

## 5. Bilan thermique à la surface de la terre

### 5.1. Rayonnement net à la surface de la terre

C'est le facteur le plus important en matière de dynamique agroclimatique, Le rayonnement en provenance du Soleil pénètre dans l'atmosphère et va y subir des interactions avec les différentes sphères (hydrosphère, cryosphère, biosphère etc.). Une partie du rayonnement va être réfléchi sur et dans l'atmosphère et retourne dans l'espace sous rayonnement infrarouge. Une autre partie sera absorbée par les composants de l'atmosphère. Le reste qui atteint le sol sera aussi en partie absorbé et réfléchi.

La quantité d'énergie reçue par haute atmosphère sur une surface de 1 m<sup>2</sup> est de 342 ± 20 Watts. Cette valeur est nommée constante solaire. La Terre reçoit donc une certaine quantité d'énergie de la part du soleil. Cette énergie, transportée par un rayonnement électromagnétique, est transformée en chaleur. Nous étalons ci-dessous les phénomènes qui sont fondamentaux pour le fonctionnement du système climatique (Fig.20).

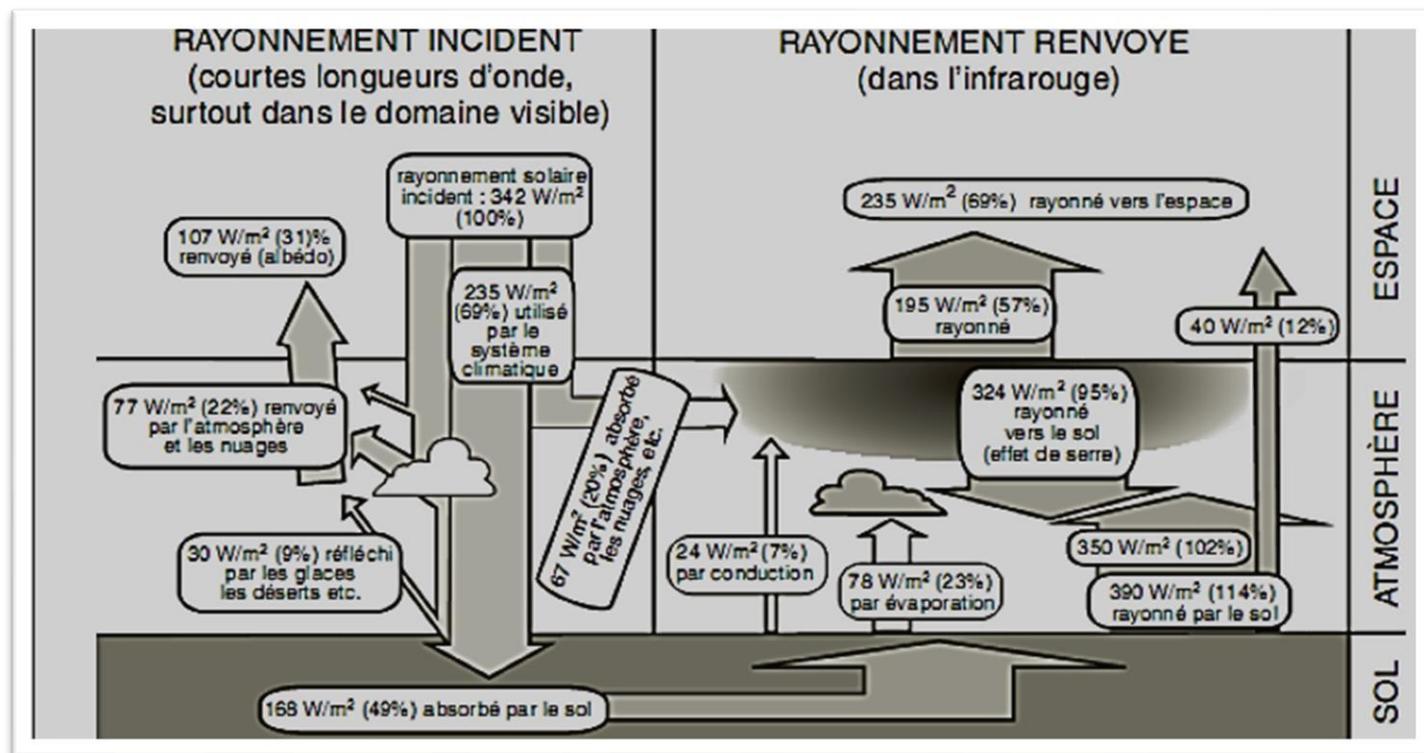
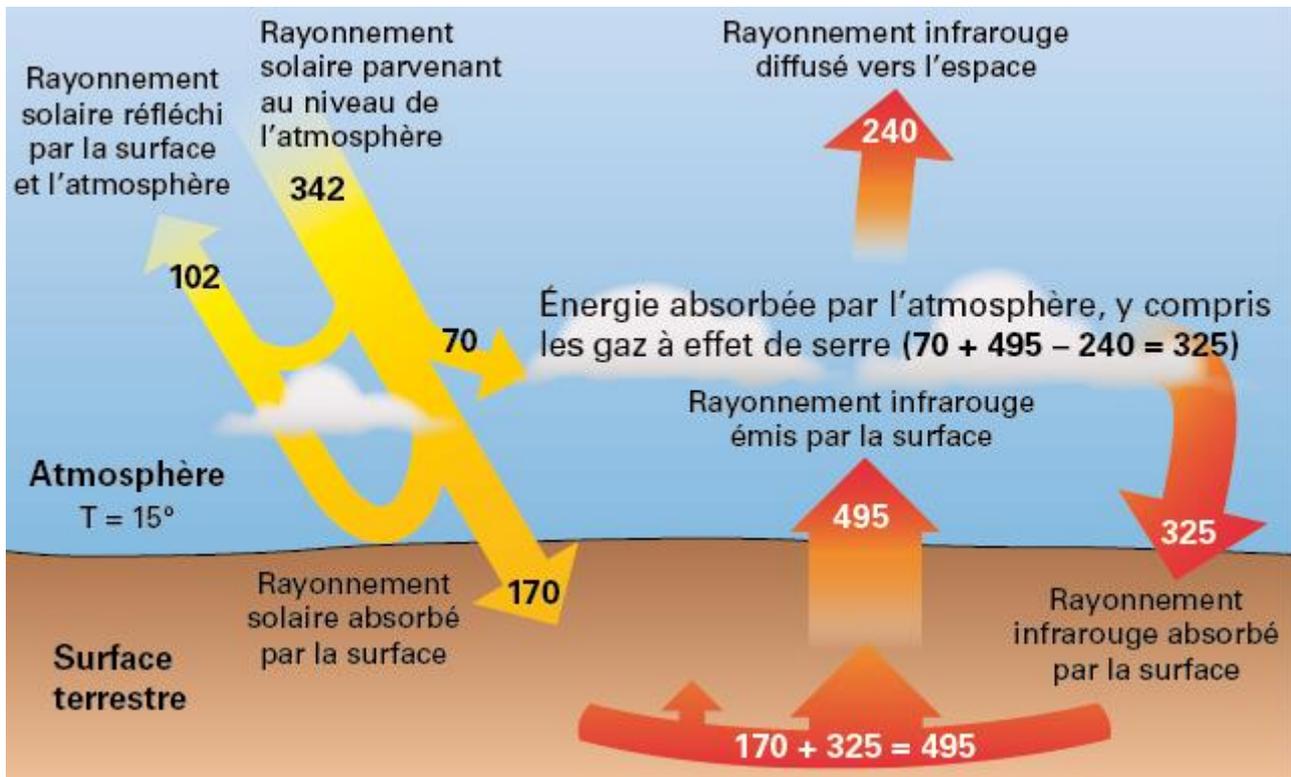


Figure 20. Bilan énergétique terrestre



La partie gauche de la figure 1 : rayonnement incident reçu sur Terre. 31 % sont renvoyés directement vers l'espace (albédo), 49 % sont absorbés par le sol et le réchauffent, 20 % sont absorbés par l'atmosphère. La partie droite de la figure 1 (les pourcentages se réfèrent au rayonnement incident total) : le rayonnement restitué par la Terre et l'atmosphère vers l'espace, sous forme d'infrarouges, est égal à celui qu'elles ont reçu (69 %). Mais du fait de l'effet de serre, l'atmosphère reçoit l'équivalent de 164 % du rayonnement incident total (20 % par absorption, 7 % par conduction thermique, 23 % par évaporation puis condensation d'eau, 114 % par rayonnement infrarouge) et en renvoie au sol l'équivalent de 95 %.

### *L'albédo en quelques chiffres*

L'albédo total de la planète, c'est-à-dire la proportion de rayonnement solaire renvoyé dans l'espace sans modification, est de 0,31. Mais, selon les surfaces éclairées, il peut varier considérablement. En voici quelques valeurs moyennes : neige fraîche : 0,85, nuages : 0,6 à 0,9, glace : 0,4, sable et champs : 0,2, forêts et eaux : 0,1.

Noter que seuls les nuages et les surfaces enneigées ou englacées ont un albédo supérieur à la moyenne planétaire. Les variations de leurs surfaces peuvent avoir une grande importance dans l'équilibre des climats.

## 5.2. Causes géographiques des variations du bilan énergétique

### 5.2.1 Saisons et orbite terrestre

La Terre tourne autour du Soleil dans une orbite elliptique, située sur un plan appelé « écliptique ». L'axe de la rotation de la Terre sur elle-même, mouvement qui donne les jours et les nuits, n'est pas perpendiculaire à ce plan mais oblique. Cette obliquité, caractérisée par l'angle entre la perpendiculaire au plan de l'écliptique et l'axe de rotation terrestre ( $23^{\circ} 27'$ ), produit les saisons parce qu'elle engendre une inégalité variable entre les jours et les nuits. Si l'obliquité était nulle, c'est-à-dire si cet axe de rotation était perpendiculaire aux rayons du Soleil, tous les points de la Terre décriraient une moitié de leur parcours circulaire dans la lumière et l'autre moitié dans l'ombre. La durée du jour serait partout égale à la durée de la nuit.

Pour être plus complet, il faut ajouter que, au cours du trajet annuel de la Terre sur son orbite, son axe de rotation reste constamment parallèle à lui-même. Deux situations extrêmes sont alors observables au cours de l'année (Fig.21). Dans l'une, l'angle entre le cercle d'illumination et l'axe des pôles est maximal (points H et E). L'inégalité des jours et des nuits est alors le plus grand possible.

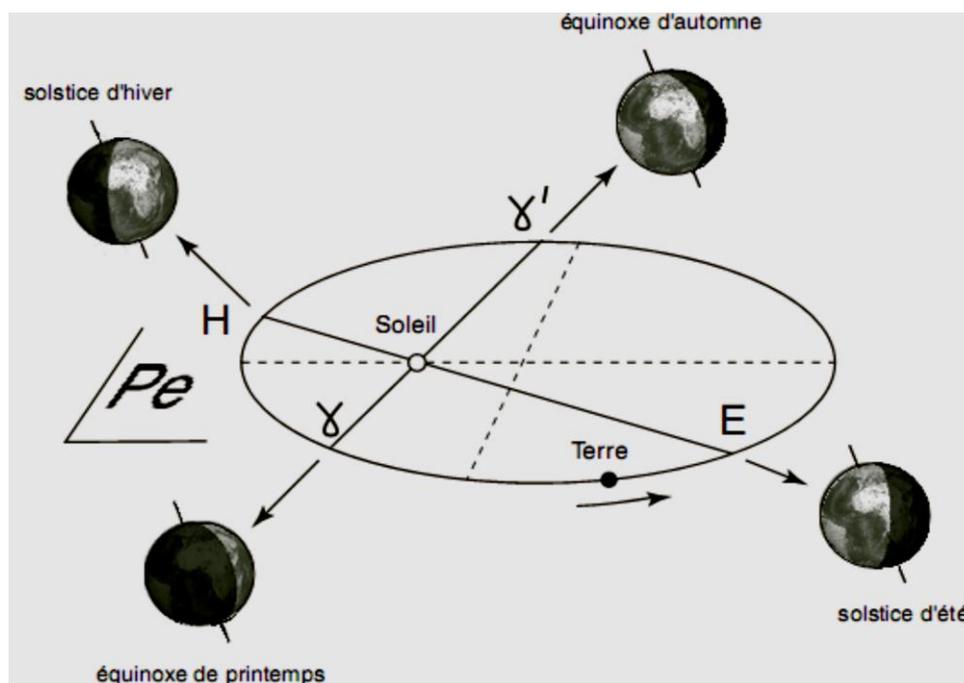


Figure 21. Evolution de la Terre autour du soleil et formation des saisons

Ceci se produit deux fois par an, au moment des solstices. Si l'on prend l'exemple de l'hémisphère Nord, un de ces moments correspond à la situation où les jours sont les plus longs possibles, et les nuits les plus courtes (point E). C'est alors le solstice d'été, saison qui est en général la plus chaude à cause, de cette longue exposition journalière aux rayons du Soleil, jointe à une montée de celui-ci haut dans le ciel au cours de la journée. L'autre moment est celui où les jours sont les plus courts possibles (point H) : c'est le solstice d'hiver, avec le Soleil pas bien haut dans le ciel, un

ensoleillement réduit, et des températures en moyenne peu élevées. Pour l'hémisphère Sud, la situation est inverse. Étymologiquement du latin *aequus*, égal, et *nox*, nuit. Il existe deux équinoxes, l'un de printemps, entre les solstices d'hiver et d'été, l'autre d'automne, entre les solstices d'hiver et d'été. L'équinoxe de printemps à l'hémisphère nord correspond est l'équinoxe d'automne l'hémisphère sud et inversement. À l'intérieur des cercles polaires, il existe des périodes pendant lesquelles les jours (pendant le printemps et l'été) ou les nuits (pendant l'automne et l'hiver) durent plus de 24 heures. Entre les tropiques, il existe des moments (pendant le printemps ou l'été) où le Soleil se trouve au zénith, c'est-à-dire exactement à la verticale de l'observateur. À l'équateur, jours et nuits ont toujours la même durée, soit 12 heures.

### 5.3. Le bilan énergétique de la terre

## LE BILAN ENERGETIQUE DE LA TERRE

$$R_n = R_s + R_a - R_t$$

#### 1. Rayonnement absorbé au sol « $R_s$ » ( $w/m^2$ )

$$R_s = R_g(1-a)$$

$a$  : albédo (*fraction d'énergie solaire réfléchie par les surfaces*)

#### • Rayonnement global « $R_g$ » ( $w/m^2$ )

$$R_g = Q + q$$

Calcul de  $R_g = (0,18 + 0,62n/N)I_r$  (Cal/Cm<sup>2</sup>.J)....formule de Turc  
 $n/N$  : rapport entre la durée d'insolation réelle et la durée théorique  
 $I_r$  : Constante solaire

#### 2. Rayonnement infrarouge ( $w/m^2$ )

– 1- rayonnement terrestre  $R_t$

$$R_t = \varepsilon_1 \sigma T^4$$

$\varepsilon_1$  : coefficient d'émissivité de la terre généralement, on prend (0,97).

$\varepsilon$  (forêt)  $\neq$   $\varepsilon$  (couvert végétal)  $\neq$   $\varepsilon$  (terre nue)  $\neq$   $\varepsilon$  (océan) (  $\varepsilon$  (Corp. noir) = 1 )

$\sigma$  : constante de Stefan-Boltzman :

$$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ w.m}^{-2} \cdot \text{°K}^{-4}$$

$T$  : température de la surface émettrice en °K

– 2- rayonnement atmosphérique  $R_a$

$$R_a = \varepsilon_2 \sigma T^4$$

$T$  : température de l'atmosphère en °K

$\varepsilon_2$  : coefficient d'émissivité de l'atmosphère

## 5.4. Problèmes particuliers relatifs au CO<sub>2</sub>, effet de serre, ozone atmosphérique (et terrestre).

### 5.4.1. Effet de serre

Les échanges d'énergie au sein de l'atmosphère sont grandement dépendants des propriétés d'absorption des gaz qui la composent, les scientifiques ont souligné l'importance de l'effet de serre par analogie à ce qui se passe dans ces constructions vitrées. Pour comprendre ce phénomène, prenons un exemple simple. Dans un premier cas, (Fig.22 A) le Soleil chauffe une certaine surface. Lorsque l'équilibre thermique est établi, cette surface est à la température  $T_1$

et la puissance qu'elle émet est égale à celle qu'elle absorbe. Admettons, pour simplifier, que cette émission s'effectue uniquement par rayonnement infrarouge, la conduction thermique étant négligeable. Couvrant maintenant cette même surface par une serre en verre (Fig.22 B). L'équilibre thermique sera rompu mais, au bout d'un certain temps, un autre s'établira et on aura encore autant de puissance sortante qu'entrante. Cependant, dans cette nouvelle situation, les parois de la serre renvoient vers l'intérieur une partie des infrarouges qui y sont émis. Admettons qu'elles ne laissent passer que les deux tiers du rayonnement infrarouge. Il faut alors obligatoirement conclure qu'elles reçoivent de l'intérieur 50 % de plus de rayonnement qu'elles n'en laissent sortir, soit 150 % du rayonnement incident. Cela est rendu possible par une élévation importante de la température à l'intérieur de la serre. L'énergie est en quelque sorte piégée dans la serre et l'équilibre thermique ne peut se rétablir que par une augmentation de température à l'intérieur de la serre, augmentation d'autant plus forte que les parois laissent plus difficilement passer les infrarouges.

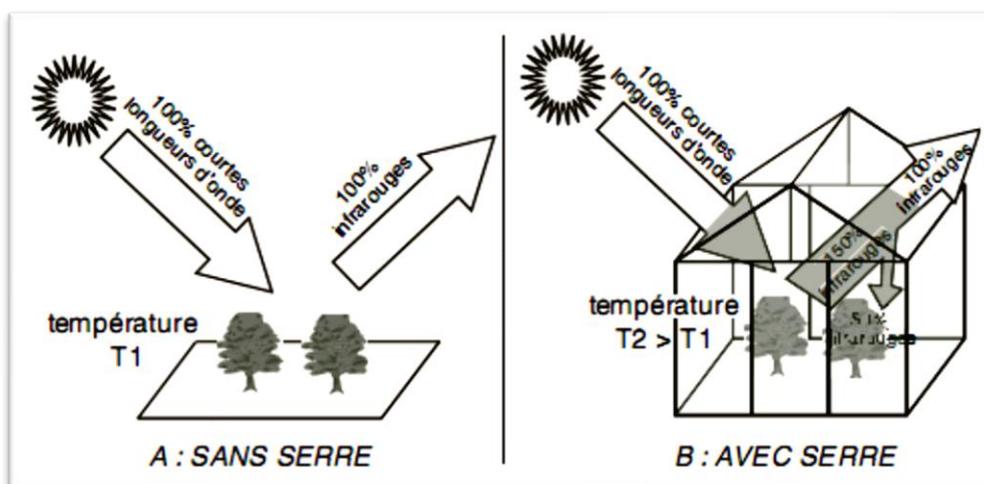


Figure 22. Equilibre thermique avec et sans effet de serre

D'après ce que nous avons dit, il est obligatoire que ce phénomène se produise sur Terre puisque certains des gaz de l'atmosphère absorbent les infrarouges. En effet, la plus grande partie du

rayonnement infrarouge émis par le sol lui est renvoyée par l'atmosphère. Le résultat est que la température de la troposphère, et celle de la surface terrestre, sont beaucoup plus élevées que celles qu'elles devraient avoir sans cet effet. Sans effet de serre, la température terrestre serait d'un peu moins de  $-19\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La température au sol étant en fait de  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ , c'est plus de  $34\text{ }^{\circ}\text{C}$  que nous fait gagner cet effet de serre naturel. En définitive, l'atmosphère se comporte, au niveau du sol, comme une paroi de serre qui ne laisserait sortir que 60 % de l'énergie intérieure.