

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique
Université Mohammed Boudiaf-M'sila
Faculté des sciences
Département des sciences agronomiques
Master I : Production végétale

Matière : Agro météorologie
Coefficient : 01 Crédit : 01

AGROMETEOROLOGIE

Responsable da matière :
Dr. BEDDAL Dalila

Année universitaire : 2021/2022

Chapitre IV : Le Bilan Radiatif

Introduction

Le rayonnement solaire qui arrive au sol se décompose en 02 parties ; l'une provient directement du soleil (direct), l'autre est diffusé par l'atmosphère (diffus). L'atmosphère et la terre possèdent également leurs rayonnements propres. La connaissance de ces divers rayonnements permet d'établir un bilan radiatif du système terre-atmosphère.

IV.1 Définition d'une radiation

Une radiation est un ensemble d'ondes de même longueurs d'onde qui désigne la propagation d'énergie et de quantité de mouvement. On peut classer les rayonnements d'après leur longueur d'onde « λ ».

- Rayons Gamma et les rayons cosmétiques : $\lambda < 0,05A$ (1 Angstrom (A) vaut 10 millionième de mm).
- Rayons X : $0,05A < \lambda < 10A$
- Rayonnement visible : $0,4 \mu < \lambda < 0,7\mu$ ($1 \mu = 1000 A$).
- Rayons Ultra violet (UV): $100 A < \lambda < 4000 A$.
- Rayons infra-rouge (IR): $700 \text{ nm} < \lambda < 1\text{mm}$.
- Rayons radar, TV, radio (ondes hertziennes): $1 \text{ mm} < \lambda < 20 \text{ Km}$.

IV.2 Définition du bilan radiatif

Un bilan radiatif est la quantité d'énergie disponible (gains ou pertes d'énergie) résultante des échanges et des transferts d'énergie par rayonnement reçue par le sol et donc conditionne l'évolution de la température du sol.

Le bilan radiatif joue un rôle primordial dans l'établissement de l'équilibre thermique indispensable pour la plupart des plantes dans le milieu naturel.

IV.3 Processus de l'énergie reçue par le sol et les plantes

Le rayonnement solaire atteint de l'atmosphère est de 02 cal/mn/cm^2 qui une constante solaire. La moitié (51% environ) frappe la surface terrestre par radiation directe (26%) et par radiation diffusée (25%) émanant des nuages et particules en suspension dans l'atmosphère.

Les rayonnements arrivant au sol sont :

- Le rayonnement direct ou incident I : est le rayonnement par lequel l'atmosphère s'est montrée transparente. Il est défini pour une surface perpendiculaire aux rayons.
- Le rayonnement diffus D : est le résultat de tous les phénomènes de diffusion sur les molécules d'air et sur les particules en suspension dans l'atmosphère. Il est défini pour une surface horizontale.

Le rayonnement global G est la somme des rayonnements direct et diffus, son spectre d'émission s'étale entre 0,15 et 4 A.

$$G = I \cdot \sin h + D = I + D$$

h : l'angle que fait les rayons avec l'horizontale du lieu.

Remarque : plus le ciel est nuageux, plus le rayonnement direct est faible, et plus le rayonnement diffus est plus important.

IV.4 Bilan radiatif au niveau du sol

IV.4.1 Notion du rayonnement net

Est la quantité d'énergie disponible à la surface terrestre et pouvant être transformée en d'autres formes d'énergie. Le rayonnement global G arrivant au sol n'est pas entièrement absorbé ; une partie est réfléchi en fonction de l'albédo de l'ensemble (sol + couvert végétal). D'autre part, le sol et l'atmosphère ont un rayonnement propre, lié à leur température dans un spectre entre 5 et 100 (IR).

Donc, le rayonnement net R_n s'écrit :

$$R_n = (1 - \alpha_s) \cdot R_g + (1 - \rho_s) \cdot R_a - \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4$$

Avec :

R_n : Rayonnement net (w.m^{-2}).

α_s : albédo de la surface $\alpha_s = \frac{R_r}{R_g}$

R_g : Rayonnement global (w.m^{-2}) de petite longueur d'onde.

ρ_s : Coefficient de réflexion thermique de la surface.

R_a : rayonnement thermique de grande longueur d'onde émis par l'atmosphère
($3,5 \div 8 \mu\text{m}$) (w.m^{-2}).

ϵ_s : Émissivité de la surface.

σ : constante de stephan-Boltzman ($\text{w.m}^{-2}.\text{k}^{-4}$).

T_s : température radiative de surface ($^\circ\text{k}$).

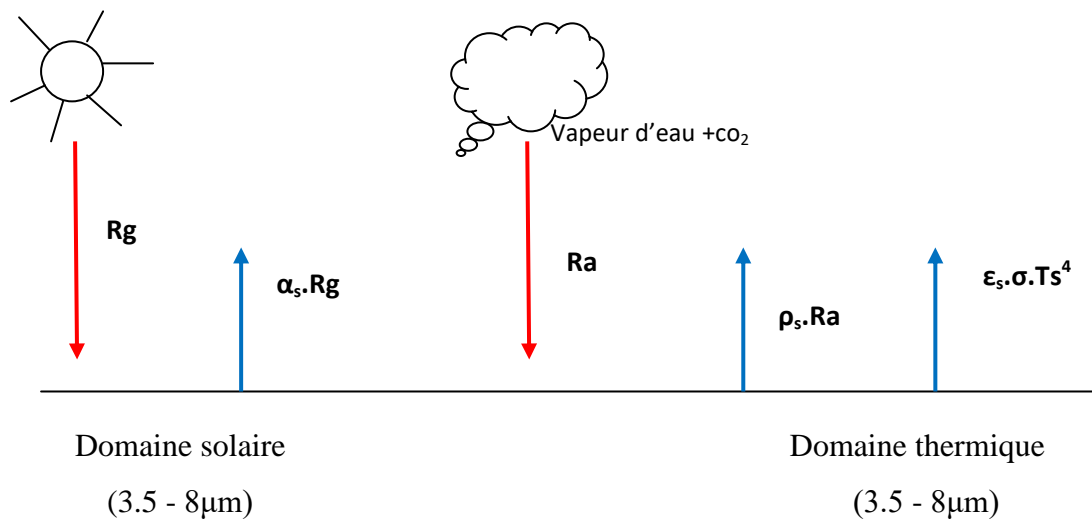


Figure 1 : les différentes composantes du rayon net

$\alpha_s \cdot R_g$: rayonnement solaire réfléchi par la surface.

R_a : rayonnement atmosphérique incident.

$\rho_s \cdot R_a$: rayonnement atmosphérique réfléchi par la surface.

$\epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4$: rayonnement émis par la surface à la température T_s .

Le bilan est généralement positif le jour et négatif la nuit. Cela est lié à la notion de la nébulosité*. Au cours de la journée et en contact avec une masse nuageuse, le rayonnement solaire (G) est réparti en rayonnement réfléchi (R), rayonnement diffus (D) et rayonnement absorbé (A) et donc une seule partie de l'énergie solaire atteint la surface du sol (Fig 2).

Ainsi, au cours de la journée, un ciel nuageux permet la diminution du réchauffement de la surface terrestre. Alors que pendant la nuit, un ciel nuageux permet la réduction de la perte d'énergie de la terre par rayonnement IR et donc diminution du refroidissement de la terre. Mais les risques de gelées sont donc les plus importants par nuit claire. Alors le bilan est négatif car une couverture nuageuse réfléchit vers le sol une partie du rayonnement que celui-ci a émis, ce qui limite les risques de gelées (Fig 2).

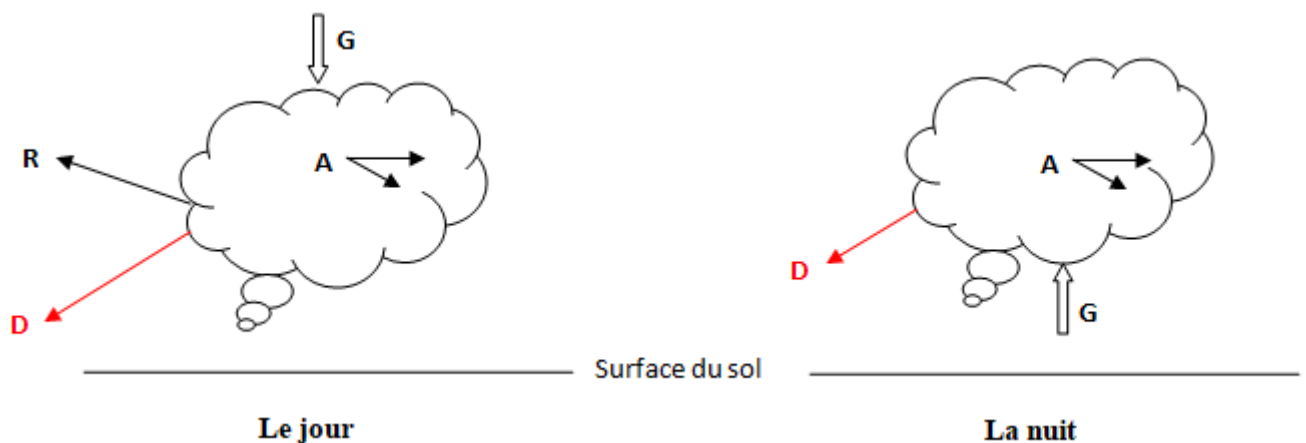


Figure 2 : Bilan radiatif (jour et nuit)

Remarque :

la valeur représentant le bilan radiatif (R_n) est la plus importante car elle intervient également dans les études des échanges, en particulier pour déterminer la quantité d'énergie disponible pour les processus d'évapotranspiration et de transfert de chaleur sensible entre le sol et l'atmosphère. Elle évolue avec le rayonnement global. Donc on peut faire la corrélation entre le rayonnement global et le rayonnement net.

(*) Nébulosité : part de ciel couvert de nuages ; une nébulosité égale à 8/8 représente un ciel couvert tandis qu'une nébulosité 0/8 correspond à un ciel clair.

IV.4.2 Mesure des flux radiatifs

Elle est surtout pratiquée par les stations de recherche. On utilise des solarimètres à pile thermoélectrique ou pyranomètre qui débitent un courant électrique variable selon l'intensité reçue. A l'aide d'un héliophanie, on peut estimer la durée d'insolation en rapportant cette durée à celle de la durée astronomique du jour de la station et on obtient la fraction d'insolation.

IV.4.3 comparaison des bilans radiatifs des différentes surfaces à un instant donné

- 1) Un couvert végétal absorbe plus d'énergie ($R_n \gg$) que toutes les autres surfaces.
 - Si les feuilles reçoivent moins d'énergie de courtes longueurs d'onde par unité de surface, elles absorbent d'avantage les rayonnements de grandes longueurs d'onde.
- 2) R_n est plus élevé quand le soleil brille entre 02 nuages à cause de :
 - La réflexion des nuages qui augmente R_g .
 - La température des nuages (8-20)°C comparée à celle du ciel (-20-5)°C.
- 3) R_n est négatif la nuit, mais sa valeur sera plus élevée pour un sol nu que pour un sol couvert en relation avec la température de surface. La perte d'énergie est maximale en particulier en absence de couche nuageuse. La quantité d'énergie réémise vers l'espace par la terre dépend de nombreux facteurs : la quantité de nuages, leur altitude, les goutlettes et la vapeur d'eau dans l'atmosphère, les gaz à effet de serre, les types d'occupation du sol et leurs températures de surface.

Dans les études climatiques, on a souvent besoin d'estimer le bilan radiatif d'un couvert végétal pour la détermination des besoins en eau (ETP) de la culture.

Si on fait un bilan radiatif journalier, saisonnier ou annuel de la surface du sol couvert, on constate qu'il est toujours positif à la surface terrestre alors que l'atmosphère se trouve en déficit du point de vue échanges radiatifs. Au sol, il va y avoir un réchauffement et par conséquent une augmentation du rayonnement terrestre. Alors que dans l'atmosphère, il va y avoir un refroidissement et donc diminution des pertes radiatives conduisant vers un certain équilibre dont la température du sol

seraient élevées et peu compatible avec la vie. En réalité, l'excédent d'énergie est rétrocedé par la surface du sol vers l'atmosphère par des mécanismes de transfert autres que radiatif permettant le maintien d'un équilibre thermique favorable aux organismes vivants.