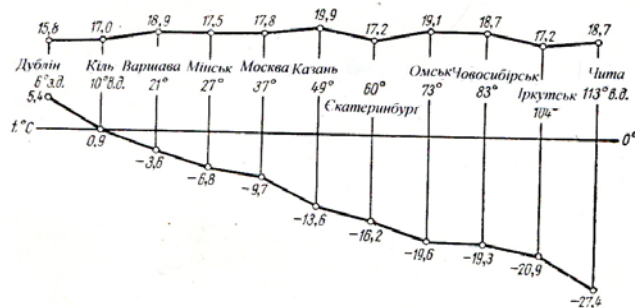


Рис. 36. Річні амплітуди температури повітря в Європі.
Пункти розташовані на 52-53° пн.ш.

Характерною особливістю континентального клімату є велика річна амплітуда повітря, низька відносна вологість, високий атмосферний тиск узимку та низький – улітку.

Морський клімат значно м'якший, відрізняється порівняно теплою зимою та прохолодним літом, високими значеннями відносної вологості, значною хмарністю та великою кількістю опадів.

Безпосередня близькість до моря не є визначаючою умовою формування морського клімату (прикладом цього може бути клімат пустелі Атакама на західному узбережжі Південної Америки). На формування клімату впливає багато інших кліматотворчих факторів.

Енергетичною основою кліматотворчих процесів є надходження до Землі сонячної радіації, інтенсивність якої залежить від широти місця. Це найголовніший кліматотворчий фактор.

Великий вплив на формування кліматів здійснює також *атмосферна циркуляція* – закономірне переміщення повітряних мас, у процесі якого відбувається перенесення тепла та вологи як між широтами, так і між материками та океанами.

Характер підстеляючої поверхні (перш за все суша та вода) визначає багато кліматичних характеристик: температурний режим, добову та річну амплітуду температур, вологість повітря, режим опадів тощо. У зв'язку з цим вирізняють морський та континентальний клімат. Різний вплив суходолу та моря на клімат зростає від екватора до помірних широт.

Ступінь континентальності клімату материків залежить від їх *розмірів та розчленованості берегової лінії*. Чим більший материк, тим значнішою є континентальність клімату його внутрішніх районів. Вона виражається в малій кількості опадів та великій річній амплітуді температур. Значна розчленованість берегової лінії зменшує ступінь континентальності клімату.

На клімат материків впливає *абсолютна висота місцевості*. У горах температура з висотою зменшується приблизно на 6° на кожний кілометр, і на певній висоті навіть улітку може дорівнювати нулю. Вище починається *хіносфера*.

Кліматотворчим фактором є *орографія*, тобто, розташування гір відносно панівних вітрів. Гори, особливо високі, є кліматичними бар'єрами. Навітряні схили одержують багато опадів (наприклад, південно-західний макросхил Гімалаїв), на підвітряних схилах опадів випадає мало.

Кліматотворче значення має *орієнтировка (експозиція) схилів гір за сторонами горизонту*. Наприклад, північний та південний макросхили Кавказьких гір одержують різну кількість тепла, що відбивається на висоті природних поясів та снігової межі, а самі гори слугують рубежем між помірним та субтропічним кліматичними поясами.

Великий вплив на клімат здійснюють *морські течії*. Вони переносять значну кількість тепла із низьких широт у високі. Вельми суттєвий вплив здійснюють течії й на клімат узбереж.

Узбережжя, що омиваються теплими течіями, тепліші та вологіші; ті, що омиваються холодними течіями – холодніші та сухіші. Так, у помірних широтах на західному узбережжі Скандинавії завдяки теплим течіям аж до полярного кола температура навіть узимку близько 0°C, багато опадів, поширена тайга, а на тій же широті на півострові Лабрадор, що омивається водами холодної течії, - суха, тривала зима, прохолодне літо, переважають ландшафти тундри. У тропіках на західних берегах материків, що омиваються холодними течіями, температура повітря 15-20°C, сухо, поширені берегові пустелі; на східних узбережжях, уздовж яких проходять теплі течії, температура 25-28°C, опадів близько 1000 мм, ростуть вічнозелені тропічні ліси.

Завдання та запитання:

1. Дайте визначення погоди та клімату.
2. За якою ознакою виокремлюють три групи погод?
3. Які типи погод належать до фронтальних?
4. Які типи погод належать до циклональних?
5. Які типи погод належать до антициклональних?
6. Які типи погод належать до внутрішньомасових?
7. Що є енергетичною основою кліматотворчих процесів?
8. Перерахуйте фактори кліматоутворення за їх вагою.

Класифікації кліматів

Серед існуючих класифікацій кліматів (В.П.Кеппена, М.І.Будика та А.О.Григор'єва, Л.С.Берга) найвдалішою вважається генетична класифікація Б.П.Алісова (рис. 37).

Клімат, як і всі метеорологічні елементи, є зональним. У кожній півкулі, за Б.П.Алісовим, виділяється сім *кліматичних поясів* (чотири основних і три перехідних). Головною ознакою поясу є панування тих чи інших типів повітряних мас. В основних поясах формування клімату цілорічно відбувається під переважаючим впливом повітряних мас одного типу: *екваторіальний пояс – ЕП, два тропічні – ТП, два помірні – ПП, два холодні – арктичний і антарктичний – АП*. Розташовані між ними *перехідні пояси* характеризуються сезонною зміною панівних повітряних мас. Це *два субекваторіальні пояси – ЕП й ТП, два субтропічні – ТП й ПП, субарктичний і субантарктичний – ПП й АП*. Межі всіх поясів проведено за розташуванням головних кліматичних фронтів.

Кліматичні пояси – найбільші зональні підрозділи земної поверхні за кліматичними умовами. В середині них виділені *кліматичні області* з різними *типами кліматів*: материковий та океанічний (присутні в усіх поясах), клімати західних та східних узбереж материків (в тропічному, субтропічному, помірному поясах).

Екваторіальний пояс. Температури впродовж всього року високі (24-28°C), вологість повітря велика. Опадів багато – близько 2000 мм. Сезонні коливання середньомісячних температур та опадів незначні. Це зона низького тиску, висхідних токів повітря, слабких вітрів. Над суходолом, який швидко прогрівається, конвекція

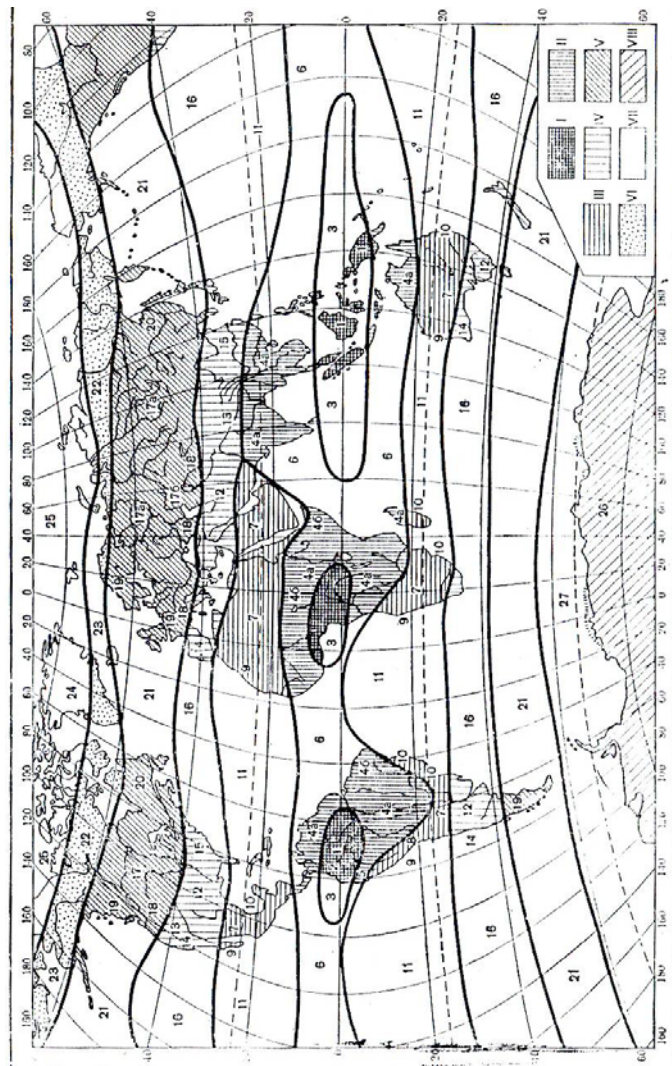


Рис. 37. Кліматичні пояси та області (за Б.П.Алісовим):

Умовні позначення до рис. 37:

I — екваторіальний пояс: 1 — континентальні, 2 — високогірні, 3 — океанічні; *II* — субекваторіальний пояс: 4а — континентальні, 4б — те саме, але більш посушливі, 5 — високогірні, 6 — океанічні; *III* — тропічний пояс: 7 — континентальні, 8 — високогірні, 9 — західні береги континентів, 10 — східні навітряні береги континентів та островів, 11 — океанічні; *IV* — субтропічний пояс: 12 — континентальні, 13 — високогірні, 14 — середземноморський, 15 — мусонні області східних узбереж материків, 16 — океанічні; *V* — пом'якшений пояс: 17а — континентальні, 17б — те саме, але опадів менше, ніж можливе випаровування, 18 — високогірні області помірного поясу, 19 — західні частини материків із відносно теплою, вологою зимою та помірно теплим літом, 20 — мусонні області східних узбереж материків із відносно холодною зимою та вологим дощовим літом, 21 — океанічні з відносно теплою, вітряною зимою та прохолодним літом; *VI* — субарктичний пояс: області сезонних переміщень арктичного фронту: 22 — континентальні, дуже холодна зима та відносно тепле літо, 23 — океанічні, не холодна, але дуже вітряна зима та прохолодне літо; *VII* — арктичний пояс: області арктичних повітряних мас: 24 — континентальна (внутрішня Гренландія) з винятково холодною зимою та морозним літом, 25 — океанічна (Північний Льодовитий океан) із холодною зимою та вогим туманним літом; *VIII* — антарктичний і субантарктичний пояси (об'єднані через брак даних): 26 — континентальна (внутрішня Антарктида) з винятково холодною зимою та морозним літом, 27 — океанічні (південні високоширотні моря та прибережні води Антарктики).

розвивається вдень, утворюються потужні купчасто-дощові хмари, після полудня випадають щедрі дощі, що часто супроводжуються грозами. Над морем зливи та грози бувають у нічний час. Зволоження надмірне. В умовах екваторіального поясу ростуть вічнозелені ліси.

Субекваторіальні пояси. Їм притаманна сезонна зміна повітряних мас: літній мусон приносить екваторіальне повітря, взимку панує континентальне тропічне повітря. Влітку жарко та волого, як на екваторі, взимку температура трохи знижується (близько 20°C), вологість повітря низька, опадів немає. Такий клімат із вологим літом та сухою зимою зветься *мусонним*. Зволоження

близьке до нормального. Поширені рідкостійні листопадні ліси та савани.

Тропічні пояси. Над більшою частиною материків панує континентальне тропічне повітря (кТП). Температура влітку 30–35°C, взимку близько 20°C. Добова амплітуда температур (30–40°C) більша за річну (10-15°C). Опадів майже немає. Зволоження вкрай незначне. Такий клімат зветься *аридним (сухим)*. Тут розташовані найбільші тропічні пустелі світу: Сахара, аравійські, австралійські.

Своєрідний *клімат західних узбереж материків*, де цілорічно панує мТВ. Температури невисокі – близько 20°C улітку, 15°C узимку, тому що узбережжя омиваються холодними течіями. Не зважаючи на високу вологість повітря, опадів немає. Вночі щедри роси й тумани. Зволоження вкрай незначне, тому тут простягаються берегові пустелі.

На *східних узбережжях материків*, уздовж яких прямують теплі течії, клімат інший. Високі температури (25–28°C улітку, близько 20°C узимку), багато опадів – до 1000 мм, переважно влітку. Зволоження надмірне. Ростуть вічнозелені тропічні ліси.

Перераховані кліматичні пояси лежать в основному в межах жаркого теплового поясу, обмеженого річними ізотермами 20°C. У цих поясах головною ознакою сезонних змін у природі є режим та кількість опадів. Тому розвиток рослинності визначається головним чином тривалістю сухих та вологих періодів. Простягання природно-рослинних зон також підпорядковане умовам зволоження.

Субтропічні пояси. Клімат формується під впливом сезонної зміни повітряних мас: ТП – влітку, ПП – взимку. Материковий субтропічний клімат – *аридний* із жарким

(близько 30°C) сухим літом, прохолодною (0–5°C), відносно вологою (200–250 мм) зимою, з нестійкою фронтальною погодою. Зволоження недостатнє, тому переважають природні зони пустель, напівпустель, сухих степів.

Клімат західних узбереж материків зветься *середземноморським*, тому що він найбільш типовий для узбереж Середземного моря. Для нього характерні порівняно жарке (понад 20°C) сухе літо, м'яка (близько 10°C) волога (500-700 мм) зима. Рослинність – сухостійкі вічнозелені жорстколисті ліси та чагарники.

Клімат східних узбереж материків – *мусонний*, найкраще він виражений у Євразії. Влітку жарко (25°C), волого, переважає стійкий мусон із океану (мТП). Зима порівняно прохолодна (0-5°C) й відносно суха, тому що мусон із суходолу із сезонних баричних максимумів, зокрема, Азіатського, приносить кПП. Загальна кількість опадів близько 1000 мм. Зволоження достатнє. Рослинність – вологі широколисті та мішані ліси.

Субтропічний пояс характеризується додатніми температурами цілорічно. Але можливі короткотермінові зниження температури до від'ємних значень і навіть випадіння снігу. На рівнинах він швидко тоне, у горах може зберігатися до кількох місяців. Винятком є найбільше та найвище нагір'я світу – Тибет, розташоване в цьому поясі. Для нього характерний особливий різновид різко континентального клімату: прохолодне літо, сувора зима, незначні опади. На нагір'ї сформувалися високогірні пустелі.

Помірні пояси. У цих поясах впродовж року панує ПП, можливі вторгнення як ТП (особливо влітку), так і АП (звичайно взимку). Радіаційний баланс улітку додатній (завдяки досить значній висоті полуденного Сонця та

значній тривалості дня), взимку – від’ємний (через малу висоту полуденного Сонця, короткий світловий день, велике альbedo снігу). Характерна особливість поясів – інтенсивна циклонічна діяльність на фронтах, із нею пов’язана нестійкість погодних умов, особливо взимку.

Континентальний помірний клімат. Він розвинений практично лише в північній півкулі – в Євразії та Північній Америці. Панує кПП, із заходу часті вторгнення мПП. В середньому температури найтеплішого літнього місяця – липня – змінюються від 10 до 12°C на півночі до 30°C на півдні, найхолоднішого – січня – від -5°C на заході до -25–30°C, у центрі материків (у Якутії) навіть нижче за -40°C. Низькі зимові температури ґрунту та повітря, а також незначна кількість снігу підтримують існування багаторічної мерзлоти. Річна кількість опадів зменшується із заходу на схід від 700–600 мм до 300 і навіть до 200–100 мм у Середній та Центральній Азії. Влітку в центрі материків, особливо у Східному Сибіру, опадів випадає більше, ніж узимку, коли панує антициклон. Переважають опади фронтального походження, влітку випадають ще й конвективні, а перед горами (наприклад, Тянь-Шанем, Алтаєм) – орографічні опади. Через велику протяжність поясу з півночі на південь у ньому нерідко виділяють північну частину з прохолодним літом та відносно суворою зимою (збігається з тайгою) та південну частину з теплим літом та відносно м’якою зимою. За ступенем континентальності клімату вирізняють його різновиди: від помірно континентального до різко континентального. Зволоження змінюється від надмірного на півночі до різко недостатнього на півдні, тому тут багатий спектр природно-рослинних зон: тайга, мішані та широколистяні ліси, лісостеп, степ, напівпустелі, пустелі.

Клімат західних узбереж материків формується під впливом мПП, що утворюється над теплими течіями й приноситься панівними західними вітрами. Тому він зветься *морським помірним кліматом*. Для нього характерні нежарке літо (10°C на півночі, 17°C на півдні), м'яка зима з температурами від 0 до 5°C. Взимку на півночі часті зниження температури до від'ємних значень, снігопади. Опадів багато – 800–1000 мм, перед горами 2000 мм (північний захід Скандинавії), 3000 мм (західні схили Кордильєр), 5000 мм (західні схили Анд). Оподи фронтальні та орографічні. Зволоження надмірне. Ростуть хвойні та широколисті ліси.

Клімат східних узбереж материків помірному поясу – *мусонний*. Він добре виражений у Євразії – у Приморському краї та Північно-Східному Китаї. Спостерігається сезонна зміна повітряних мас: влітку тепле та вологе мПП, взимку дуже холодне та сухе кПП з Азіатського та Канадського максимумів. Відповідно температура близько 20°C улітку та (-)10–(-)20°C узимку. Кількість літніх опадів у 10–20 разів більша за кількість зимових, а загальна кількість варіює від 500 до 1000 мм залежно від орографії: опадів більше на східних схилах гір. Зволоження надмірне, ростуть мішані та хвойні ліси.

У південній півкулі в помірному поясі майже неподільно панує *океанічний клімат* із нежарким літом, м'якою зимою, щедрими фронтальними опадами, західними вітрами, нестійкою погодою (“ревлячі” сорокові широти).

Субарктичний та субантарктичний пояси. Їм притаманна сезонна зміна повітряних мас: влітку ПП, взимку АП. *Континентальний*, у тому числі *різко континентальний*, клімат спостерігається лише в північній півкулі на півночі Євразії та Північної Америки.

Прохолодне сире літо з температурами менш за 10-12°C, сувора (до -40°C) тривала малосніжна зима. Полюс холоду північної півкулі – Оймякон (-78°C). Великі річні амплітуди температур. Опадів випадає 200–100 мм. Характерні багаторічна мерзлота, надмірна зволоженість, поширена заболоченість. Природні зони – тундра та лісотундра.

Морський (океанічний) клімат спостерігається на півночі Європи, в Північному Льодовитому океані (Баренцеве, Гренландське моря), навколо Антарктиди. Характерні прохолодне літо (3–5°C), плавучий морський та материковий лід, відносно м'яка зима. Опадів до 500 мм, постійні тумани. На узбережжях материків і на островах поширена тундра.

Арктичний та Антарктичний пояси. Переважає *континентальний клімат* в Антарктиді, в Гренландії, на островах Канадського архіпелагу. Цілорічно від'ємні температури. В Антарктиді на внутрішньоконтинентальній станції “Восток” зареєстровано мінімум температури (-89,2°C). Опадів менше за 100 мм. Типові льодяні пустелі.

Океанічний клімат спостерігається в Арктиці. Температури від'ємні, під час полярного дня можуть сягати 5°C. Опадів – 100–150 мм за рахунок циклонів, що проникають в Арктику. На островах – тундра.

Завдання та запитання:

1. Користуючись рекомендованою літературою (1,6,10), порівняйте принципи класифікації кліматів В.П.Кеппена, Б.П.Алісова, Л.С.Берга, А.О.Григор'єва та М.І.Будика й зробіть висновки.

2. Чому класифікація кліматів Б.П.Алісова є генетичною?

3. Який тип клімату притаманний нашій місцевості?

Місцевий клімат та мікроклімат

Клімат невеликої території називають *місцевим кліматом*. Під ним розуміють місцеві особливості клімату, які суттєво змінюються вже на невеликих відстанях. Якщо для клімату мали значення великомасштабні географічні фактори, тобто, найбільш загальні особливості поверхні, то для місцевого клімату мають значення локальні, місцеві особливості поверхні. В одному й тому ж типі клімату можна виокремити різні місцеві клімати (наприклад, міський клімат).

Мікроклімат формується під впливом нерівностей мікрорельєфу, ступеню зволоженості ґрунту, рослинного покриву тощо. Ці відмінності виражаються в кількості поглиненої радіації, в ефективному випромінюванні, в радіаційному балансі поверхні, в умовах нерадіаційного обміну між поверхнею та атмосферою. Як наслідок, спостерігаються мікрокліматичні розбіжності в режимі температури й вологості повітря та у випаровуванні. Так, улітку в низинах, як порівняти з підвищеними місцевостями, або над відкритою теплою водною поверхнею взимку можуть утворюватися тумани.

У місті свій мікроклімат можуть мати вулиці, двори, парки тощо.

Мікрокліматичні спостереження проводяться при вивченні природних комплексів найнижчого рангу.

Завдання та запитання:

1. Чим відрізняється місцевий клімат від мікроклімату?

2. З якою метою проводять мікрокліматичні спостереження?

ЛІТЕРАТУРА

1. Воейков А.И. Климаты земного шара, в особенности России. Избр. соч. Т.1. – Москва-Ленинград: Изд-во АН СССР, 1948.
2. Волеваха М.М., Морозов Г.В. Біографія клімату. – К.: Наук. думка, 1971.
3. Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. Пер. с англ. – Москва: Иностран. лит., 1960.
4. Кеппен В. Основы климатологии (климаты земного шара). Пер. с нем. – М.: Учпедгиз, 1938.
5. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. Пер. с англ. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1961.
6. Погосян Х.П., Туркетти З.Л. Атмосфера Земли. – Москва: Просвещение, 1970.
7. Стернзат М.С. Метеорологические приборы и измерения. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1978.
8. Хромов С.П. Метеорология и климатология. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1968.

**Словник метеорологічних
та кліматологічних термінів**

АБСОЛЮТНАЯ ВЛАЖНОСТЬ – АБСОЛЮТНА ВОЛОГІСТЬ – кількість водяної пари в одиниці об'єму повітря; вимірюється в г/м³. В атмосфері коливається від 0,1 до 1,0 г/м³ (взимку над материками, у високих широтах) до 30 г/мі і більше (в екваторіальній зоні). Іноді А.в. називають пружністю водяної пари.

АБСОЛЮТНАЯ ТЕМПЕРАТУРА – АБСОЛЮТНА ТЕМПЕРАТУРА – температура, що відраховується від абсолютного нуля (Т). Одиниця вимірювання А.т. - кельвин (К). 1К = 1°C. Значення А.т. пов'язані з температурою за шкалою Цельсія (t) співвідношенням $t = T - 273,16^{\circ}\text{C}$.

АБСОЛЮТНЫЙ МАКСИМУМ – АБСОЛЮТНИЙ МАКСИМУМ – найбільше значення будь-якого метеорологічного елемента, що змінюється у часі (температура повітря, атмосферний тиск) в певному пункті, області, країні, півкулі або на всій Землі за багаторічний період спостережень.

АБСОЛЮТНЫЙ МИНИМУМ – АБСОЛЮТНИЙ МИНИМУМ – найменше значення будь-якого метеорологічного елемента, що змінюється в часі (температура повітря, атмосферний тиск) в певному пункті, області, країні, півкулі або на всій Землі за багаторічний період спостережень.

АДВЕКЦИЯ – АДВЕКЦИЯ – в метеорол.: перенесення мас повітря з їхніми властивостями (температура, атмосферний тиск, вологість) у горизонтальному напрямку; в океанол.:

перенесення води як у горизонтальному так, іноді, і в вертикальному напрямках.

АДИАБАТИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ ТЕМПЕРАТУРЫ – АДИАБАТИЧНИЙ ГРАДІЄНТ ТЕМПЕРАТУРИ – величина зміни температури в масі повітря (або води) при адіабатичному переміщенні повітря на 100 м (морської води - на 1 м).

АДИАБАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС – АДИАБАТИЧНИЙ ПРОЦЕС – зміна термодинамічного стану повітря, що відбувається без теплообміну з оточуючим середовищем. Внутрішня енергія й температура повітря при цьому змінюються за рахунок стиснення або розширення. При стисненні тиск і внутрішня енергія повітря збільшуються, й температура збільшується; при розширенні, навпаки, тиск і внутрішня енергія зменшуються, й температура знижується. Атмосферні процеси при утворенні хмар конвекції вважаються адіабатичними.

АЗИАТСКИЙ ЗИМНИЙ АНТИЦИКЛОН, Азиатский зимний антициклон – АЗІАТСЬКИЙ (ЗИМОВИЙ) АНТИЦИКЛОН, Сибірський антициклон – область високого атмосферного тиску над Сибіром, Центральною Азією, проявляється взимку, є результатом сильного охолодження материка.

АЗОРСКИЙ АНТИЦИКЛОН – АЗОРСЬКИЙ АНТИЦИКЛОН – субтропічна область високого атмосферного тиску над Атлантичним океаном із центром поблизу Азорських о-вів. Проявляється впродовж усього

року, особливо добре виражений улітку. Впливає на клімат Пд. Європи та Пн. Америки, утворюючи влітку відріг у напрямку Середземного м., а взимку – в напрямку до Сахари.

АКТИНОМЕТРИЯ – АКТИНОМЕТРИЯ – галузь астрономії, вчення про сонячне, земне та атмосферне випромінювання в умовах атмосфери.

АЛЕУТСКАЯ ДЕПРЕССИЯ – АЛЕУТСЬКА ДЕПРЕСІЯ – алеутський мінімум тиску, аляскінська депресія – область низького атмосферного тиску в пн. частині Тихого океану, в районі Алеутських о-вів. Один з центрів дії атмосфери, добре виражений узимку, майже зникає влітку. Пов'язаний із частим перебуванням та поглибленням центральних циклонів.

АЛЬБЕДО – АЛЬБЕДО – величина, що характеризує відбиваючу здібність будь-якого тіла або поверхні. Визначається відношенням потоку радіації, що відбиває дана поверхня або тіло, до потоку радіації, що падає; вимірюється в % або частках одиниці.

АМПЛИТУДА – АМПЛІТУДА; амплитуда абсолютная – амплітуда абсолютна; амплитуда годовая – амплітуда річна; амплитуда колебания – амплітуда коливання.

АНЕМОМЕТР – прилад, призначений для визначення швидкості вітру. **А. чашечный – анемометр чашковий; А. электрический – анемометр електричний.**

АНЕРОИД – АНЕРОЇД – метеорологічний прилад для вимірювання атмосферного тиску. **А.-высотомер – анероїд-висотомір.**

АНОМАЛИЯ –АНОМАЛИЯ – відхилення від норми або середнього значення будь-якої величини, від загальної закономірності явищ. **А. температурная - аномалія температурна.**

АНТАРКТИЧЕСКИЙ АНТИЦИКЛОН – АНТАРКТИЧНИЙ АНТИЦИКЛОН – антарктический максимум тиску – область підвищеного тиску над Антарктидою.

АНТИПАССАТ – АНТИПАСАТ – переважно західне перенесення повітря у верхній тропосфері та нижній стратосфері тропічних широт над нижчерозташованим шаром східних вітрів – пасатів; має напрямок, протилежний пасату.

АНТИЦИКЛОН – АНТИЦИКЛОН – область підвищеного атмосферного тиску в тропосфері, з максимальним тиском у центрі та баричними градієнтами, спрямованими від центрау до периферії. **А. стационарный - антициклон стаціонарний.**

АРИДНЫЙ КЛИМАТ – сухий клімат, у якому атмосферне зволоження виявляється недостатнім для багатьох рослин. В умовах А.к. переважають ландшафти пустель та напівпустель.

АТМОСФЕРА – АТМОСФЕРА, повітряна оболонка Землі, пов'язана з нею силою тяжіння. Бере участь у добовому та

річному рухах Землі. Атм. повітря складається з суміші газів, водяної пари та пилу. Теоретична потужність А. близько 40 тис км.

АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ – АТМОСФЕРНИЙ ТИСК – тиск, що здійснює атмосферне повтря на всі предмети в ньому та на земну поверхню. Тиск зменшується з висотою та залежно від температури повітря. У горизонтальному напрямку А.т. розподіляється нерівномірно, змінюється в часі, що викликає його рух, тобто вітер. Середня величина А.т. на рівні моря (нормальний атмосферний тиск - н.а.т.) дорівнює 1013 мб, або 760 мм рт.ст.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ – АТМОСФЕРНІ ОПАДИ – вода в рідкому або твердому стані, що випадає з хмар, а також виділяється з повітря на земну поверхню та предмети (гідроконденсати).

АТМОСФЕРНИЙ ФРОНТ – АТМОСФЕРНИЙ ФРОНТ, поверхня розділу між двома повітряними масами з різними фізичними властивостями. Проходження фронту супроводжується змінами в погоді.

“БАБЬЕ ЛЕТО” – “бабине літо” – більш-менш тривалий період теплої та сухої погоди наприкінці вересня або на початку жовтня в Європі та Пн. Америці. Пов’язаний зі стійким антициклоном над даною територією. В Пн. Америці цей період називається “індіанським літом”.

БАЛАНС УВЛАЖНЕНИЯ – БАЛАНС ЗВОЛОЖЕННЯ – різниця між кількістю опадів та *випаровуваністю* за

певний період в даному місці у мм. Додатній Б.з. означає надлишок вологи, від'ємний – нестачу.

БАР – БАР – одиниця тиску: 1 бар дорівнює тиску, що завдає сила в 1 млн. дин на площу в 1 см². Одна тисячна частина Б. - мілібар (мб).

БАРИЧЕСКАЯ СТУПЕНЬ – БАРИЧНИЙ СТУПІНЬ – відстань по вертикалі, на якій атмосферний тиск падає на одиницю. Біля земної поверхні, якщо тиск дорівнює 1000 мб, а температура повітря 0°, Б.с. дорівнює 8 м/мб.

БАРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ – БАРИЧНІ СИСТЕМИ – великомасштабні області в баричному полі атмосфери з типовим розподілом атмосферного тиску (циклони, антициклони, улоговини, гребені, сідловини).

БАРИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ – БАРИЧНИЙ ГРАДІЄНТ – векторна величина, що характеризує зміну атмосферного тиску в горизонтальному напрямку. Кількісно дорівнює падінню тиску на одиницю відстані (100 км) по нормалі до ізобари і спрямований у бік падіння тиску.

БАРИЧЕСКИЙ ЗАКОН ВЕТРА – БАРИЧНИЙ ЗАКОН ВІТРУ (закон Бейс-Бало) – вираження зв'язку між розподілом атмосферного тиску та вітром. Згідно Б.з., якщо стати спиною до вітру, в Пн. півкулі низький тиск буде ліворуч і попереду, а високий – праворуч і позаду. Пояснюється дією відхиляючої сили обертання Землі (силою Коріоліса).

БАРИЧЕСКИЙ МАКСИМУМ – БАРИЧНИЙ МАКСИМУМ (див. антициклон).

БАРИЧЕСКИЙ МИНИМУМ – БАРИЧНИЙ МІНІМУМ
(див. циклон).

БАРОМЕТР – БАРОМЕТР – прилад для визначення атмосферного тиску. Частіше застосовують ртутний Б. та анероїд.

БОРА́ – БОРА́ – сильний та поривчастий вітер, спрямований вниз по гірському схилу. Виникає внаслідок перетікання холодного щільного повітря через гірський гребень до теплому морському узбережжю. Взимку приносить значне похолодання, як наслідок – зледеніння набережних, суден.

БОРЕАЛЬНИЙ КЛИМАТ – БОРЕАЛЬНИЙ КЛИМАТ – холодний клімат помірних широт з добре вираженими порами року, “клімат снігу та льоду”. Різновиди: з сухою зимою (клімат тайги) та вологою зимою (клімат листяних лісів).

БРИЗ – БРИЗ – місцевий вітер із добовою періодичністю напрямку. Утворюється на берегах морів, озер; зумовлений температурним контрастом суші та водних мас. Денний (морський) Б. дме з моря на сушу, нічний (береговий) – із більш охолодженої суші на море. Добре виражений у тропіках.

ВЕТЕР – ВІТЕР, горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні, викликаний нерівномірним розподілом атмосферного тиску і спрямований від високого тиску до низького. На В. діє відхиляюча сила обертання Землі (*сила Коріоліса*), сила тертя, а при криволінійному русі - й

відцентрова сила. Напрямок В. визначається стороною горизонту, звідки він дме. Швидкість вимірюється в м/с, км/год, в узлах або приблизно у балах за шкалою Бофорта.

ВЕТРОРАЗДЕЛ – ВІТРОПОДІЛ, більш-менш стійка межа в атмосфері, по обидва боки якої напрямки вітру протилежні. В. може бути вісь стійкого антициклону, гребеня або улоговини в баричному полі, а також орографічна межа (вісь Воейкова).

ВИДИМОСТЬ – ВИДИМІСТЬ, дальність видимості – відстань, на якій удень не можна розпізнати риси предметів, а вночі не можна розпізнати несфокусоване джерело світла певної інтенсивності.

ВИЛЛИ-ВИЛЛИ – ВІЛЛИ-ВІЛЛИ – тропічний циклон в пд. частині Індійського океану поблизу берегів пн.-зах. Австралії.

ВИХРЬ – ВИХОР – атмосферне утворення з обертальним рухом повітря навколо осі (напр., циклон, тромб, смерч).

ВЛАЖНОАДИАБАТИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ – ВОЛОГОАДИАБАТИЧНИЙ ГРАДІЄНТ – величина, на яку знижується або підвищується температура повітря при підніманні його вгору або при опусканні. Звичайно В. г. дорівнює $0,6^{\circ}\text{C}$.

ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА – ВОЛОГІСТЬ ПОВІТРЯ – вміст водяної пари в повітрі, що характеризується: пружністю водяної пари, абсолютною вологістю, питомою вологістю, відносною вологістю, дефіцитом вологості, точкою роси.

ВЛАЖНЫЙ КЛИМАТ – вологий клімат (див. *гумідний клімат*).

ВЬЮГА – БУРАН, завірюха, завія, хуга, хуртеча, хуртовина – перенесення снігу сильним вітром над поверхнею ґрунту або снігового покриву. Якщо перенесення снігу вітром над земною поверхнею не досягає зросту людини, явище наз. *поземок*.

ГЕЛИОГРАФ – ГЕЛІОГРАФ – прилад для реєстрації тривалості сонячного сйва.

ГИГРОМЕТР – ГІГРОМЕТР – прилад для вимірювання вологості повітря.

ГИДРОМЕТЕОРЫ – ГІДРОМЕТЕОРИ – атмосферна вода, яка виділяється з повітря внаслідок конденсації або сублімації та осідає на поверхнях (роса, іней, паморозь тощо).

ГЛАЗ БУРИ – ОКО БУРИ – область у центрі тропічного циклону з поперечником у 20-30 км (іноді до 60 км) з ясным небом та слабкими вітрами. Оконтурююча О. б. область тропічного циклону характеризується зливами, грозами, штормовими вітрами та сильним хвилюванням моря.

ГОЛОЛЕДИЦА – ОЖЕЛЕДИЦЯ – шар тонкого льоду на земній поверхні, що утворився внаслідок замерзання води після танення снігу.

ГОЛОЛЁД – ОЖЕЛЕДЬ – тонкий шар льоду на земній поверхні або будь-яких предметах, що утворився внаслідок намерзання крапель переохолодженого дощу або моросі.

ГРАД – ГРАД – атмосферні опади у вигляді частинок неправильної форми (до 15-20 см у діаметрі), що випадають у теплу пору року з потужних купчасто-дощових хмар, часто при грозі разом зі зливою.

ГРАДИЕНТ – ГРАДИЕНТ – величина зміни будь якої характеристики простору (поля) на одиницю довжини (Г. температури, Г. солоності, Г. атмосферного тиску тощо).

ГРОЗА – ГРОЗА – атмосферне явище, необхідною частиною якого є електричні розряди (блискавки) між хмарами або між хмарами та землею. Супроводжується громом. Виникають при великій нестійкості стратифікації атмосфери.

ГРОМ – ГРІМ – звукове явище, що супроводжує блискавки при грозі. Викликається нагріванням та швидким розширенням повітря вздовж шляху блискавки.

ГУМИДНЫЙ КЛИМАТ – ГУМІДНИЙ КЛІМАТ – клімат, у якому опади перевищують випарування, і надлишок води виводиться поверхневим стоком.

ДЕФИЦИТ ВЛАЖНОСТИ – ДЕФІЦИТ ВОЛОГОСТІ – різниця між пружністю насичення та фактичною пружністю водяної пари за даної температури та тиску.

ДЫМКА – СЕРПАНОК, мгла, імла – слабке помутнішання повітря біля земної поверхні, викликане розсіюванням світла на дрібних крапельках води або кристаликах льоду.

ЗАМОРОЗОК – ЗАМОРОЗОК, приморозок – зниження температури повітря нижче 0° у нічний час при додатніх температурах удень. Виникнення З. зумовлене вторгненням холодних повітряних мас або нічним охолодженням поверхні ґрунту та рослинного покриву.

ЗАПАДНИЙ ПЕРЕНОС – ЗАХІДНЕ ПЕРЕНЕСЕННЯ – переважаюче перенесення повітря із заходу на схід у процесі загальної циркуляції атмосфери.

ЗАРНИЦА – БЛИСКАВИЦЯ, спалах – світлове явище у вигляді короткочасного дифузного спалаху при далекій грозі, що не супроводжується громом. Спостерігається найчастіше ввечері або вночі.

ЗАРЯ – ЗОРЯ – сукупність барвистих світлових явищ у атмосфері при заході Сонця або перед його сходом. Інтенсивність забарвлення залежить від процесів поглинання, розсіювання, дифракції, переломлення світла, тому в чистому повітрі З. бліда, а при насиченні пилом та вологою – червона.

ЗАСУХА – ПОСУХА – період тривалої та значної нестачі атмосферних опадів (навесні та влітку) при підвищених температурах та зниженій вологості повітря. Призводить до висихання вологи у ґрунті та загибелі врожаю польових культур. Викликається найчастіше стійкими антициклонами.

ИЗБЫТОЧНОЕ УВЛАЖНЕНИЕ – НАДМІРНЕ ЗВОЛОЖЕННЯ – значне переважання опадів над випаровуванням у даному районі.

ИЗЛУЧЕНИЕ ВСТРЕЧНОЕ – ВИПРОМІНЮВАННЯ ЗУСТРІЧНЕ – інфрачервоне випромінювання атмосфери, спрямоване до земної поверхні.

ИЗЛУЧЕНИЕ СОЛНЕЧНОЕ – ВИПРОМІНЮВАННЯ СОЛЯЧНЕ (див. *сонячна радіація*).

ИЗЛУЧЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОЕ – ВИПРОМІНЮВАННЯ ЕФЕКТИВНЕ – (див. *ефективне випромінювання*).

ИЗМОРОЗЬ – ПАМОРОЗЬ, мряка, мжичка – відкладення маленьких кришталіків льоду на гілках дерев, дротах та ін. предметах під час туману внаслідок сублимації водяної пари при підвищенні температури повітря, звичайно в тиху морозну погоду.

ИЗОБАРИЧЕСКАЯ ПОВЕРХНОСТЬ – ИЗОБАРИЧНА ПОВЕРХНЯ – уявна поверхня в атмосфері, що з'єднує точки з однаковим атмосферним тиском. Внаслідок перетинання І. п. з поверхнею будь-якого рівня утворюються ізобари.

ИЗОБАРЫ – ИЗОБАРИ – ізолінії величин атмосферного тиску.

ИЗОТЕРМА – ИЗОТЕРМА – ізолінії з однаковими величинами температури повітря.

ИНВЕРСИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ – ИНВЕРСИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ – підвищення температури повітря з висотою в певному шарі атмосфери. Приземні І. пов'язані з переохолодженням повітря від земної поверхні.

ИНДЕКС КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ – ИНДЕКС КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ – характеристика ступеня континентальності клімату. За С.П.Хромовим, І. к.

дорівнює $\frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A}$, де A – річна амплітуда температури, $5,4 \sin \varphi$ – величина амплітуди температури на даній широті, яка була б над океаном, цілком вільним від материкових впливів.

ИНЕЙ – ІНИЙ – тонкий, нерівномірний шар кристалічного льоду, що утворюється шляхом сублімації водяної пари на поверхні ґрунту, трави та горизонтальних поверхнях предметів як наслідок їх радіаційного охолодження до більш низьких від'ємних температур, ніж температура повітря. Виникають у тихі ясні ночі.

ИНСОЛЯЦИЯ – ИНСОЛЯЦИЯ – надходження сонячної радіації (в калоріях) на одиницю площі горизонтальної поверхні (1 см^2) за певний проміжок часу (хв., доба тощо).

ИОНОСФЕРА – ИОНОСФЕРА – шар атмосфери від висоти 80-85 км до 500-600 км, який характеризується високим вмістом молекулярних і атомарних іонів та вільних електронів. Іонізація відбувається під дією ультрафіолетової сонячної радіації. Температура в І. зростає з висотою й досягає сотень і тисяч градусів, у зв'язку з чим І. також називають *термосферою*.

ИСПАРЕНИЕ – ВИПАРОВУВАННЯ – надходження в атмосферу водяної пари з поверхні води, снігу, льоду, рослинності, ґрунту, з крапельок води та кристалів у атмосфері. В. відбувається шляхом відриву молекул, що швидко рухаються, від поверхонь. В. визначається через шар води, що випарувалася, у мм.

ИСПАРЯЕМОСТЬ – ВИПАРОВУВАНІСТЬ – гранично можливе випаровування за даних умов погоди, що не обмежене запасами вологи. Входить у показник ступеня зволоження поверхні.

КЛИМАТ – КЛИМАТ – багаторічний режим погоди в тому або іншому регіоні Землі, що визначається природними умовами.

КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЙ ФРОНТ –
КЛИМАТОЛОГІЧНИЙ ФРОНТ – середнє, “нормальне” або типове положення серії атмосферних фронтів над деякою ділянкою земної поверхні. Розрізняють арктичні, антарктичні, полярні, тропічні К. ф.

КЛИМАТОЛОГИЯ – КЛИМАТОЛОГИЯ – наука про клімати земної кулі, їх типи, фактори формування, закономірності географічного поширення та змін у часі. Входить у систему географічних наук, спирається на висновки метеорології.

КОНВЕКЦИЯ – КОНВЕКЦИЯ – вертикальне переміщення мас повітря в атмосфері, зумовлене нагріванням від земної поверхні; відіграють важливу роль в обміні теплом та вологою між шарами атмосфери.

КОНДЕНСАЦИЯ – КОНДЕНСАЦІЯ – процес переходу водяної пари, що міститься в насиченому повітрі, в рідкий стан під впливом зниження температури або зміни тиску.

“КОНСКИЕ ШИРОТЫ” – “КІНСЬКІ ШИРОТИ” – субтропічні зони над океаном (приблизно на 35-й паралелі в обох півкулях), де частіше за все розташовуються центри океанічних субтропічних антициклонів зі слабкими вітрами та частими штилями. Назва пов'язана з тим, що за часів вітрильного мореплавства судна, які йшли у Вест-Індію, опинялися у зоні К. ш. в умовах штилю та примушені були робити тривалі зупинки; через брак прісної води та фуражу доводилося викидати за борт коней, яких везли як засіб транспорту на суші.

КОЭФФИЦИЕНТ АРИДНОСТИ – КОЕФІЦІЄНТ АРИДНОСТІ – функція від опадів і температури, яка показує відносний брак опадів (аридність) у даному місці. В центрі Сахари К. а. становить 100.

КРУПА – КРУПА – тверді атмосферні опади, що випадають із купчасто-дощових хмар у вигляді снігоподібних частинок (ядер) неправильної округлої або конічної форми (крупа снігова), іноді частинки К. вкриті прозорою крижаною оболонкою (крижана крупа). Випадає при температурах, близьких до нуля, переважно навесні та восени.

ЛИВЕНЬ – ЗЛИВА – сильний та короткочасний дощ конвективного походження.

МГЛА – МЛА, сухий туман – помутнішання повітря нижніх шарів атмосфери, викликане великим вмістом

зважених твердих частинок. Знижує прозорість. Спостерігається в степу та пустелях при пилових бурях.

МЕЗОСФЕРА – МЕЗОСФЕРА – шар атмосфери, що простягається над стратосферою на висотах від 50 до 80-85 км. Характеризується зниженням температури повітря з висотою (до -90° на верхній межі).

МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ – МІСЦЕВІ ВІТРИ – вітри значної повторюваності, які створюють певний характерний режим погоди в даному географічному районі.

МЕТЕОРОЛОГИЯ – МЕТЕОРОЛОГИЯ – наука про атмосферу Землі, що вивчає фізичні властивості та стан атмосфери, динаміку атмосферних процесів, у т.ч. процесів, які зумовлюють формування та зміни погоди.

МИКРОКЛИМАТ – МІКРОКЛІМАТ – клімат приземного шару атмосфери на невеликій ділянці (галявина, ліс, берег, міська площа тощо).

МИРАЖ – МІРАЖ – оптичне явище в атмосфері, викликане аномальною рефракцією світла, при якій крім (замість) предметів у їх істинному положенні, видно також їх позірне (удаване) зображення. Виникає в умовах дуже стійкої або дуже нестійкої стратифікації атмосфери. М. може виникати над предметом, під предметом, або збоку предмета.

МИСТРАЛЬ – МІСТРАЛЬ – сильний холодний пн.-зах. вітер на середземноморському узбережжі Франції. Схожий із *боріою*.

МОЛНИЯ – БЛИСКАВКА – видимий електричний розряд між хмарами, або в хмарі, або між хмарою та землею. Температура в каналі Б. сягає десятків тисяч градусів.

МОРОСЬ – МРЯКА – дрібний дощ; атмосферні опади у вигляді дуже дрібних крапель діаметром не більше 0,5 мм, випадають із внутрішньомасових (шаруватих) хмар або з туману.

МУССОН – МУСОН – стійке перенесення повітряних мас у нижній тропосфері над певними областями Землі зі зміною від зими до літа одного напрямку на протилежний. Зимові М. дмуть із суші на океан (континентальні М.), а літні – з океана на сушу (океанічні М.). Зумовлені гол. ч. різницею в нагріванні материків і океанів.

ОБЛАКА – ХМАРИ АТМОСФЕРНІ – скупчення в повітрі зважених продуктів конденсації водяної пари – крапель води (водяні Х.) або кристаликів льоду (льодяні Х.), або тих і інших (мішані Х.). Більша частина Х. зосереджена у тропосфері. Розрізняються види Х. та їх різновиди (купчасті, шаруваті, пір'ясті тощо).

ОБЛОЖНЫЕ ОСАДКИ – ОБЛОЖНИЙ ДОЩ – тривалі, середньої інтенсивності опади з шарувато-дощових (іноді також із високошаруватих) хмар. У помірних широтах – основний вид опадів.

ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ – ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ – планетарна система повітряних течій атмосфери, що встановилася під впливом неоднакового нагрівання земної поверхні під різними

широтами, над материками та океанами, а також під впливом тертя та відхиляючої сили обертання Землі. До складу З. ц. а. входять пасати, мусони, західні течії помірних широт, східні вітри тропічних широт, атмосферні вихори (циклони та антициклони).

ОГНИ ЭЛЬМА – ВОГНІ ЕЛЬМУ – електричне явище в атмосфері, яке зорво сприймається як пучок світла або китиця на гострих кінцях предметів, які височать над землею (баштах, корабельних щоглах, навіть кінчиках пальців піднятої руки). Виникають при грозах, заметілях, пилових бурях. Назву одержали в середні віки за йменням церкви святого Ельма, на баштах якої вони часто спостерігалися.

ОЗОНОСФЕРА – ОЗОНОСФЕРА – шар атмосфери на висотах від 10 до 50 км, у якому зосереджена основна маса озону атмосфери. Максимальна концентрація озону на висоті 25-35 км, де його щільність перебільшує щільність біля земної поверхні в 10 разів. Шар озону затримує більшу частину жорсткої космічної радіації, що є згубною для всього живого на Землі.

ОККЛЮЗИЯ ЦИКЛОНА – ОККЛЮЗИЯ ЦИКЛОНУ – змикання холодного фронту з теплим, який повільно рухається. При цьому тепле повітря витискується догори від поверхні Землі в більш високі шари атмосфери. В оклюдованому Ц. зникають термічні контрасти, внаслідок чого він заповнюється, тобто тиск у центрі циклону підвищується.

ОТТЕПЕЛЬ – ВІДЛИГА – настання серед зими в помірних та високих широтах погоди з додатніми

температурами на фоні від'ємних. Виникає звичайно з надходженням теплих повітряних мас із інших районів.

ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ – ПАРНИКОВИЙ ЕФЕКТ, тепличний ефект, оранжерейний ефект (атмосфери) – захисна властивість атмосфери у процесі променевого теплообміну Землі з космічним простором. Через атмосферу легко проходить короткохвильова сонячна радіація, але довгохвильове випромінювання земної поверхні майже все поглинається атмосферою (переважно водяною парою). Завдяки П. е. середня температура Землі дорівнює $+14^{\circ}$, за відсутності атмосфери вона б дорівнювала $(-23)^{\circ}$.

ПАССАТ – ПАСАТ – стійке (впродовж року) перенесення повітряних мас між субтропічною областю високого тиску ($25-30^{\circ}$ широти) кожної півкулі та екватором. Над земною поверхнею внаслідок тертя та дії сили Коріоліса в пн. півкулі формуються пн.-сх. пасати, а в пд. півкулі – пд.-сх.

ПЕРЕОХЛАЖДЕННАЯ ВОДА – ПЕРЕОХОЛОДЖЕНА ВОДА – вода, що перебуває в рідкому стані при температурі нижче за 0° . В атмосфері (у хмарах, тумані) краплі П. в. можуть мати температуру до $(-30)^{\circ}$, $(-40)^{\circ}$.

ПИРАНОМЕТР – ПІРАНОМЕТР – прилад для вимірювання розсіяної сонячної радіації.

ПИРГЕОМЕТР – ПІРГЕОМЕТР – прилад для вимірювання інтенсивності ефективного випромінювання.

ПЛЮВИОГРАФ – ПЛЮВІОГРАФ – прилад для автоматичної реєстрації рідких атмосферних опадів.

ПОГОДА – ПОГОДА – стан атмосфери, що характеризується сукупністю метеорологічних елементів у даний момент або за певний проміжок часу в даній місцевості. Є наслідком постійних змін атмосферних процесів.

ПОЗЁМКА – ПОЗЕМКА, поземок – перенесення снігу вітром безпосередньо над поверхнею снігового покриву.

ПОЛЮС ХОЛОДА – ПОЛЮС ХОЛОДУ – область із найбільш низькими температурами повітря біля земної поверхні в даній півкулі або взагалі на Землі. В Пн. півкулі розташовані: якутський П. х. (Верхоянськ – Оймякон) з абс. мінімумом температури близько (-)70°. У Пд. півкулі П. х. розташований у Сх. Антарктиді (ст. “Восток”), де абс. мінімум температури дорівнює (-)88,3°.

ПОЛЯРНОЕ СИЯНИЕ – ПОЛЯРНЕ СЯЙВО – світіння окремих ділянок нічного неба у формі розсіяного світла, що часом спостерігається у високих широтах. Відбувається внаслідок світіння розріджених шарів атмосфери на висотах 900-1000 км під дією протонів і електронів, що проникають у атмосферу з космосу.

ПРОГНОЗ ПОГОДИ – ПРОГНОЗ ПОГОДИ – складання науково обґрунтованих припущень про майбутній стан погоди та самі ці припущення. Розрізняють короткострокові та довгострокові П.

ПСИХРОМЕТР – ПСИХРОМЕТР – прилад для вимірювання вологості повітря. Складається з двох термометрів, у одного з яких резервуар обтягнутий

змоченим батистом. Внаслідок втрат тепла на випарування води з батисту, температура змоченого термометра звичайно нижча за температуру сухого. За різницею у значеннях температури визначають усі елементи вологості (див. *Вологість повітря*).

ПУРГА – БУРАН, заметіль – сильна хуртовина при вторгненні холодного повітря.

ПЫЛЬНАЯ БУРЯ – ПИЛОВА БУРЯ – перенесення сильним вітром у великій кількості частинок ґрунту та піска (див. *піщана буря*).

РАДИАЦИОННЫЕ ПОЯСА – РАДІАЦІЙНІ ПОЯСИ – внутрішні області планетних магнітосфер, у яких власне магнітне поле планети утримує космічні заряджені частинки (протони, електрони), які мають велику кінетичну енергію.

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ – АТМОСФЕРА – РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС СИСТЕМИ ЗЕМЛЯ – АТМОСФЕРА – алгебраїчна сума потоків радіації, що входить у земну атмосферу та повертаються з неї. Прибуткова частина балансу складається з надходження сонячної радіації на верхню межу атмосфери, витратна – включає короткохвильову та довгохвильову радіацію, що її віддають у всесвітній простір земна поверхня та атмосфера. Р. б. с. З.-а. за багаторічний період близький до нуля.

РАДИАЦИОННЫЙ ИНДЕКС СУХОСТИ – РАДІАЦІЙНИЙ ІНДЕКС СУХОСТІ – відношення річного радіаційного балансу земної поверхні R до суми

тепла L_r , що необхідне для випарування річної кількості опадів r на тій же площі (L – скритна теплота пароутворення). Значення R і с., поруч із температурними умовами, можуть бути покладені в основу класифікації кліматів. R і с. запропонований вченими М.І.Будикою та О.О.Григор'євим.

РАДИАЦИЯ СОЛНЕЧНАЯ – РАДІАЦІЯ СОНЯЧНА
(див. *сонячна радіація*).

РАДУГА – РАЙДУГА, веселка – оптичне явище в атмосфері у вигляді однієї або декількох дуг, що видно на небі на фоні завіси дощу на протилежному від Сонця боці. Зумовлене процесами заломлювання, відбиття та рефракції світла у краплях дощу.

“РЕВУЩИЕ СОРОКОВЫЕ” – “РЕВУЧИ СОРОКОВІ” – назва в океанах сорокових (і п'ятдесятих) широт Пд. півкулі, що характеризуються сильними західними вітрами та частими штормами.

РОЗА ВЕТРОВ – РОЗА ВІТРІВ – діаграма, що показує повторюваність вітрів різних напрямків у даній місцевості за багаторічними середніми даними для місяця, сезону або року.

РОСА – РОСА – один із видів наземних гідрометеорів; дрібні крапельки охолодженої внаслідок нічного ефективного випромінювання води, що виділилися на поверхні Землі та наземних предметах. В помірних широтах може дати за ніч 0,1-0,5 мм опадів.

РУМБ – РУМБ – напрямок до точки видимого горизонту відносно частин світу або кут між двома такими напрямками. Термін вживається гол. ч. у навігації, де коло горизонту поділяють на 32 Р.

САМУМ – САМУМ – сухий гарячий вітер у пустелях Аравії та Пн. Африки; шквал із піщаною бурею, часто з грозою.

САРМА – САРМА – сильний місцевий вітер (типу *бори*) на Байкалі. Швидкість С. від 15 до 40 м/с.

СЕМИАРИДНЫЙ КЛИМАТ – СЕМІАРИДНИЙ КЛІМАТ – напівсухий, напіваридний клімат; клімат пустель помірних широт.

СЕМИГУМИДНЫЙ КЛИМАТ – СЕМІГУМИДНИЙ КЛІМАТ – напіввологий клімат; клімат із меншою кількістю опадів, ніж гумідний. Характерний для областей зі степовою та лісостеповою рослинністю.

СЕРЕБРИСТЫЕ ОБЛАКА – СРІБЛЯСТІ ХМАРИ – напівпрозорі легкі хмари в мезосфері на висоті 70-90 км. Складаються з льодяних кристаликів та частинок вулканічного й метеорного пилу, що розсіюють сонячне світло. Спостерігаються між 50-75° пн. ш. та 40-60° пд. ш.

СИЛА ВЕТРА – СИЛА ВІТРУ – швидкість вітру, виражена в балах.

СИЛА КОРИОЛИСА – СИЛА КОРІОЛІСА – допоміжна сила інерції, яка проявляється під час руху тіла, що розглядається відносно системи координат, яка

обертається (сферична поверхня Землі) – відхиляюча сила обертання Землі. Назв. за йменням франц. вченого Г.Коріоліса, який упродовжив у 19 в. поняття відносного руху.

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ – **СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ** – розділ метеорології, що вивчає атмосферні процеси, які викликають зміни в погоді. Основний метод у С. м. – відображення стану атмосфери на синоптичних картах і вертикальних розрізах.

СИРОККО – СИРОКО – теплі вітри південних румбів, що спостерігаються в передній частині циклону в басейні Середземного м. В західних частинах Середземномор'я повітря вологе, а в східних – набуває властивостей фену та стає сухим.

СКОРОСТЬ ВЕТРА – ШВИДКІСТЬ ВІТРУ – числова величина швидкості руху повітря, що вимірюється у м/с, км/год, в узлах. Ш. в., що вимірюється за шкалою Бофорта, наз. *силою вітру*.

СМЕРЧ – СМЕРЧ – сильний атмосферний вихор із вертикальною віссю довжиною в декілька десятків м. Виникає під купчасто-дощовою хмарою й переміщується разом із нею. Тривалість – декілька хвилин. Швидкості вітру у С. можуть сягати 50-100 м/с разом із сильною вертикальною складовою. Супроводжується грозою, дощем, градом; призводить до великих руйнацій на земній поверхні. Над суходолом часто наз. *тромбом*, над морем – *торнадо*.

СМОГ – СМОГ – сильно забруднене повітря великих міст та промислових центрів.

СОЛНЕЧНАЯ ПОСТОЯННАЯ – СОНЯЧНА СТАЛА – інтенсивність сонячної радіації на верхній межі атмосфери. Дорівнює 1,98 кал/хв на площі в 1 см², що перпендикулярна до сонячних променів. Слугує для розрахунків *солярного клімату*.

СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ – СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ – електромагнітне та корпускулярне випромінювання Сонця. С. р. – єдине джерело екзогенних процесів, що відбуваються на земній поверхні.

СОЛЯРНЫЙ КЛИМАТ – СОЛЯРНИЙ КЛІМАТ – умовний клімат, клімат на верхній межі атмосфери, який залежить лише від кута падіння сонячних променів.

СТРАТОСФЕРА – СТРАТОСФЕРА – шар атмосфери між тропосферою та мезосферою (тобто, між висотами від 8-18 до 40-50 км). Virізняється підвищенням температури з висотою (внаслідок поглинання ультрафіолетової сонячної радіації озоном), зменшенням атмосферного тиску, відсутністю водяної пари.

СУБЛИМАЦИЯ – СУБЛІМАЦІЯ – процес переходу речовини з кристалічного стану в газоподібний. В метеорології термін С. вживається у зворотньому значенні, тобто перехід води в атмосфері з газоподібного стану в твердий (напр., при утворенні інею) з утворенням льодових кришталіків.

СУМЕРКИ – СУПІНКИ – оптичне явище, що спостерігається в атмосфері перед сходом або після заходу Сонця. Тривалість *S*. залежить від географічної широти.

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ – СУМАРНА РАДІАЦІЯ – сукупність прямої сонячної радіації та розсіяної сонячної радіації, що надходить на земну поверхню. *S*. р. – прибуткова частина радіаційного балансу земної поверхні. Вимірюється у кал/см² або ккал/см² за одиницю часу.

СУХОАДИАБАТИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ – СУХОАДІАБАТИЧНИЙ ГРАДІЄНТ – зменшення (збільшення) температури повітря на кожні 100 м на 1°C при піднятті (опусканні) повітряного потоку без теплообміну з оточуючим середовищем. Сухоадіабатичні процеси в антициклоні призводять до зниження вологості, зменшення інтенсивності конденсації, відтак – відсутності хмарності, переважання сухої ясної погоди, холодної – взимку, жаркої – влітку.

ТАЙФУН – ТАЙФУН – назва тропічних циклонів штормової та ураганної сили на Далекому Сході Євразії. Виникають переважно влітку та восени поблизу Філіппінських о-вів і рухаються вздовж берегів Китаю та Японії. В середньому за рік буває 28 Т.

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ИНВЕРСИЯ – ТЕМПЕРАТУРНА ІНВЕРСИЯ – підвищення температури повітря з висотою в деякому шарі атмосфери (див. *Інверсія температури*).

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ШКАЛЫ – ТЕМПЕРАТУРНІ ШКАЛИ – система порівнювальних числових значень температури. Кожна з Т. ш. (Цельсія, Фаренгейта,

Кельвіна, Реомюра) має дві або декілька реперних точок, що означають температури певних процесів, напр., точки танення льоду та точки кипіння води.

ТЕПЛОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ – **ТЕПЛОВЕ ВИПРОМІНЮВАННЯ** – електромагнітне випромінювання тіл, що мають температуру, вищу за абсолютний нуль. Т. в. має, зокрема, атмосфера. У вузькому розумінні Т. в. – інфрачервоне випромінювання.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЗЕМЛИ – **ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ЗЕМЛІ** – алгебраїчна сума потоків тепла, що надходить до земної поверхні та покидає її. Виражається через рівняння $R + P + LE + B = 0$, де R – радіаційний баланс земної поверхні, P – турбулентний потік тепла між земною поверхнею та атмосферою; LE – надходження тепла за рахунок конденсації водяної пари або витрати тепла на випаровування; B – надходження тепла з глибини ґрунту чи водоймища або витрати тепла на їх нагрівання. Характер теплового балансу та його енергетичний рівень визначають особливості та інтенсивність більшості екзогенних процесів.

ТЕПЛОВОЙ ЭКВАТОР – **ТЕПЛОВИЙ ЕКВАТОР**, термічний екватор – лінія на поверхні земної кулі, що з'єднує місця з найбільшою середньою річною температурою. Відносно географічного екватора Т. е. розташований дещо північніше.

ТЕРМОМЕТР – **ТЕРМОМЕТР** – прилад для вимірювання температури повітря, води або ґрунту. Розрізняють: рідинні (ртутні, спиртові) та деформаційні. Як еталон використовують водневий Т.

ТОРНАДО – ТОРНАДО – амер. назва *тромбів*.

ТОЧКА РОСЫ – ТОЧКА РОСИ – температура, за якої повітря набуває стану насичення при даному вмісті водяної пари та незмінному тиску.

ТРОПОСФЕРА – ТРОПОСФЕРА – нижня частина атмосфери, що особливо зазнає дії з боку земної поверхні. Простягається до висоти 8-10 км у полярних, 10-12 км у помірних та 14-18 км у тропічних широтах. Тут зосереджено понад 90% усієї маси атмосферного повітря та майже вся водяна пара. Характеризується зменшенням температури з висотою, сильним розвитком *турбулентності* та *конвекції* з утворенням хмар.

ТУМАН – ТУМАН – скупчення продуктів конденсації (водяних крапель, кришталіків) у повітрі безпосередньо над землею поверхнею. Виникає внаслідок охолодження повітря або випарування з теплої води в холодну пору року.

ТУРБУЛЕНТНИЙ ТЕПЛООБМЕН – ТУРБУЛЕНТНИЙ ТЕПЛООБМІН – обмін тепла між різними шарами повітря або води шляхом перемішування. Відбувається в напрямку вертикального градієнту потенційної температури. За стійкої стратифікації атмосфери або водної маси тепло надходить вниз, за нестійкої – догори.

УРАГАН – УРАГАН – вітер руйнівної сили та значної тривалості, зі швидкістю 30 км/с і більше.

УРОВЕНЬ КОНДЕНСАЦИИ – РІВЕНЬ КОНДЕНСАЦІЇ

– висота, до якої повітря повинно адіабатично піднятися, аби водяна пара, що в ньому міститься, охолонувши, досягла стану насичення. Вище Р. к. виникають найнижчі хмари.

ФАТА-МОРГАНА – ФАТА-МОРГІАНА – складне оптичне явище в атмосфері, що складається з кількох форм міражів. Віддалені предмети при цьому видно багатократно і з різноманітними спотвореннями.

ФЁН – ФЕН – вітер, часто сильний та поривчастий, з високою температурою та низькою відносною вологістю повітря, що дме з гір у долини у багатьох гірських системах. Властивості Ф. пояснюються його адіабатичним нагріванням при падінні вниз по гірських схилах.

ФЛЮГЕР – ФЛЮГЕР – прилад для визначення напрямку та швидкості вітру. Напрямок вітру вказується флюгаркою, що обертається під дією вітру на вертикальній осі Ф. Швидкість вітру вимірюється кутом відхилення спеціальної дощечки від вертикального положення по дузі зі штифтами. Показання Ф. не відзначаються високою точністю.

ФРОНТ – ФРОНТ – перехідна зона між двома повітряними масами з різними фізичними властивостями. Проходження Ф. через місце спостереження призводить до більш-менш різкої зміни характеру погоди.

ФРОНТ ОККЛЮЗИИ – ФРОНТ ОКЛЮЗІЇ – комплексний фронт, що утворюється внаслідок злиття *холодного* й *теплого* фронтів у процесі розвитку циклону.

ХАМСИН – ХАМСИН – сухий жаркий південний вітер у Пн.-Сх. Африці, частіше дме навесні при проходженні циклонів над Середземним морем або Пн. Сахарою.

ХОЛОДНЫЙ ФРОНТ – ХОЛОДНИЙ ФРОНТ – атмосферний фронт, що переміщується в бік теплого повітря. При його проходженні відбувається похолодання, знижується вологість, збільшується прозорість повітря, підсилюється вітер. Зливи, що супроводжують Х. ф., часто бувають зі шквалами та грозою.

ЦЕНТРЫ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ – ЦЕНТРИ ДІЇ АТМОСФЕРИ – області високого та низького атмосферного тиску на середньобагаторічних картах розподілу тиску на земній кулі. Розрізняють перманентні Ц. д. (екваторіальна депресія, субтропічні антициклони, океанічні депресії субполярних широт, полярні антициклони, особливо антарктичний) та сезонні (зимові антициклони та літні депресії над материками в помірних широтах).

ЦИКЛОН – ЦИКЛОН – циклонічна депресія, атмосферний вихор із мінімальним тиском у центрі та рухом повітря проти годинникової стрілки в північній півкулі та – за нею – в південній. Ізобари в Ц. замкнені. Ц. може охоплювати області площею до кількох тисяч км², переміщуючись із заходу на схід зі швидкістю 30-50 км/год. Погода в Ц. характеризується суцільною хмарністю, опадами. Розрізняють *позатропічні* та *тропічні* Ц.

ЦИРКУЛЯЦІЯ – ЦИРКУЛЯЦІЯ – загальний термін, що означає переміщення повітряних або водних мас на великій площі, із замкненими або напівзамкненими лініями току. Напр., загальна циркуляція атмосфери, бризова Ц., мусонна Ц. тощо.

ЧЁРНЫЕ БУРИ – ЧОРНІ БУРІ, пилові бурі – руйнування та перенесення ґрунтів сильним вітром, одна з форм ерозії ґрунтів. Спостерігаються в степових та пустельних районах, виникають під дією сильних (понад 10-12 м/с) сухих вітрів.

ЧИНУК – ЧИНУК – місцева назва пд.-зах. фена на сх. схилах Скелястих гір в Канаді та США.

ШАРОВАЯ МОЛНИЯ – КУЛЯСТА БЛИСКАВКА – рідкісний вид блискавки у вигляді сфероїда різноманітного забарвлення та розміру, що тихо та порівняно повільно переміщується. Виникає гол. ч. після розряду лінійної блискавки. Може проникати всередину будівлі через відкриті вікна, димоходи. Тривалість існування К. б. від кількох секунд до кількох хвилин. Зникнення може супроводжуватися вибухом.

ШКВАЛ – ШКВАЛ – сильний поривчастий вітер зі швидкістю до 20-30 м/с, що супроводжується іноді грозою та зливою. Спостерігається звичайно при проходженні лінії холодного фронту в через циклон у помірних широтах. Тривалість Ш. звичайно становить кілька хвилин.

ШТИЛЬ – ШТИЛЬ – безвітря або слабкий вітер. Ш. звичайно спостерігається у внутрішніх частинах антициклону.

ШТОРМ – ШТОРМ – тривалий, дуже сильний вітер зі швидкістю понад 20 м/с, що супроводжується більш-менш великими руйнуваннями на суші та сильним хвилюванням на морі. За швидкості понад 30 м/с – ураган. Ш. звичайно спостерігаються в циклонах.

ЭКЗОСФЕРА – ЕКЗОСФЕРА – зовнішня частина земної атмосфери, розташована над іоносферою з висоти близько 800 км. На висоті близько 1000 км переходить у земну корону. Щільність газів у Е. настільки мала, що частинки легких газів (водень, гелій) можуть із неї вилітати у космічний простір.

ЭФФЕКТИВНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ – ЕФЕКТИВНЕ ВИПРОМІНЮВАННЯ – різниця між власним випромінюванням земної поверхні та зустрічним випромінюванням атмосфери.

ЯДРА КОНДЕНСАЦИИ – ЯДРА КОНДЕНСАЦІЇ – рідкі або тверді частинки, зважені в атмосферному повітрі, на яких починається конденсація водяної пари, що призводить до утворення крапельок хмар або туману.

ЗМІСТ

Вступ	3
СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ ТА ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ	
Будова та склад атмосфери	5
Сонячна радіація в атмосфері та на земній поверхні	14
Радіаційний баланс земної поверхні	25
Географічний розподіл радіаційного балансу	27
Тепловий режим Землі	29
Тепловий баланс земної поверхні	42
Тепловий баланс Землі	44
ВОДА В АТМОСФЕРІ	
Вологість повітря	46
Баланс вологи	50
Хмари	51
Опади	55
АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ	
Атмосферний тиск	64
Атмосферна циркуляція	81
ПОГОДА ТА КЛІМАТ	
Повітряні маси та атмосферні фронти	88
Погода та клімат	100
Класифікації кліматів	107
Місцевий клімат та мікроклімат	116
Література	117
Словник	118

Навчальне видання

КИСЕЛЬОВА Октябрина Олександрівна

МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА ОСНОВИ КЛІМАТОЛОГІЇ

*Підручник для студентів
спеціальностей “Географія”, “Географія та біологія”,
“Екологія”, “Садово-паркове господарство”
вищих навчальних закладів*

За редакцією автора
Відповідальний за випуск – *Петровська Г. А.*
Коректор – *Кисельов Ю. О.*
Комп’ютерний набір – *Євстигнєєв Є. В.*

Здано до складання 28.02.2005 р. Підписано до друку
28.03.2005 р. Формат 60×84 1/16. Папір офсетний. Гарнітура
Times New Roman. Друк ризографічний. Умов. друк. арк. 8,6.
Наклад 150 прим. Зам. № 102.

**Видавництво ЛНПУ імені Тараса Шевченка
"Альма-матер"**
вул. Оборонна, 2, м. Луганськ, 91011. Тел./факс: (0642) 58-03-20