

## 4.2 Variations spatio-temporelles du rayonnement net 1984–1993

### Introduction

On désigne par rayonnement net ou bilan radiatif la différence entre la totalité des flux radiatifs incidents au niveau de la surface terrestre et la totalité de ceux qui la quittent:

$$N = G - R + L_{in} - L_{out} \text{ ou } N = G \cdot (1 - \alpha) + L_{in} - L_{out}$$

N représente le rayonnement net, G le rayonnement global, R le rayonnement réfléchi de courtes longueurs d'onde,  $\alpha$  l'albédo,  $L_{in}$  le rayonnement de grandes longueurs d'onde émis vers le bas et  $L_{out}$  le rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde.

### Les éléments du rayonnement

Le rayonnement global désigne la partie du rayonnement provenant directement ou indirectement du Soleil. Ce dernier atteignant en surface une température de 5700 °C, il n'émet pratiquement que dans le domaine des ondes courtes. Au-dessus de l'atmosphère terrestre, le flux d'énergie s'élève à 1366.5 W/m<sup>2</sup>. Puisqu'une seule moitié de la Terre est éclairée à la fois et que la Terre est sphérique, le rayonnement solaire moyen représente un quart de la constante solaire, soit 342 W/m<sup>2</sup> (fig. 1). Une partie, 84 W/m<sup>2</sup>, parvient directement à la surface de la Terre. C'est le rayonnement direct. Les 258 W/m<sup>2</sup> restants vont dans l'atmosphère, qui en absorbe 98 W/m<sup>2</sup>. Le reste est réfléchi par les nuages ou diffusé par les molécules (diffusion Rayleigh) et les aérosols (diffusion de Mie). Lors de ce processus, 85 W/m<sup>2</sup> atteignent la surface terrestre en tant que rayonnement diffus et 75 W/m<sup>2</sup> sont rediffusés vers l'espace. Le rayonnement direct et le rayonnement diffus forment ensemble le rayonnement global au niveau de la surface terrestre. La moyenne du rayonnement global dans le monde est donc de 169 W/m<sup>2</sup>. La surface terrestre en absorbe 142 W/m<sup>2</sup> et en réfléchit 27 W/m<sup>2</sup>. Le rapport entre le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface terrestre R et le rayonnement global G est l'albédo ( $\alpha = R/G$ ). En moyenne, celui-ci est proche de 0.16 pour la surface terrestre. Le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface terrestre va presque entièrement dans l'espace. Dans le système global «atmosphère–surface», l'atmosphère absorbe 98 W/m<sup>2</sup> dans le domaine des ondes courtes, alors que 102 W/m<sup>2</sup> quittent la Terre et retournent dans l'espace. Le rayonnement absorbé par la surface de la Terre réchauffe l'atmosphère, le sol et les océans.

Comme la Terre atteint en moyenne des températures situées entre -60 °C et +40 °C, elle émet dans le domaine des ondes longues. Le rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde se calcule à l'aide de la loi de Stefan-Boltzmann:  $L = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$ . Il faut tenir compte en outre de la loi de Kirchhoff. Epsilon ( $\varepsilon$ ) désigne le pouvoir d'émission de la surface terrestre qui peut être fixé à 1 avec une très bonne approximation. Sigma ( $\sigma$ ) est la constante de Stefan-Boltzmann. Puisque sur une période suffisamment longue la différence entre la température du sol et celle de l'air est négligeable, on peut utiliser pour le calcul la température moyenne de l'air sur la Terre (T; environ 14 °C). Le rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde vaut donc 385 W/m<sup>2</sup>. Par ciel entièrement couvert, l'atmosphère absorberait la totalité de ce rayonnement de grandes longueurs d'onde. En supposant que la couverture nuageuse sur la Terre soit de 50 % en moyenne, alors 168 W/m<sup>2</sup> sont absorbés par l'atmosphère dégagée et 193 W/m<sup>2</sup> par l'atmosphère couverte. Ainsi, 24 W/m<sup>2</sup> quittent l'atmosphère et vont dans l'espace.

L'atmosphère dégagée elle aussi ne cesse d'émettre de l'énergie dans le domaine des ondes longues: 111 W/m<sup>2</sup> vers l'espace et 160 W/m<sup>2</sup> vers la surface terrestre. Par ciel couvert, ces chiffres se montent respectivement à 105 et 185 W/m<sup>2</sup>. En observant le bilan global du rayonnement de grandes longueurs d'onde dans l'atmosphère, on constate un déficit de 200 W/m<sup>2</sup>. Ce déficit est de 40 W/m<sup>2</sup> à la surface de la Terre.

Au niveau de la surface terrestre, le bilan du rayonnement de courtes et de grandes longueurs d'onde, donc le rayonnement net, s'élève à  $+102 \text{ W/m}^2$ . Par contre, l'atmosphère perd au total  $102 \text{ W/m}^2$ . Pour éviter que cet excédent ne réchauffe continuellement la surface terrestre et que ce déficit ne refroidisse l'atmosphère, la Terre émet de l'énergie dans l'atmosphère sous forme de chaleur sensible et latente. La majeure partie de la surface terrestre étant recouverte d'eau, le flux de chaleur latente (évaporation),  $85 \text{ W/m}^2$ , est supérieur au flux de chaleur sensible,  $17 \text{ W/m}^2$ . Comme le rayonnement net à la surface de la Terre règle les flux de chaleur sensible et latente, il revêt une importance capitale pour les phénomènes climatiques et météorologiques. Le bilan radiatif global du système «Terre-atmosphère» est nul, le système est en équilibre [1,3,4,5].

### **Méthodologie: généralités**

L'ensemble des paramètres du rayonnement ont été calculés avec une haute résolution. La topographie exerce une influence déterminante sur le rayonnement net, particulièrement dans le domaine des ondes courtes. Par exemple, le rayonnement solaire direct est beaucoup moins important dans le fond d'une vallée de montagne étroite qu'en plaine. Il a donc fallu utiliser pour calculer le rayonnement net des paramètres topographiques comme l'altitude, la pente, l'exposition et l'emprise de l'horizon; ceux-ci ont été dérivés du modèle numérique de terrain RIMINI, avec une grille aux mailles de 250 m. Le rayonnement global a été établi à partir des valeurs du rayonnement global calculées par [7] sur des surfaces planes sans limite d'horizon. L'albédo a été défini à l'aide de la statistique suisse de la superficie; les classes d'utilisation du sol de cette statistique ont été regroupées en six catégories: cours d'eau et lacs, forêt, surfaces agricoles utiles, surfaces construites, rochers ainsi que glaciers. Le paramètre le plus important, à savoir le nombre de jours avec une couche de neige, a été repris de [2]. Les profils de température et d'humidité nécessaires à la détermination du rayonnement de grandes longueurs d'onde émis vers le bas se basent sur les résultats des radiosondages de Payerne. Il a ensuite été calculé au moyen du modèle de transfert radiatif MODTRAN. Pour le rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde, on a admis que les moyennes mensuelles de la température à la surface du sol correspondaient à celles de l'air. Le rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde pouvait désormais – une fois la température de l'air déterminée en chaque point de la grille – être calculé grâce à la loi de Stefan-Boltzmann. La méthodologie est expliquée plus en détail dans [8].

### **Variabilité spatiale**

Puisqu'en altitude l'atmosphère contient moins d'aérosols et que le Soleil doit traverser une atmosphère moins épaisse, le rayonnement global accuse une légère augmentation avec l'altitude. Par contre, l'albédo dépend très fortement de l'altitude. Ceci est lié à la durée de l'enneigement. Une couverture de neige présente en moyenne un albédo de 0.71 pour la neige sèche et de 0.58 pour la neige fondante. Cependant, l'albédo des surfaces sans neige est toujours inférieur à 0.2. Le nombre de jours avec une couche de neige, qui varie selon l'altitude, influence ainsi la valeur de l'albédo. A partir de 3000 m, la couche de neige se maintient durant presque toute l'année, de sorte qu'en dessus de cette altitude l'albédo reste pratiquement constant avec une valeur de 0.6. Les valeurs du bilan du rayonnement de courtes longueurs d'onde diminuent donc jusqu'à 3000 m, bien que le rayonnement global augmente légèrement avec l'altitude.

Les termes du rayonnement de grandes longueurs d'onde diminuent avec l'altitude. Le rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde dépend uniquement de la température à la surface du sol, qui baisse avec l'altitude. Le rayonnement de grandes longueurs d'onde émis vers le bas est influencé par la température de l'air, la concentration en gaz radiatifs et la couverture nuageuse. Par ciel dégagé, le pouvoir d'émission réel atteint 0.7 en basse altitude, puis elle chute – en raison de la diminution de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère – à environ 0.4 jusqu'à 4000 m. Par ciel couvert ou surtout par jour de brouillard, l'émissivité est proche de 1. Comme en règle générale le rayonnement sortant de grandes longueurs d'onde est supérieur au rayonnement émis vers le bas, le bilan du rayonnement de grandes longueurs d'onde est négatif et ses valeurs deviennent de plus en plus négatives à mesure que l'on s'élève.

L'interaction entre les deux bilans (courtes et grandes longueurs d'onde) entraîne une réduction du rayonnement net avec l'altitude. La moyenne annuelle du rayonnement net est négative en dessus de 3000 m environ.

Dans les régions caractérisées par une topographie complexe, le rayonnement net varie fortement d'un endroit à l'autre (fig. 4).

### Rayonnement net et évaporation

Comme mentionné plus haut, le rayonnement net est d'une importance décisive pour l'évaporation (fig. 3). En général, l'évaporation réelle vaut environ 60 à 80 % de l'évaporation maximale possible calculée à partir du rayonnement net. Le calcul pour une période donnée (par ex. 1 mois) se fait à l'aide de la formule

$$\text{Evaporation maximale possible [kg/m}^2 \text{ ou mm]} = \frac{\text{Rayonnement net [W/m}^2 \text{ ou J/s} \cdot \text{m}^2] \cdot \text{temps [s]}}{\text{Chaleur d'évaporation de l'eau [2.256} \cdot 10^6 \text{ J/kg]}}$$

Au-dessus des lacs et des cours d'eau, l'évaporation réelle est pratiquement identique à l'évaporation maximale possible.

Dans les hautes montagnes, le rayonnement net annuel moyen accuse des valeurs négatives. L'évaporation elle aussi est certes bien plus limitée en altitude qu'en plaine, mais elle ne chute pas à 0 mm. Malgré le bilan radiatif globalement négatif, certaines périodes enregistrent un rayonnement net positif et il peut y avoir une évaporation.

### Le rayonnement net en Suisse

Le rayonnement net annuel moyen rapporté à l'ensemble de la Suisse s'élève à 44 W/m<sup>2</sup>. Les valeurs les plus élevées, supérieures à 60 W/m<sup>2</sup>, sont enregistrées dans les Alpes au niveau des surfaces situées en basses altitudes et exposées au sud, notamment dans la vallée du Rhône entre Martigny et Viège, puis plus à l'est dans la vallée du Rhin entre Disentis et Coire, dans la région de Tiefencastel et dans les environs de Zernez ainsi que dans le Val Bregaglia, le Val Poschiavo, le long du versant sud entre Locarno et Bellinzone et dans la Levantine. Les valeurs les plus faibles sont relevées dans les Alpes valaisannes sur les versants de haute montagne exposés au nord.

Le rayonnement net varie fortement durant l'année. En Suisse, il est négatif en janvier avec -20 W/m<sup>2</sup> et positif durant les autres mois représentés (avril: 59 W/m<sup>2</sup>, juillet: 120 W/m<sup>2</sup> et octobre: 19 W/m<sup>2</sup>). Curieusement, les valeurs que le rayonnement net atteint au Tessin ne sont généralement pas beaucoup plus élevées que sur le Plateau au nord des Alpes. D'une part, la couverture nuageuse est en moyenne plus limitée au sud des Alpes [6] et, par conséquent, le bilan du rayonnement de grandes longueurs d'onde est plus négatif que sur le Plateau; en outre, la hauteur de l'horizon atténue le rayonnement global. D'autre part, l'air qui s'engouffre de la plaine du Pô dans le Tessin pourrait également être un facteur contribuant à la réduction du rayonnement net, car il contient de nombreux aérosols et renforce donc la diffusion.

## Bibliographie

- [1] **Barkstrom, B.R., Harrison, E.F., Lee, R.B. (1990):** Earth radiation budget. Preliminary Seasonal Results. In: Eos, Vol. No. 9, 27<sup>th</sup> February 1990, New York.
- [2] **Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung (1936/37–1993/94):** Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen. Winterberichte Nrn. 1–57, Davos.
- [3] **Hartmann, D. (1994):** Global Physical Climatology. San Diego.
- [4] **Jones, P.D. et al. (1999):** Surface air temperature and its change over the past 150 years. In: Reviews of Geophysics, Vol. 37 No. 2:173–199, Washington.
- [5] **Ohmura, A., Gilgen, H. (1993):** Re-Evaluation of the Global Energy Balance. In: Geophysical Monograph 75, IUGG Volume 15:93–110 (Interactions between global Climate Subsystems), Washington.
- [6] **Schüepp, M. (1963):** Bewölkung und Nebel. Klimatologie der Schweiz Heft 4/H, Beiheft zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Zürich.
- [7] **Zelenka, A. (2000):** Mittlere monatliche Sonneneinstrahlung. In: Klimaatlas der Schweiz, Tafeln 5.5–5.7, Wabern-Bern.
- [8] **Z'graggen, L. (2001):** Strahlungsbilanz der Schweiz. Dissertation Nr. 14158 der ETHZ, Zürich.