

СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ

- 2.1. Основні частини спектру і їх біологічне значення.
- 2.2. Залежність інтенсивності сонячної радіації від кута падіння променів.
- 2.3. Види потоків сонячної радіації.
- 2.4. Довгохвильове випромінювання.
- 2.5. Рівняння радіаційного балансу (складові радіаційного балансу).
- 2.6. Регулювання сонячної радіації й освітленості в сільському господарстві

Сам.: 2.7. Вплив променистої енергії на рослини.

Сонячна радіація є основним джерелом енергії майже для всіх природних процесів, що відбуваються в атмосфері і на поверхні Землі, і одним з головних климатоутворюючих факторів. Сонячні промені, проходячи через атмосферу, викликають багато явищ. Внаслідок їхнього розсіювання спостерігаються блакитний колір неба, сутінки, червоний колір Сонця на горизонті. При переломленні променів у краплях води і кристалах льоду ми бачимо веселку, вінці, кола навколо Сонця та інші оптичні явища. Сонячна радіація нерівномірно нагріває поверхню суші і Світового океану, викликаючи переміщення та пермішування повітряних мас. Цим забезпечується сталість основного газового складу атмосфери. Під дією сонячної радіації випаровується величезна кількість води з поверхні водоймів, ґрунту, рослин. Водяна пара, що переноситься вітром з океанів і морів на материки, є основним джерелом опадів, (які крім того, що зрошують поля, сади і ліси, ще й живлять ріки).

Сонячна енергія — джерело життя на Землі, незамінний фактор життя рослин і тварин.. Посередником, що зв'язує променисту енергію Сонця з життям людини, є зелена рослина, яка перетворює в процесі фотосинтезу енергію Сонця в органічну речовину. У ході цього процесу рослини з вуглекислого газу, води і мінеральних речовин ґрунту синтезують первинні органічні речовини, виділяючи в атмосферу кисень. Органічні речовини рослин є основою живлення всіх живих організмів, а також найважливішим джерелом енергії для людства (кам'яне вугілля, нафта, торф є продуктами фотосинтезу рослин у попередні епохи).

2.1. Основні частини спектра та їх біологічне значення

Електромагнітне випромінювання сонця – *сонячна радіація* – основне джерело енергії для процесів, що відбуваються в географічній оболонці.

Потужність потоку сонячної радіації в Міжнародній системі одиниць СИ виражається у ватах на 1 м^2 (Вт/м^2). У метеорології потужність потоку сонячної радіації можна виражати в калоріях або джоулях на площу в 1 см^2 за 1 хв (відповідно $\text{кал/}(\text{см}^2\text{хв})$ та $\text{Дж/}(\text{см}^2\text{хв})$).

Сонячна радіація складається з електромагнітних хвиль різної довжини. Довжину хвилі в метеорології λ виражають в СИ у мікрометрах ($1 \text{ мкм} = 10^{-3} \text{ мм}$), або нанометрах ($1 \text{ нм} = 10^{-6} \text{ мм}$).

Розподіл променистої енергії за довжиною хвиль називається *спектром*. Спектр сонячного світла розділяється на три частини: невидимі ультрафіолетові промені з довжиною хвиль $\lambda < 0,40 \text{ мкм}$, видимі промені з довжиною хвиль $0,40 < \lambda < 0,75 \text{ мкм}$ і невидимі інфрачервоні промені з довжиною хвиль $0,76 \leq \lambda \leq 4 \text{ мкм}$.

В біофізичному аспекті спектр радіації Сонця і неба поділяють на чотири інтервали:

- **ультрафіолетова радіація** (довжина хвиль $0,29 < \lambda < 0,38 \text{ мкм}$) сприяє диференціації кліток і тканин, стримує їхній ріст, але прискорює проходження етапів формування репродуктивних органів у рослин. Кількість ультрафіолетової радіації, що надходить на висотах, близьких до рівня моря, невелика. У високогірних районах (вище 4 км) енергія ультрафіолетових променів у 2—3 рази більше, ніж на рівні моря.
- **фотосинтетично активна радіація** (ФАР). У процесі фотосинтезу використовується не весь спектр сонячної радіації, а тільки його частина, що знаходиться в інтервалі довжин хвиль $0,38 < \lambda < 0,71 \text{ мкм}$. У процесі фотосинтезу на створення органічної речовини може використовуватися до 10% ФАР. ФАР є одним з найважливіших факторів продуктивності сільськогосподарських рослин;
- **близька інфрачервона радіація** (БІЧР) $0,71 < \lambda < 4,0 \text{ мкм}$, споживається водою листя та стебел рослин і створює тепловий ефект.
- **інфрачервона радіація** (ІЧР) $4,0 < \lambda < 100,0 \text{ мкм}$. Дія далекої інфрачервоної радіації на рослини дуже незначна. У високогірних районах енергія інфрачервоних променів зростає. Це значною мірою компенсує недостатню кількість тепла, що одержують тут рослини від навколишнього середовища.

Для біологічних процесів живих організмів і рослин найбільше значення має радіація з довжиною хвилі менше 4 мкм, що включає ультрафіолетову, фотосинтетично активну і ближню інфрачервону частини спектру.

2.2. Залежність інтенсивності сонячної радіації від кута падіння променів

Прихід прямої радіації на земну поверхню залежить від кута падіння сонячного проміння. Максимальну кількість радіації одержує поверхня, що перпендикулярна напрямку сонячних променів. Чим менше кут падіння променів, тим менше інтенсивність сонячної радіації. Так як протягом року і протягом доби висота сонця на всіх широтах не залишається постійною, кількість сонячного тепла, що одержується поверхнею, безупинно змінюється. Потік прямої радіації на горизонтальну поверхню називають *інсоляцією*. Якщо поверхня не горизонтальна, то прихід радіації залежить також від нахилу поверхні. Чим менше кут падіння променів, тим менше інтенсивність сонячної радіації.

Інтенсивність сонячної радіації залежить і від висоти Сонця і від прозорості атмосфери.

2.3. Види потоків сонячної радіації

В атмосфері спостерігаються три види потоків сонячної радіації: пряма, розсіяна і відбита.

Радіація, що надходить на Землю безпосередньо від сонячного диска у виді пучка рівнобіжних променів, називається *прямою радіацією (S')*. Інтенсивність прямої радіації залежить від висоти Сонця і прозорості атмосфери і зростає зі збільшенням висоти місця над рівнем моря.

На висоті 1 км це збільшення складає 69,8—139,6 Вт/м². На висоті 4—5 км інтенсивність прямої радіації перевищує 1186,6 Вт/м². Хмари нижнього ярусу зазвичай майже не пропускають пряму радіацію. Середні багаторічні суми прямої радіації на території України збільшуються від 210 МДж/м² на півночі до 290 МДж/м² на півдні.

Річний хід прямої радіації найбільш різко виражений на полюсах, тому що узимку сонячна радіація тут взагалі відсутня, а влітку її прихід досягає 907,4 Вт/м². У середніх широтах максимум прямої радіації іноді спостерігається не влітку, а навесні, тому що в літні місяці внаслідок збільшення вмісту водяної пари і пилу прозорість атмосфери зменшується.

Частина сонячної радіації, проходячи через атмосферу, розсіюється молекулами атмосферних газів і аерозолем. Вона створює *розсіяну радіацію (D)*.

Молекули газів атмосфери розсіюють промені з короткими хвилями — фіолетові і сині. Чим і обумовлюється блакитний колір неба. Домішки (порошини, крапельки і кристалики) розсіюють хвилі різної довжини (тому при значному вмісті домішок небо набуває більшесуватий відтінок), а при діаметрі більше 1,2 мкм відбивають радіацію без зміни спектрального складу (білі хмари). Завдяки розсіюванню і відбиттю сонячних променів атмосферою існує денне освітлення в похмурі дні, видні предмети в тіні, виникає явище сутінок (після заходу Сонця

верхні шари атмосфери, які ще освітлені сонячними променями, розсіюють їх, і деяка частина розсіяної радіації доходить до земної поверхні, обумовлюючи сутінкову освітленість). Тривалість сутінок залежить від географічної широти місця і від часу року. На екваторі тривалість сутінок 3 – 5 хв. Зі збільшенням широти вона зростає, і північніше 60° півн.ш. сутінки в середині літа тривають усю ніч ("білі ночі").

Середні багаторічні суми розсіяної радіації за рік на території України складають 200 – 215 МДж/м².

Чим менше висота Сонця і більше забруднення атмосфери, тим більше частка розсіяної радіації в потоці сумарної радіації. Хмари, що не закривають Сонця, збільшують прихід розсіяної радіації в кілька разів у порівнянні з ясним небом. Збільшує розсіяну радіацію і сніжний покрив, що відбиває до 70—90% прямої радіації, що потім розсіюється в атмосфері. Зі збільшенням висоти місця над рівнем моря розсіяна радіація при ясному небі зменшується.

Добовий і річний хід розсіяної радіації при ясному небі взагалі відповідає ходу прямої радіації. Однак ранком розсіяна радіація з'являється вже до сходу Сонця, а увечері вона ще надходить у період сутінок, тобто після заходу. У річному ході максимум розсіяної радіації спостерігається влітку.

Пряма радіація, що приходить на горизонтальну поверхню, і розсіяна радіація, діючи спільно, складають **сумарну радіацію**: $Q = S' + D$

Співвідношення між прямою і розсіяною радіацією в складі сумарної радіації залежить від висоти Сонця, хмарності і забруднення атмосфери.

Сумарна радіація, надходячи на поверхню Землі, частково відбивається від неї і спрямовується назад в атмосферу у вигляді **відбитої радіації (R)**. Відношення відбитої частини **R** до всієї сумарної радіації **Q**, що надходить до Земної поверхні, називається **відбивною здатністю**, або **альбедо A** даної поверхні:

$$A = R/Q$$

Альбедо зазвичай виражають у відсотках (при множенні цього співвідношення на 100). Альбедо залежить від кольору поверхні, шорсткості, вологості й інших властивостей. Альбедо водяних поверхонь менше, ніж суші, оскільки сонячні промені, особливо при великій висоті Сонця, проникаючи у воду, значною мірою поглинаються і розсіюються у ній.

Велике альбедо льоду і снігу обумовлює уповільнений хід весни в північних районах і збереження багаторічних льодів у полярних областях. Спостереження за альбедо суші, моря і хмарного покриву проводяться зі штучних супутників Землі. Альбедо моря дозволяє розрахувати висоту хвиль, альбедо хмар характеризує їхню потужність, а розходження в альбедо різних ділянок суші дає уявлення про ступінь закритості полів снігом і про стан рослинного покриву.

Сонячна радіація, що досягла поверхні Землі, частково відбивається від неї, а частково поглинається Землею, тому вона називається **поглиненою радіацією (C)** (тобто це різниця між сумарною і відбитою радіацією). Вона може бути виражена такими рівняннями $C=Q-R$ або $C=Q(1-A)$.

Атмосфера поглинає взагалі 15—20% сонячної радіації, що надходить до Землі, головним чином інфрачервону. Поглинають радіацію більше за все водяна пара, аерозолі, озон.

Пряма, розсіяна, сумарна, відбита види радіації мають назву короткохвильова радіація ($0,1 < \lambda < 4$ мкм).

Розділ метеорології, що вивчає потоки променистої енергії в атмосфері, називається **актинометрією**.

2.4. Довгохвильове випромінювання

Поглинута сонячна радіація перетворюється в інші види енергії: теплову, хімічну, механічну тощо. Основна її частина, звичайно, перетворюється в теплову енергію, за рахунок якої поверхня землі нагрівається.

Нагріта земна поверхня сама стає джерелом випромінювання, але не короткохвильової, а довгохвильової (інфрачервоної, теплової $4 < \lambda < 40$ мкм) радіації.

Довгохвильове випромінювання землі E_z близьке до випромінювання абсолютно чорного тіла та виражається рівнянням Стефана — Больцмана:

$$E_z = \delta \cdot \sigma \cdot T^4$$

де δ — відносна випромінювальна здатність, що показує, яку частку випромінювання абсолютно чорного тіла ($\sigma \cdot T^4$) складає випромінювання даної поверхні; T — абсолютна температура поверхні, °К; σ — постійна Стефана—Больцмана (дорівнює $5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴)).

Випромінювання земної поверхні відбувається безупинно. Земна радіація значною мірою затримується водяною парою, вуглекислим газом і озоном атмосфери. При цьому атмосфера, нагріваючись від поглинutoї сонячної радіації і земного випромінювання, сама стає джерелом випромінювання довгохвильової радіації, яка надходить як у космічний простір, так і до поверхні Землі. Частина атмосферного випромінювання, що спрямована до поверхні землі має назву *зустрічне випромінювання атмосфери E_a* (розраховується також за формулою Стефана—Больцмана).

Різниця між кількістю тепла, випромінюваного земною поверхнею, і теплом, яке воно дістає від зустрічного випромінювання атмосфери, називається *ефективним випромінюванням E_{ef}* . Воно виражається рівнянням:

$$E_{ef} = E_z - E_a$$

E_{ef} характеризує втрату тепла діяльним шаром.

Ефективне випромінювання діяльного шару залежить від його температури, від вологості і прозорості повітря і від хмарності. З підвищенням температури

поверхні E_{ef} збільшується, а з підвищенням температури і вологості повітря — зменшується. Особливо впливають на ефективне випромінювання хмари, тому що краплі хмар випромінюють майже так само, як і діяльний шар Землі. Якщо хмари щільні і температура їх близька до температури діяльного шару, то $E_z \approx E_a$ і тоді $E_{ef} \approx 0$.

Атмосфера сильно послабляє довгохвильове (теплове) випромінювання земної поверхні, тому що воно поглинається водяною парою і вуглекислим газом, що містяться в повітрі. Короткохвильову радіацію Сонця атмосфера в значній мірі пропускає. Ця властивість атмосфери називається **оранжерейним ефектом**, оскільки атмосфера при цьому діє подібно стеклам у теплицях: добре пропускає сонячні промені, що нагрівають ґрунт і рослини, але погано випускає в зовнішній простір теплове випромінювання ґрунту, що нагрівся. Розрахунки показують, що при відсутності атмосфери середня температура діяльного шару Землі була б на 38 °С нижче звичайної і Земля була б покрита льодом.

2.5. Радіаційний баланс і його складові

Радіаційним балансом називають різницю між надходженням і витратами радіації.

Радіаційний баланс змінюється залежно від широти, періоду року, доби, погодних умов і т.д. Впливає на розподіл температури, процеси випару, утворення опадів, трансформацію повітряних мас.

Радіаційний баланс складається з короткохвильової і довгохвильової радіації. Він містить у собі наступні елементи, які називають *складовими радіаційного балансу*:

- 1) пряма радіація S' ;
- 2) розсіяна радіація D ;
- 3) відбита радіація R_k ;
- 4) довгохвильове випромінювання Землі E_z ;
- 5) довгохвильове зустрічне випромінювання атмосфери E_a .

Прибуткова частина радіаційного балансу земної поверхні вдень складається із прямої та розсіяної сонячної радіації і зустрічного випромінювання атмосфери (E_a). Витратна частина балансу складається із випромінювання земної поверхні (E_z) та відбитої сонячної радіації (R):

$$B = S' + D + E_a - E_z - R$$

Для нічної пори рівняння радіаційного балансу має вигляд :

$$B = E_a - E_z, \quad \text{або} \quad B = -E_{ef}$$

Якщо приплив радіації перевищує витрати, то радіаційний баланс має позитивний знак і діяльна поверхня нагрівається. При від'ємному балансі вона охолоджується. Влітку радіаційний баланс вдень позитивний, вночі – від'ємний.

Якщо прийняти надходження сонячної радіації на межу атмосфери за 100 одиниць, то в цілому для земної поверхні за тривалий час поглинена радіація приблизно складає 48 одиниць, ефективне випромінювання 18 одиниць, радіаційний баланс земної поверхні +30 одиниць (рис.2.1). Ці 30 одиниць повертаються від земної поверхні в атмосферу нерадіаційним шляхом (теплотою).

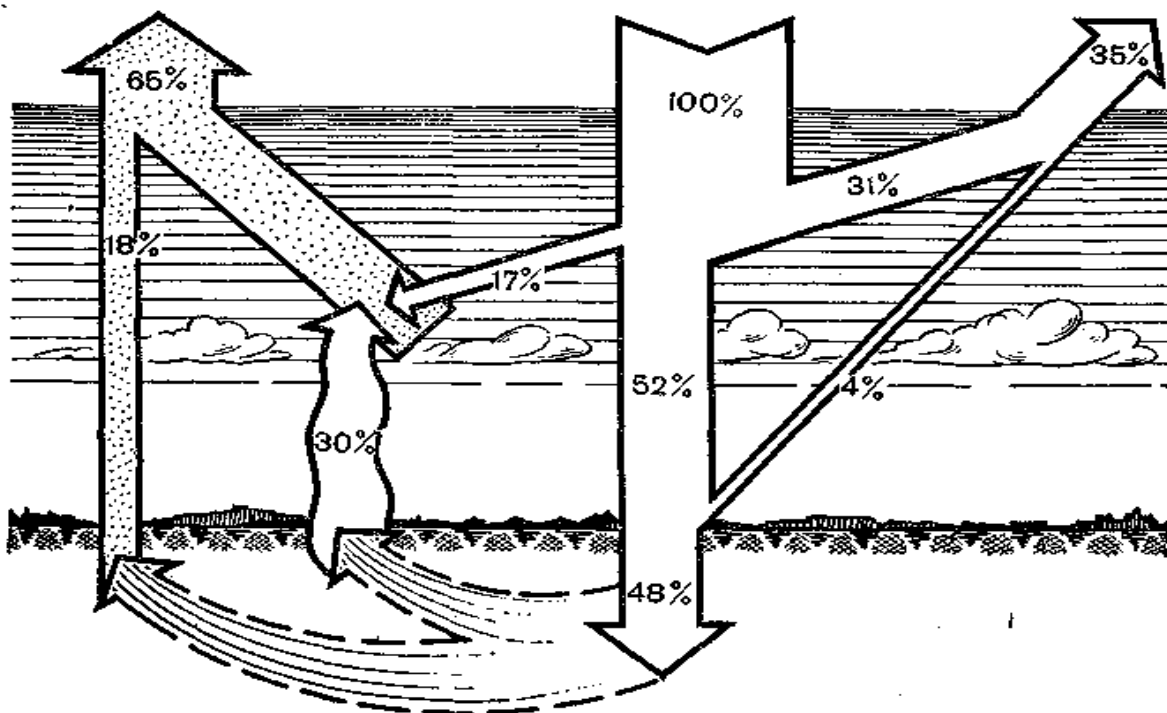


Рис.2.1. Схема теплового балансу.

2.6. Регулювання сонячної радіації й освітленості в сільському господарстві

Сьогодні людина не має змоги змінювати ресурси сонячної радіації у великих межах і в бажаному для себе напрямі. Тому поки що у сільському господарстві використовують ряд науково обґрунтованих агротехнічних заходів для регулювання (збільшення або зменшення) кількості сонячної радіації, одержуваної окремою рослиною. Серед них найпоширенішими є: проріджування посівів, зменшення або збільшення норм висіву, створення куліс з високостеблих рослин, сумісні посіви, екранізація рослин захисною плівкою, додаткове штучне освітлення, зміна напрямку сівби відносно сторін горизонту, спеціальна обробка крон дерев тощо.