

# DOSSIER 6

127

## Albédo



### Collection de l'Atelier d'exploration

#### Conception

A. Billet, P. Bastide, E. Dhelin

#### Conseillers scientifiques

L. Dufresne, J. Y. Grandpeix, A. Lahellec,

Équipe Ramses, LMD, CNRS

#### Développement

J. Deléglise, C. L'hénoret



### **1. Contenu scientifique**

Le bilan thermique du système terre-atmosphère

Facteur de réflexion

Albédo et températures des surfaces

### **2. Description de la manipulation**

### **3. Exploitation pédagogique**

# Introduction

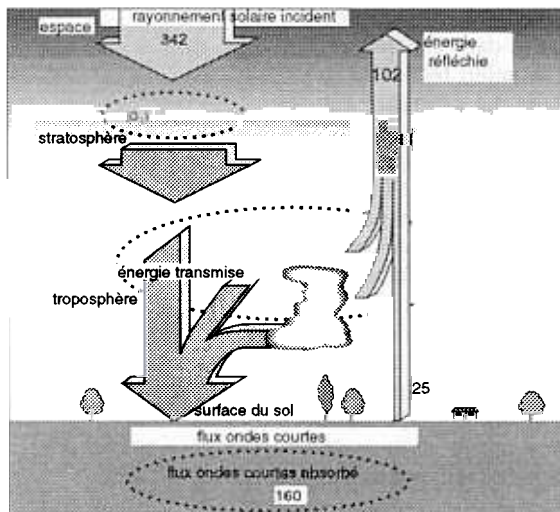
La surface de la terre n'absorbe pas totalement le rayonnement solaire incident, une partie de ce rayonnement est renvoyée (réflexion ou albédo) vers l'atmosphère et l'espace, en étant de nouveau diffusée et absorbée lors de sa traversée de l'atmosphère. Le réchauffement du sol et l'énergie stockée en surface dépendent de cette partie absorbée. Et le rayonnement reçu par le sol est déterminé, entre autres, par la réflexion des nuages. On comprend ainsi que la détermination des coefficients réels de réflexion des sols et des nuages est primordiale pour la modélisation du climat présent et sa simulation pour prévoir les tendances de son évolution future et évaluer l'ampleur du réchauffement planétaire sous l'impact des activités humaines. Notons que le problème se complique par les interactions car l'évolution du climat a une influence sur la réflexion du sol (modification de la végétation, de la glace, ...) Certains satellites sont équipés d'instruments pour mesurer le rayonnement réfléchi par la terre et les nuages, de bandes spectrales situées dans le visible et dans l'infrarouge. La manipulation « Comment le soleil réchauffe la terre ? » possède deux facettes. La première est essentiellement optique, on montre que la couleur d'une surface éclairée par une source lumineuse a une influence sur sa température. La seconde facette a pour objectif de faire comprendre au visiteur que la température du sol ne se ramène pas seulement à un problème d'optique, et qu'elle dépend aussi d'autres phénomènes comme l'évapotranspiration. Ce contenu renvoie le visiteur aux manipulations « Évapocondensation » et « Interaction climat-végétaux ». Procéder par renvoi d'une manip à une autre est une technique d'animation de l'exposition qui doit favoriser la perception par le visiteur de l'interdépendance entre les différents paramètres du climat. Si, sur le plan de l'intention, ce mode d'animation peut fonctionner, il faut prévoir un guide qui, par questions-réponses, amène le visiteur à percevoir ces relations. En situation d'exposition, il n'est pas évident qu'un visiteur peu informé de la chose exposée puisse établir des relations entre des manips.

# 1. Contenu scientifique

## Le bilan thermique du système terre-atmosphère

Le bilan radiatif du système surface terre-atmosphère est la différence entre le rayonnement solaire pénétrant à l'intérieur du système terre-atmosphère (essentiellement le rayonnement solaire) et le rayonnement sortant (rayonnement solaire réfléchi auquel s'ajoute le rayonnement infrarouge de grande longueur d'onde). À l'équilibre thermique, le flux entrant est égal au flux sortant. Le flux solaire absorbé dépend de deux paramètres : le flux solaire incident (S) et l'albédo (A).

Figure 1



### Bilan du rayonnement de courte longueur d'onde.

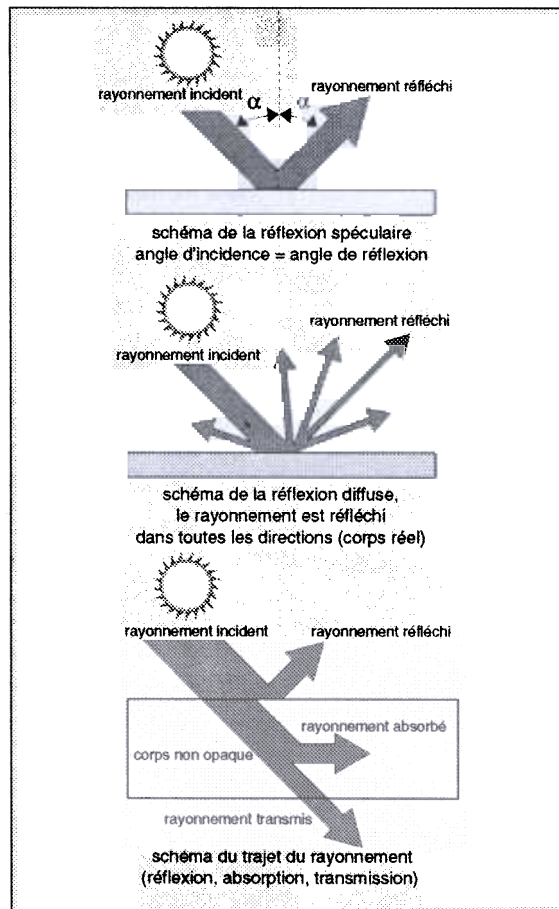
Sur  $342 \text{ W/m}^2$  d'énergie venant du soleil,  $102 \text{ W/m}^2$ , (soit un albédo de 30 %) sont réfléchis par les nuages, les aérosols (gouttelettes d'eau et poussières atmosphériques) et la surface de la terre et renvoyés vers l'espace ;  $80 \text{ W/m}^2$  sont absorbés par les molécules de l'atmosphère ;  $160 \text{ W/m}^2$  atteignent le sol et chauffent la surface de la terre. Au total, la terre (47 %) et son atmosphère (23 %) absorbent 70 % de l'énergie incidente. La surface de la terre et l'atmosphère étant ainsi chauffées directement ou indirectement par le soleil réémettent le flux solaire absorbé et dégradé sous forme de rayonnement thermique infrarouge de grande longueur d'onde ( $240 \text{ W/m}^2$ ).

L'albédo du système surface terre-atmosphère est le rapport de l'énergie réfléchi vers l'espace à l'énergie du flux solaire incident au sommet de l'atmosphère (fig. 1). Il est donc relié aux coefficients de réflexion de la surface de la terre, de l'atmosphère et de la couche nuageuse qui renvoie le rayonnement solaire. Les mesures spatiales réalisées depuis 1972 fournissent des valeurs de l'ordre de 30 %.

## Facteur de réflexion

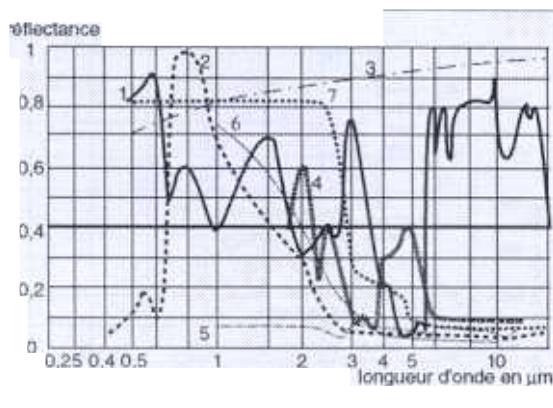
À la surface du sol, le facteur de réflexion ou réflectance (ou en climatologie albédo) est fonction de l'angle d'incidence, de la nature du sol, de l'humidité, de son relief et de la longueur d'onde du

Figure 2



Les modes de réflexion.

Fig. 3



**Facteurs de réflexion de matériaux en fonction de la longueur d'onde.**

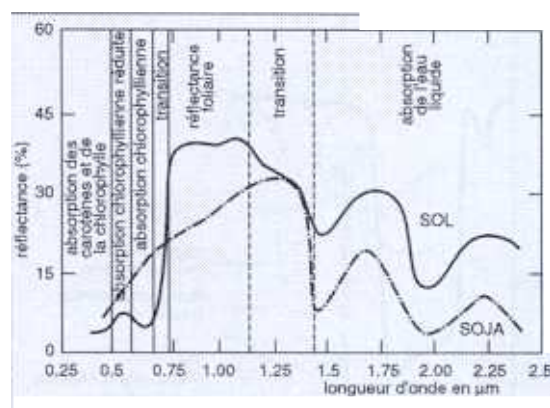
1. peinture huile de lin blanche ; 2. feuille verte de peuplier ; 3. aluminium poli ; 4. revêtement routier à base d'asphalte ; 5. eau sous grande épaisseur, angle d'incidence 60° ; 6. émail blanc ; 7. tuile blanche.

rayonnement incident, etc. On distingue deux phénomènes de réflexion : la réflexion spéculaire et la réflexion diffuse (fig. 2). Le facteur monochromatique de réflexion d'un matériau conducteur comme l'aluminium poli croît légèrement lorsque la longueur d'onde augmente (fig. 3) ; en revanche, pour un corps non conducteur, il décroît d'une manière plus ou moins régulière. On constate sur les figures 3, 4, 5 et 6 que le facteur de réflexion n'est pas toujours le même pour le rayonnement de courte et de grande longueur d'onde : par exemple, pour un sol, l'albédo peut être de 0,16 pour le rayonnement global de courte longueur d'onde et de 0,06 pour le rayonnement atmosphérique de grande longueur d'onde.

Les feuilles absorbent fortement le rayonnement visible (0,5 µm) et n'absorbent que peu de rayonnement dans le proche infrarouge (1 µm). Elles ont une faible réflectance dans le domaine visible et une forte dans le proche infrarouge. On utilise cette propriété pour mesurer à partir de satellites les zones de la surface de la Terre recouvertes de végétation.

La mesure de la différence de réflectance dans le rouge et le proche infrarouge donne une indication sur la présence de surfaces végétales photosynthétiquement actives. Les couverts végétaux en général transmettent, absorbent et réfléchissent le rayonnement solaire. La figure 5 présente les spectres de réflectance et de transmittance de feuilles de blé du visible à l'infrarouge moyen. En première approximation, la lumière transmise peut être piégée en grande partie par le couvert végétal et, de ce fait, être considérée comme absorbée. Afin de simplifier les estimations énergétiques, on définit un facteur d'absorption moyen qui intègre les variations de longueur d'onde et d'angle d'incidence, ce qui permet

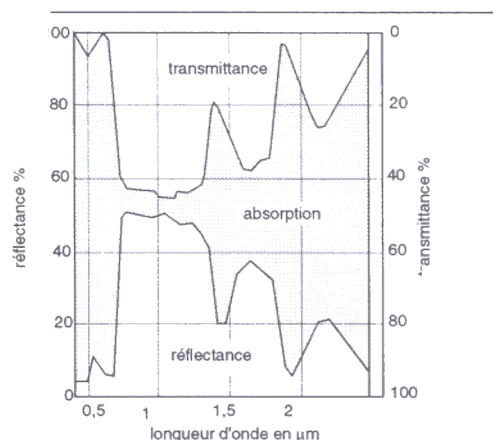
Figure 4



**Réflectance spectrale pour un couvert végétal de soja et un sol nu.**

Source : d'après la lettre d'information de la Météorologie nationale, *Atmosphère*, n° 5, mai 1990.

Figure 5



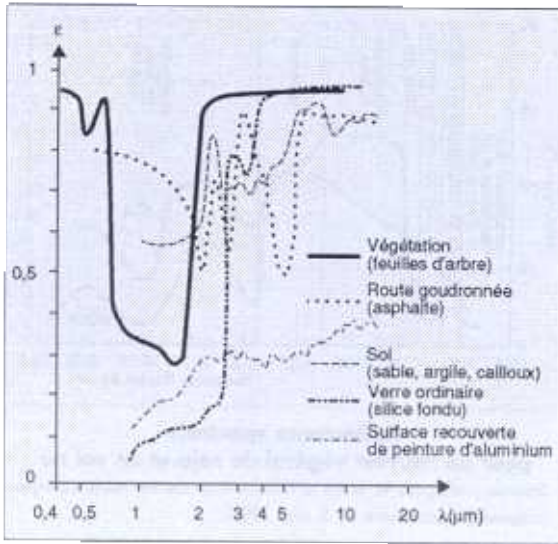
**Propriétés optiques d'une feuille de blé en fonction de la longueur d'onde.**

Source : d'après G. Guyot, *Application à la télédétection.*

de travailler pratiquement à l'aide du seul éclairage énergétique dû au rayonnement global incident. Dans la littérature, on trouve pour l'albédo les valeurs suivantes :

forêt tropicale	0,12	
forêt	0,06 à 0,20	
pierres, rochers	0,15 à 0,25	
sol cultivé	0,07 à 0,14	
herbes, cultures	0,12 à 0,25	
sahara	0,30	
pays tempéré	0,20	
mer	0,05 à 0,40	(faible hauteur du soleil)
pays nordique	0,50	
neige fraîche	0,80	

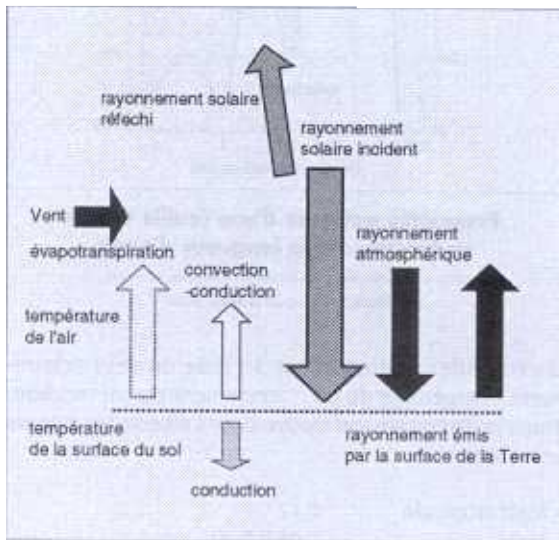
Figure 6



**Émissivité de quelques matériaux, d'après la relation de Kirchoff (voir dossier « Effet de serre de l'atmosphère »).**

$1 = \alpha + \rho + \tau$ , si la transmission est nulle on a  $1 = \alpha + \rho$ , d'où  $1 - \rho = \alpha$  et comme  $\alpha = \epsilon$ , on passe de la connaissance de l'émissivité à la réflectance par cette relation.

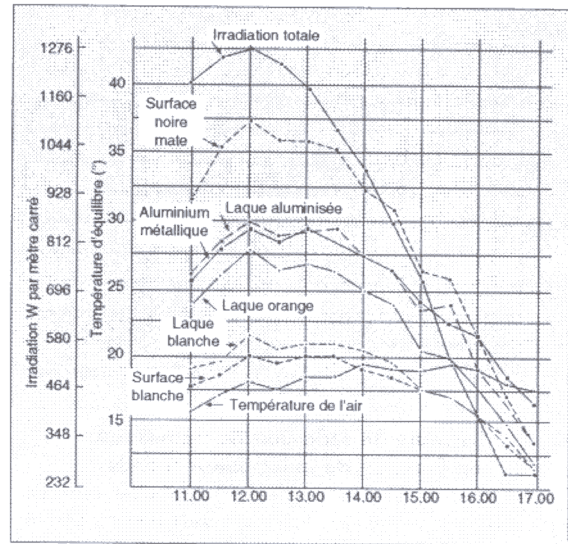
Figure 7



**Principaux échanges d'énergies entre la surface du sol et son environnement.**

- le flux de chaleur sensible, quantité de chaleur qui s'écoule entre la surface du sol et l'atmosphère et par conduction avec le sol ;
- le flux d'évapotranspiration ;
- le rayonnement net = rayonnement solaire + le rayonnement atmosphérique + le rayonnement émis par le sol.

Figure 8



**Température d'équilibre pour différentes surfaces.**

Source : d'après F. Kreith, *Transmission de la chaleur en thermodynamique*, Masson, 1967.

L'albédo des nuages est le rapport entre l'énergie reçue et l'énergie rétrodiffusée, c'est-à-dire qu'une partie de ce qui est diffusé est renvoyée à l'espace, le reste étant transmis jusqu'au sol. On trouve les valeurs suivantes pour des nuages typiques :

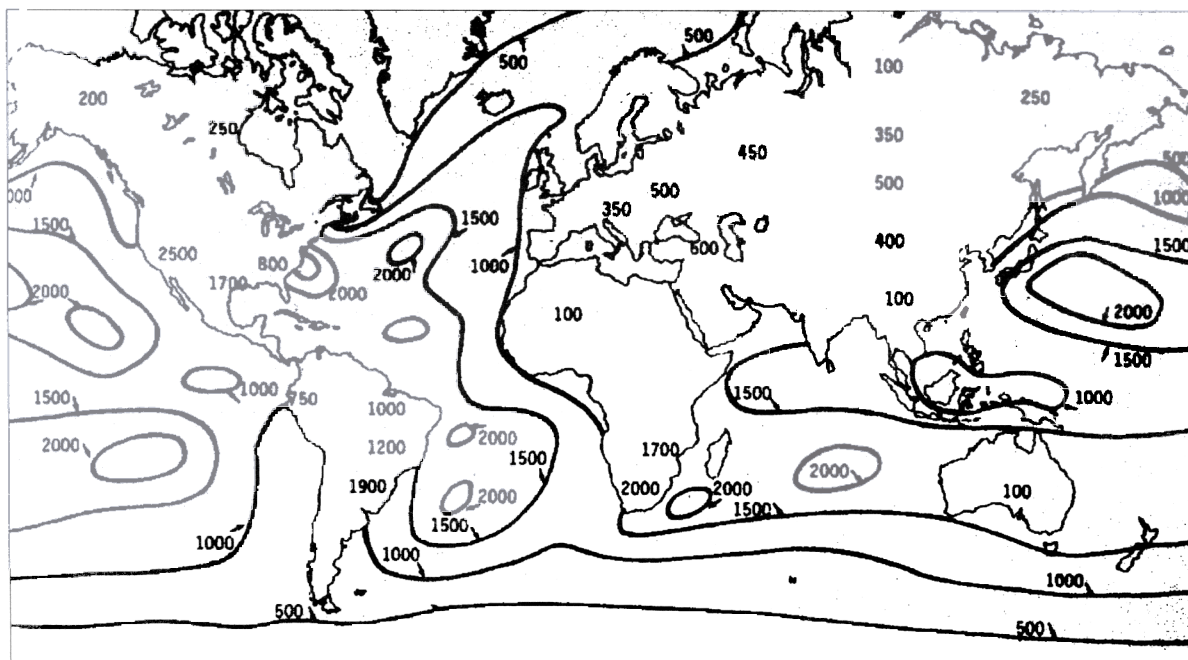
stratus d'épaisseur	100 m	0,4
	300 m	0,6
	500 m	0,7 à 0,75
- sommet de cumulus		0,83

## Albédo et température des surfaces

Un corps solide opaque placé sur le sol reçoit de l'énergie solaire (rayonnement qui varie de 0 W/m<sup>2</sup> à 1 000 W/m<sup>2</sup>) et du rayonnement atmosphérique (rayonnement infrarouge qui varie de 250 W/m<sup>2</sup> à 450 W/m<sup>2</sup>, voir dossier « Effet de serre de l'atmosphère »), comme on peut le voir sur la figure 7. Une partie de l'énergie solaire est absorbée, le reste est réfléchi. La surface exposée perd de l'énergie thermique par rayonnement infrarouge, par convection et conduction avec l'air si celui-ci possède une température inférieure à celle de la surface, par évaporation si elle est humide et par conduction vers le corps si celui-ci est moins chaud.

À l'équilibre thermique, l'énergie reçue est égale à l'énergie perdue. Le corps reçoit de l'énergie solaire dont le spectre de rayonnement s'étend entre 0,3 μm et 3 μm (45 % de l'énergie est située dans le visible 0,4 μm à 0,7 μm et 50 % pour la bande au-dessus de

Figure 9



#### Carte des distributions de l'évaporation à la surface du sol ( mm/an).

L'évaporation (comme les précipitations) est exprimée en mm/an. Sur les océans, elle est environ deux fois plus importante que sur les continents. Elle est la plus importante au-dessus de l'océan Indien (1 294 mm/an) et la plus faible au-dessus du continent arctique (28 mm/an). Sur les continents, la forêt amazonienne évapore 946 mm/an. En zone aride, la réserve d'eau et la pluviosité limitent fortement l'évapotranspiration. En Europe, l'évaporation est égale en moyenne à 375 mm/an.

Source : d'après Y. Tardy, *Le Cycle de l'eau*, Masson, 1986.

0,8  $\mu\text{m}$  ; 99 % de l'énergie solaire est contenue entre 0,35  $\mu\text{m}$  et 3  $\mu\text{m}$ ). Et il émet dans la bande des grandes longueurs d'onde. La figure. 8 montre tout d'abord que les surfaces qui possèdent un facteur d'absorption élevé dans le visible, c'est-à-dire qui sont foncées (par exemple le noir mat) atteignent des températures d'équilibre plus élevées que celles qui ont un facteur d'absorption plus faible (qui sont donc plus claires, telle la peinture blanche)

Nous allons estimer l'influence de l'absorption sur la température d'équilibre pour une configuration proche de celle de la manipulation. Dans cette expérience, deux plaques métalliques peintes en noir mat pour l'une et en blanc brillant pour l'autre, sont exposées à l'éclairement d'un projecteur. La puissance du rayonnement visible et proche infrarouge émis par le projecteur est d'environ 300  $\text{W}/\text{m}^2$  sur les deux surfaces. On néglige les pertes thermiques par conduction vers le bas, car les surfaces inférieures sont isolées. Sur leur face supérieure, ces plaques échangent de l'énergie par convection et rayonnement.

Pour les échanges par convection, on estime le flux échangé à l'aide des lois empiriques suivantes :

$\Phi_{\text{conv}} = h_{\text{conv}} (T_s - T_{\text{air}})$  en  $\text{W}/\text{m}^2$  avec :

$h_{\text{conv}}$  : coefficient d'échange par convection que l'on prend ici égal à 11  $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  ;  $T_s$  : température de la surface et  $T_{\text{air}}$  : celle de l'air ambiant.

Pour le rayonnement infrarouge de grande longueur d'onde en linéarisant les échanges et en supposant que toutes les surfaces vues par les plaques métalliques (et émettant du rayonnement IR) sont à la température de l'air ambiant, l'expression du flux est :

$\Phi_{\text{IR}} = h_{\text{IR}} (T_s - T_{\text{air}})$  en  $\text{W}/\text{m}^2$  avec :

$h_{\text{IR}} = 4 \cdot \epsilon \cdot \sigma \cdot T^3$  dont la valeur approchée est de 6  $\cdot \epsilon$  en  $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$  ;  $\epsilon$  = émissivité de la surface. Avec les peintures utilisées dans l'expérience, l'émissivité (IR) vaut environ 0,9, quelle que soit la couleur de la peinture. On a donc :

$h_{\text{IR}} = 5,4 \cdot \text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ .

Le flux du rayonnement visible absorbé par une surface est égal à  $\alpha \cdot \Phi_{\text{vis}}$  avec  $\alpha$  : coefficient d'absorption (= 1 - albédo) ;  $\Phi_{\text{vis}}$  : flux du rayonnement visible et proche IR.

À l'équilibre thermique, on a l'égalité entre le rayonnement visible absorbé et les flux échangés par convection et le rayonnement IR :  $\alpha \cdot \Phi_{\text{vis}} = \Phi_{\text{conv}} + \Phi_{\text{IR}}$  soit :  $\alpha \cdot \Phi_{\text{vis}} = (T_s - T_{\text{air}}) (h_{\text{conv}} + h_{\text{IR}})$  d'où :

$T_s - T_{\text{air}} = \alpha \cdot \Phi_{\text{vis}} / (h_{\text{conv}} + h_{\text{IR}})$

$T_s - T_{\text{air}} = \alpha \cdot 300 / (11 + 5,5)$

$T_s - T_{\text{air}} = 18 \cdot \alpha$ .

Pour la peinture noire ( $\alpha = 0,9$ ), on obtient :  $T_s - T_{\text{air}} = 16,2 \text{ } ^\circ\text{C}$ .

Et pour la peinture blanche ( $\alpha = 0,85$ ) :  $T_s - T_{\text{air}} = 4,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ .

## Influence de l'émissivité sur la température de surface

Par ailleurs la figure 8 montre également que l'absorption du rayonnement solaire n'est pas le seul paramètre intervenant dans la température d'équilibre de la surface : l'émissivité joue également un rôle important. Alors que la peinture blanche et une surface aluminisée ont un albédo proche, la température d'équilibre de la surface aluminisée est plus élevée. En effet, cette surface a une émissivité plus faible, donc une perte par rayonnement IR plus faible et, par conséquent, une température d'équilibre plus élevée.

## Influence de l'évaporation sur les températures du sol

Pour une couleur donnée, la température de surface sera également fortement modifiée selon que la surface est sèche ou humide. L'évaporation de l'eau est un phénomène qui absorbe beaucoup d'énergie. La chaleur latente d'évaporation  $L$  ou l'énergie qu'il faut fournir pour évaporer une unité de masse d'eau est de l'ordre de :  $L = 2,5 \cdot 10^6$  J/Kg.

Rapport des facteurs moyens d'absorption et d'émission pour des matériaux soumis au rayonnement solaire,  $a$  étant le facteur d'absorption du rayonnement solaire et  $e$  le facteur d'émission du rayonnement par les matériaux.

	$a$	$e$
aluminium poli	0,19	0,042
aluminium oxydé	0,42	0,76
peinture blanche	0,18 à 0,24	0,82 à 0,91
peinture noire	0,85 à 0,98	0,88 à 0,92
peinture aluminium	0,26 à 0,29	0,22 à 0,27

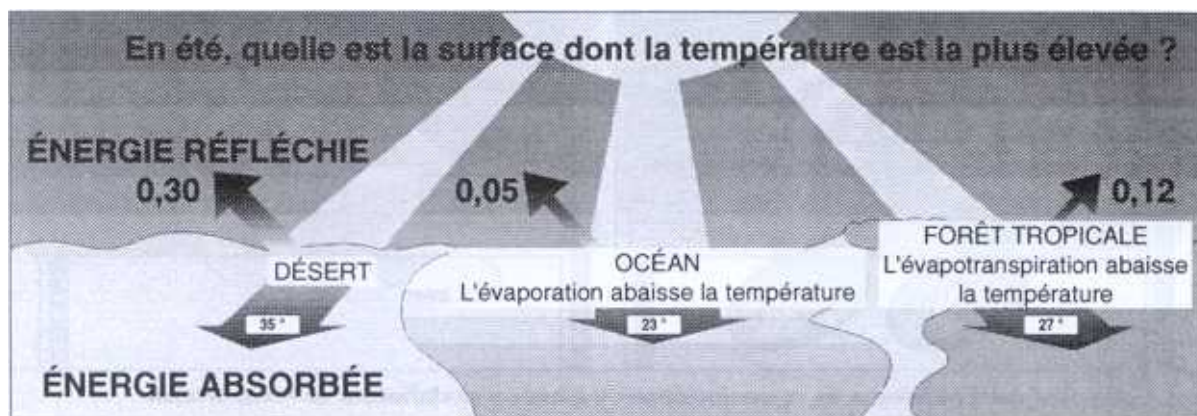
Source : d'après J. Caniou, *L'Observation et le Mesurage par thermographie*, AFNOR, Paris, 1991.

Pour un taux d'évaporation de 3 mm d'eau par jour,  $m = 3,5 \cdot 10^{-5}$  Kg/sec/m<sup>2</sup>, il faut fournir une puissance :  
 $\Phi_{\text{évap}} = L \cdot m = 2,5 \cdot 10^6 \cdot 3,5 \cdot 10^{-5} = 50$  W/m<sup>2</sup>.  
Ainsi pour deux surfaces de même couleur et de même émissivité, la surface humide sera refroidie par évaporation et aura donc une température d'équilibre plus basse que celle qui est sèche.



## 2. Description de la manipulation

Figure 10



« Influence de l'évaporation sur les températures du sol », détail des informations sous les volets.

Cette manip comprend deux facettes : la première porte sur l'albédo et la seconde sur l'influence de l'évaporation sur les températures du sol.

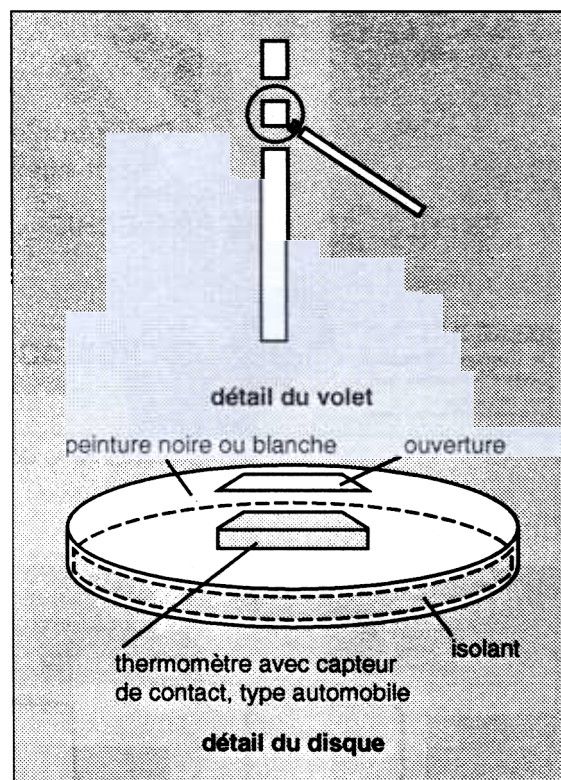
Figure 11

### Albédo

Éclairés par une lampe halogène de 500 W, deux disques en aluminium peints en noir mat pour l'un et en blanc brillant pour l'autre se réchauffent différemment. Le public, en touchant des deux mains les deux disques à la fois, perçoit facilement la différence de température. Dans chaque disque, un thermomètre donne la température de la surface.

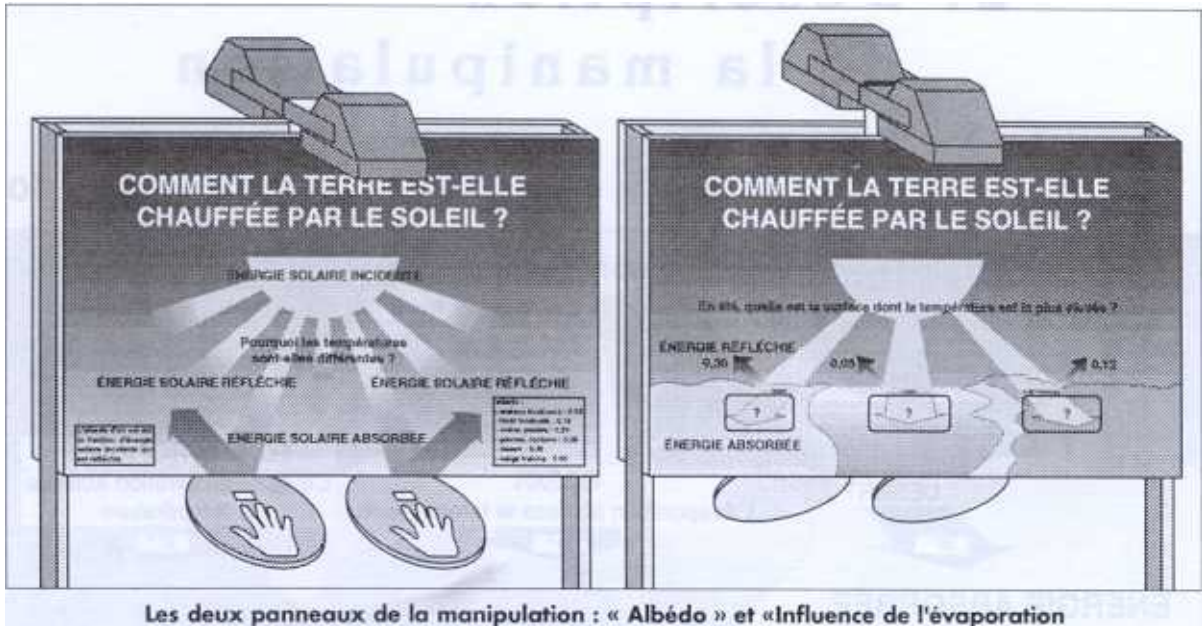
### Influence de l'évaporation sur les températures du sol

On pose une question : « À la même latitude et en été, quelle est la surface dont la température est la plus chaude ? » Le visiteur a le choix entre le sol du Sahara, la surface de la mer et le couvert de la forêt tropicale. Pour compliquer le problème, on a tracé la partie d'énergie réfléchi. Pour trouver la réponse, le visiteur soulève des volets. À ce panneau interactif, il faut joindre, en dessous, un panneau explicatif car le public qui a mal répondu demande des explications.



« Influence de l'évaporation sur les températures du sol », description technique des disques et volets.

Figure 12



136

Figure 13

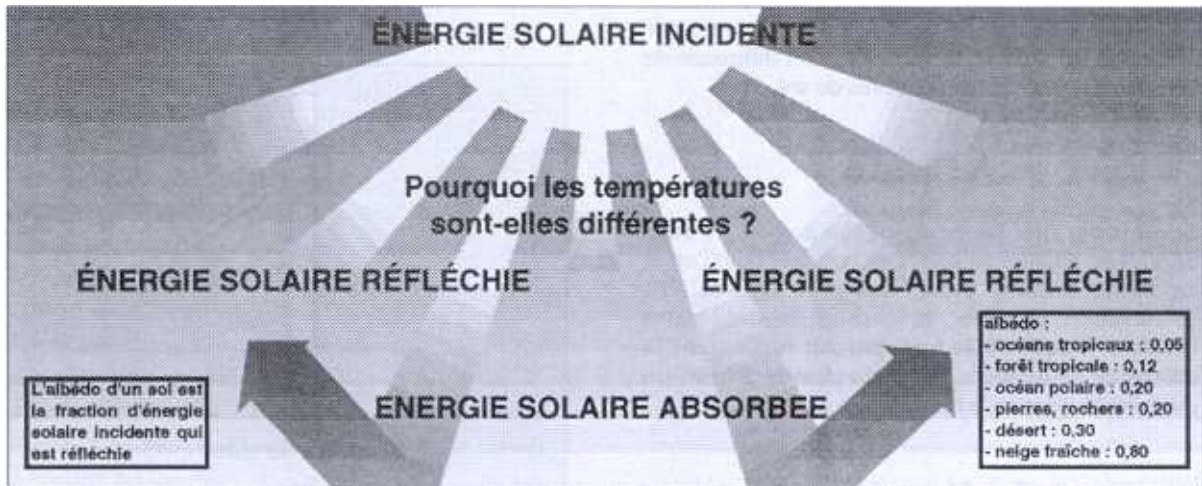
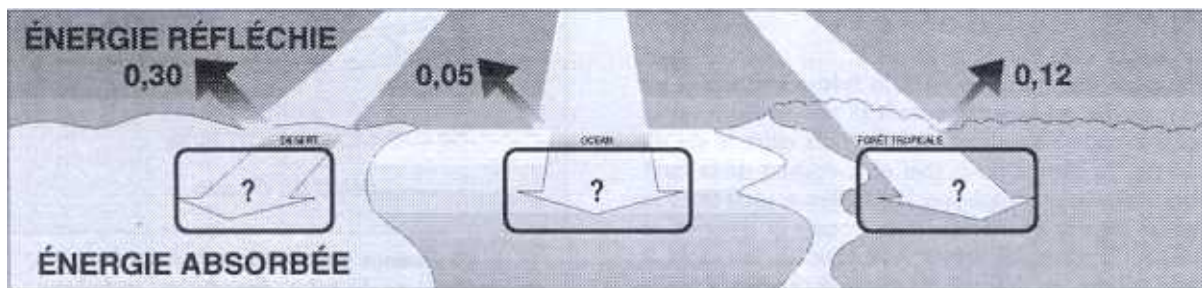


Figure 14

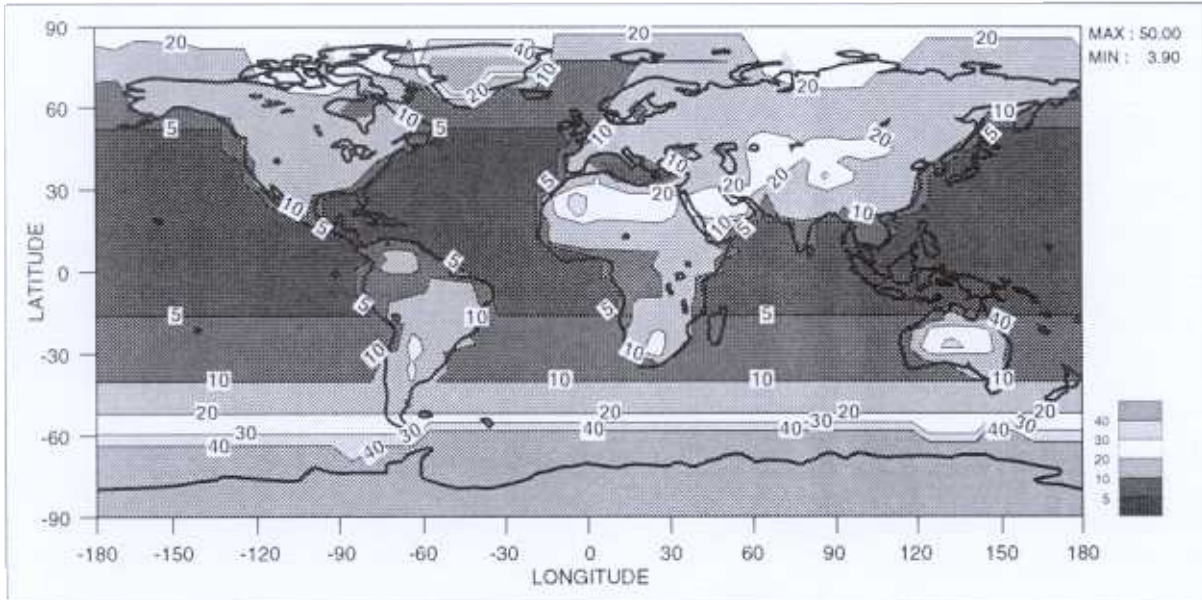


### 3. Exploitation pédagogique

On peut accompagner cette manipulation de cartes qui établissent une relation entre la température du

sol et l'albédo. Aux deux cartes ci-dessous, il faut joindre la carte de l'ensoleillement et de la végétation.

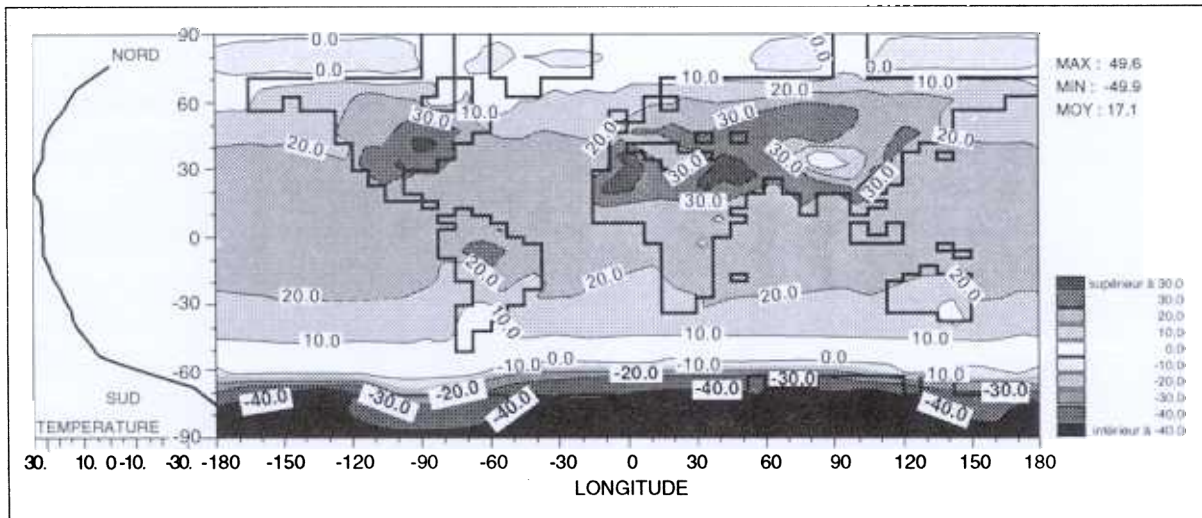
Figure 15



**Albédo en % du sol au mois de juillet.**

Carte établie par le Laboratoire de météorologie dynamique (LMD) CNRS.

Figure 16



**Températures du sol au mois de juillet.**

Carte établie par le Laboratoire de météorologie dynamique (LMD) CNRS.