



Physique de l'atmosphère, télédétection et géophysique spatiale L3 Géosciences fondamentales

Stéphane Jacquemoud (20-Feb-06)

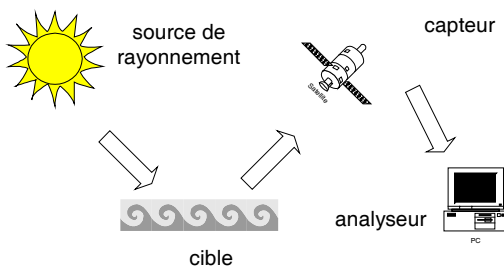
Ce cours est une introduction à la télédétection destinée aux étudiants de troisième année de la licence *Sciences de la Terre, de l'environnement et des planètes*. Il en présente les bases physiques mais pas seulement puisque des notions de climatologie, physique de l'atmosphère, etc. sont aussi abordées.

I. Définitions et historique

I.1 Définition

Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance sans contact matériel avec ceux-ci

Cette définition pourrait inclure des méthodes gravimétriques, magnétiques ou acoustiques, mais pour des raisons historiques – la télédétection moderne est née de la photographie aérienne – elle est devenue la détection d'objets par l'intermédiaire des **ondes électromagnétiques**.



La télédétection est certainement l'une des plus vieilles activités de l'homme, qu'il s'agisse de l'observation visuelle de son environnement proche ou de l'observation à l'oeil nu des étoiles et des planètes. Elle implique aujourd'hui une maîtrise des nombreux processus physiques qui interviennent tout le long de la chaîne de mesure : **source de rayonnement, propagation, interaction onde / matière, réception, traitement du signal**. Les principaux produits de la télédétection sont des **images numériques** utilisées pour des recherches fondamentales en

géophysique au sens large (géographie, géologie, océanographie, physique de l'atmosphère) ou pour des applications dérivant de ces disciplines (ressources terrestres minérales et végétales, pollution), mais cet outil a bien d'autres applications dans le domaine de l'environnement.

I.2 Quelques dates

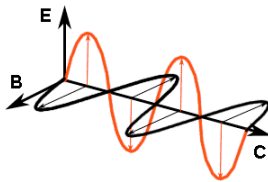
- 1783 premier vol en ballon avec un être humain à son bord par François Pilâtre de Rozier
- 1837 invention de la plaque photographique par Louis Daguerre
- 1903 les frères Auguste et Louis Lumière inventent l'autochrome, plaque teintée des trois couleurs fondamentales
- 1935 mise sur le marché de la première pellicule couleur diapositive Kodachrome par Kodak
- 1942 premier film commercial infrarouge
- 1960 mise en orbite du premier satellite météorologique : **TIROS 1** (*Television and Infrared Observation Satellite*)
- 1961 Youri Gagarine est le premier homme à voler dans l'espace à bord de **Vostok 1**
- 1962 survol de Vénus par **Mariner 2**
- 1965 survol de Mars par **Mariner 4**
- 1972 mise sur orbite du premier satellite de télédétection des ressources terrestres : **ERTS 1–MSS** (*Earth Resources Technology Satellite – Multi-Spectral Scanner*)
- 1977 lancement de **Météosat F1**

- 1986 premier satellite de télédétection français : **SPOT 1–HRV** (*Satellite Probatoire d'Observation de la Terre – High Resolution Visible*)
- 1991 premier radar à synthèse d'ouverture de télédétection des ressources terrestres : **ERS 1–AMI** (*Earth Resources Satellite – Active Microwave Instrument*)
- 1996 premier capteur multidirectionnel : **ADEOS–POLDER** (*Advanced Earth Observing Satellite – Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances*)
- 1999 plate-forme spatiale **Terra–ASTER/CERES/MISR/MODIS/MOPITT** (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer / Clouds and the Earth's Radiant Energy System / Multi-angle Imaging SpectroRadiometer / MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer / Measurements Of Pollution In The Troposphere*)
- 2002 lancement de **MSG 1** (*Meteosat Second Generation*)
- ...
- 2006 lancement du satellite **ALOS–PRISM/AVNIR 2/PALSAR** (*Advanced Land Observing Satellite – Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping / Advanced Visible and Near Infrared Radiometer 2 / Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*)

II. Quelques bases physiques

II.1 Le rayonnement électromagnétique

Le rayonnement électromagnétique est constitué d'un champ électrique \vec{E} et d'une induction magnétique \vec{B} . Ces deux champs sont orthogonaux entre eux et orthogonaux à la direction de propagation \vec{C} ; ils se déplacent à la vitesse de la lumière. Le rayonnement électromagnétique est caractérisé par cinq quantités dépendant du temps et susceptibles d'apporter une partie de l'information recherchée :

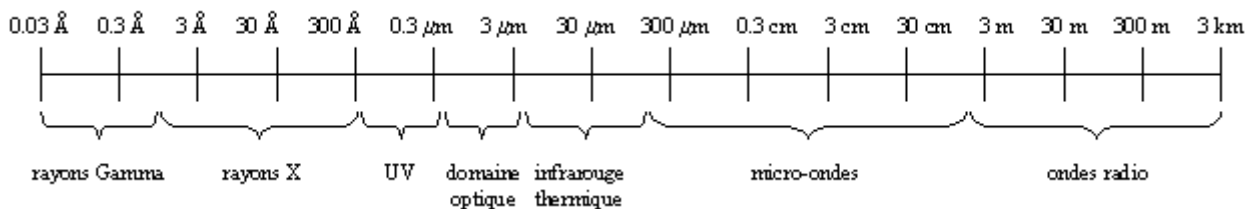


- la direction de propagation \vec{C}
- l'intensité I_0
- la longueur d'onde λ (ou fréquence $\nu = c/\lambda$ ou nombre d'onde $\sigma = 1/\lambda$)
- la polarisation (parallèle ou perpendiculaire)
- la phase

La quantité d'énergie transportée par un photon est proportionnelle à la longueur d'onde : $q = h \frac{c}{\lambda} = h\nu$ avec h la constante de Planck ($6,625 \times 10^{-34}$ W s²).

II.2 Le spectre du rayonnement électromagnétique

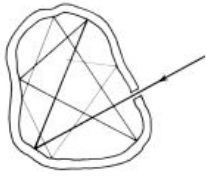
Le domaine dans lequel la longueur d'onde des ondes électromagnétiques peut varier est très vaste et correspond au **spectre du rayonnement électromagnétique**. Une partie seulement de ce spectre est utilisée en télédétection en raison de l'absorption du rayonnement électromagnétique par l'atmosphère. Par exemple, l'atmosphère est opaque aux rayons X et Gamma, aux ultraviolets, ainsi qu'aux rayonnements de longueurs d'onde comprises entre 14 μm et 1 mm. Les principales zones dans lesquelles des mesures sont possibles en télédétection sont :



- le **domaine optique** ou **domaine solaire** comprenant le **visible** (**violet** : 400–446 nm / **bleu** : 446–500 nm / **vert** : 500–578 nm / **jaune** : 578–592 nm / orange : 592–620 nm / **rouge** : 620–700 nm), le **proche infrarouge** (700–1200 nm) et le **moyen infrarouge** (1200–3000 nm) : les données acquises par télédétection sont corrélées aux quantités de rayonnement solaire réfléchies par les objets ou matériaux à la surface terrestre. Ce rayonnement est en partie intercepté par l'atmosphère.
- l'**infrarouge thermique** (3–100 μm) : les signatures spectrales des objets dépendent de leur température de surface. L'atmosphère absorbe les rayonnements de longueurs d'onde comprises entre 13 et 100 μm .

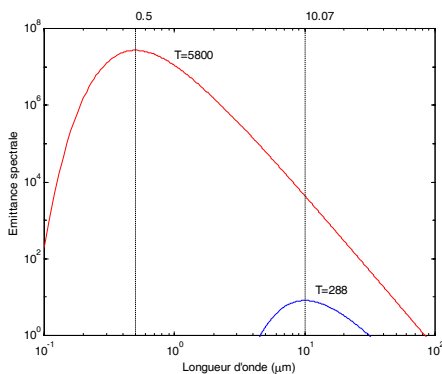
- les **hyperfréquences** ou **micro-ondes** (0.1 mm – 1 m) : entre 0.1 mm et 1 cm, les composants de l'atmosphère (surtout H₂O et O₂) absorbent sélectivement le rayonnement électromagnétique de sorte que ce domaine est utilisé pour les sondages atmosphériques. En revanche, l'atmosphère n'absorbe plus le rayonnement de longueurs d'onde supérieures à 2 cm, rendant possible une télédétection à travers les nuages.

II.3 Les sources de rayonnement



On distingue les sources naturelles (Soleil, surface terrestre, atmosphère) des sources artificielles (radars, lidars). Dans le premier cas, on parle de **télédétection passive**, dans le second, de **télédétection active**. Tous les objets émettent et absorbent du rayonnement en permanence. Un corps qui absorbe intégralement le rayonnement qu'il reçoit est un **corps noir**. Dans ces conditions, le flux réfléchi est nul et le flux partant est seulement constitué du flux émis. On peut simuler un corps noir avec un **radiateur de Planck**, sphère creuse percée d'une petite ouverture :

l'absorption totale du rayonnement incident entraîne une élévation de l'énergie interne du corps noir et une émission d'un rayonnement dont la longueur d'onde et l'intensité sont fonction de sa température. Si le corps noir est une surface parfaitement diffusante, l'énergie rayonnée dans l'espace par unité de surface doit être égale à l'énergie absorbée lorsqu'il y a **équilibre thermique**. La formulation de la **luminance énergétique spectrale** du corps noir $L_e(\lambda, T)$, exprimée en $W m^{-2} \mu m^{-1} sr^{-1}$, est donnée par la **loi de Planck** :



$$L_e(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right]} \quad [2.1]$$

avec λ = longueur d'onde (en m)
 T = température absolue (en K)
 h = constante de Planck ($6.625 \times 10^{-34} W s^2$)
 c = vitesse de la lumière dans le vide ($2.998 \times 10^8 m s^{-1}$)
 k = constante de Boltzmann ($1.38 \times 10^{-23} J K^{-1}$)

Loi du déplacement de Wien : d'après la loi de Planck, la luminance énergétique spectrale $L_e(\lambda, T)$ d'un corps noir en fonction de la longueur d'onde tend vers 0 quand $\lambda \rightarrow 0$ ou $\lambda \rightarrow \infty$ et présente un maximum à une longueur d'onde λ_{max} obtenue en annulant la dérivée première de $L_e(\lambda, T)$ par rapport à la longueur d'onde (voir Annexe A) :

$$\frac{dL_e(\lambda, T)}{d\lambda} = 0 \Rightarrow \lambda_{max} T = 2.897 \times 10^{-3} mK \quad [2.2]$$

Ainsi, la longueur d'onde du maximum d'émission d'un corps ayant une température moyenne de 5800 K (Soleil) est 499 nm, celle d'un corps ayant une température moyenne de 288 K (Terre) est 10 μm , tandis qu'à 3 K (rayonnement spatial fossile), le maximum d'émission est à 1 mm.

Loi de Stefan-Boltzmann : la luminance énergétique totale d'un corps noir, exprimée en $W m^{-2} sr^{-1}$, est calculée en intégrant $L_e(\lambda, T)$ sur toutes les longueurs d'onde (voir Annexe B) :

$$L_e(T) = \int_{\lambda=0}^{\infty} L_e(\lambda, T) d\lambda \quad [2.3]$$

Le rayonnement du corps noir étant isotrope, $L_e(T)$ ne dépend pas des directions. On introduit la notion d'**exitance totale** $M(T)$, puissance totale rayonnée par unité de surface du corps noir et exprimée en $W m^{-2}$:

$$M(T) = \int_{\Omega} L_e(T) \cos \theta d\Omega = L_e(T) \int_{\theta=0}^{\pi/2} \int_{\varphi=0}^{2\pi} \cos \theta \sin \theta d\theta d\varphi = \pi L_e(T) = \sigma T^4 \quad [2.4]$$

avec σ la **constante de Stefan-Boltzmann** ($5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$). On constate que l'exitance totale dépend seulement de la puissance quatrième de la température absolue. Cette grandeur est rarement mesurable car elle correspond à l'ensemble du rayonnement émis par le corps noir dans toutes les longueurs d'onde du spectre. Le Soleil peut être

assimilé à un corps noir dont la température de surface¹ est de 5800 K. Si l'on fait le rapport entre la puissance émise par le Soleil et celle émise par la Terre, soit $5800^4 / 288^4 = 1,64 \times 10^5$, on constate que l'énergie rayonnée par la Terre est insignifiante par rapport à celle rayonnée par le Soleil.

Notion de corps gris : un corps noir est un corps idéal. Dans la nature et à température égale, la plupart des surfaces émettent moins qu'un corps noir car elles n'absorbent pas entièrement le rayonnement électromagnétique : $M(T) = \varepsilon \sigma T^4$ avec ε l'émissivité comprise entre 0 et 1. On parle de **corps gris**. L'émissivité, rapport entre l'exitance énergétique d'un corps gris et celle du corps noir à la même température, est égale à l'absorptance : $\varepsilon = A$. La surface terrestre qui se rapproche le plus d'un corps noir est l'eau ; en effet, elle absorbe la majorité du rayonnement solaire reçu dans le visible et le proche infrarouge et émet un rayonnement thermique qui se rapproche beaucoup de celui d'un corps noir théorique parfait. La neige, les roches très sombres comme le basalte ou l'asphalte sont aussi de bons corps noirs.

Type de surface	Emissivité	Type de surface	Emissivité	Type de surface	Emissivité
eau	0,92 – 0,97	sable sec	0,84 – 0,90	prairie	0,90 – 0,95
neige fraîche	0,90 – 0,99	sol argileux sec	0,95	forêt de conifères	0,97 – 0,99

Ex couvert de blé : $M = 400 \text{ W m}^{-2}$

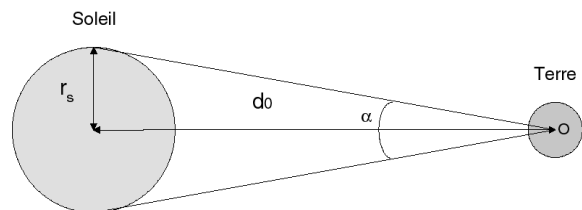
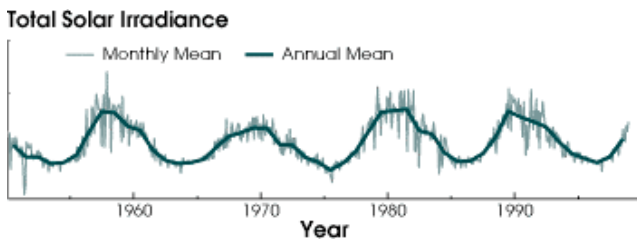
$$\varepsilon = 0,90 \Rightarrow T = 24,5 \text{ °C} ; \varepsilon = 0,95 \Rightarrow T = 20,5 \text{ °C} ; \varepsilon = 0,99 \Rightarrow T = 17,4 \text{ °C}$$

Remarque les détecteurs radiométriques dans l'infrarouge thermique sont gradués en températures équivalentes de corps noirs. Ils indiquent la température qu'aurait l'objet s'il était un corps noir \Rightarrow notion de **température de brillance** $T_b = \varepsilon^{1/4} T$.

II.4 La constante solaire

Le soleil peut être assimilé à un corps noir dont la température de surface T_{sun} est celle de la photosphère, soit environ 5800 K. Son exitance totale $M(T_{sun})$ est donnée par la loi de Stefan-Boltzmann [2.4]. Par définition, la **constante solaire** C_0 est la puissance totale rayonnée par le Soleil à la **limite supérieure de l'atmosphère**, sur une **surface unité perpendiculaire aux rayons solaires**, pour une **distance Soleil–Terre moyenne**. Exprimée en W m^{-2} , elle contribue très largement au bilan radiatif à la surface de la Terre : on estime qu'une augmentation de 1% de la constante solaire, maintenue pendant au moins dix ans, élèverait la température moyenne de la surface terrestre d'environ 1 ou 2 degrés.

Entre 1969 et 1980 plusieurs séries de mesures ont été effectuées par des radiomètres installés sur des fusées ou des ballons stratosphériques : on a ainsi mesuré $1368,1 \pm 0,5 \text{ W m}^{-2}$ le 29 juin 1976 et $1373,4 \pm 0,5 \text{ W m}^{-2}$ le 16 novembre 1978. Des satellites artificiels comme **ERBS** (*Earth Radiation Budget Satellite*) ou **UARS** (*Upper Atmosphere Research Satellite*) ont depuis été mis en orbite terrestre pour la mesurer en permanence avec une grande précision. Ils ont mis en évidence les faibles variations de la constante solaire liées à la rotation du Soleil sur lui-même et au cycle d'activité de onze ans du Soleil.



Il est cependant possible de la calculer en écrivant que C_0 est l'exitance totale du Soleil, multipliée par sa surface, divisée par la surface d'une sphère de rayon égal à la distance moyenne Terre–Soleil :

$$C_0 = \sigma T_{sun}^4 \frac{4\pi r_{sun}^2}{4\pi d_0^2} \quad [2.5]$$

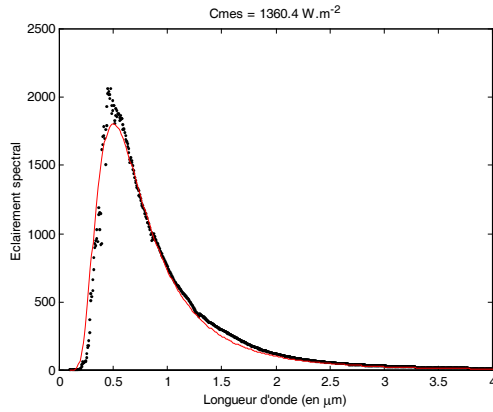
Soit α le **diamètre apparent** du Soleil : il s'agit de l'angle sous lequel un observateur placé au centre de la Terre voit le disque solaire. La distance de la Terre au Soleil variant au cours du temps, α varie aussi, passant par un

¹ On parle souvent à tort de surface du Soleil. Une surface est en effet la limite entre deux milieux de nature différente. Dans le Soleil, toute la matière est gazeuse, ou plus exactement sous forme de plasma, mélange d'atomes ionisés, d'électrons libres et de rayonnement. La photosphère est la couche externe d'où provient l'essentiel du rayonnement solaire et dont l'épaisseur est évaluée à 500 km environ.

maximum le 22 décembre (solstice d'hiver) et par un minimum le 22 juin (solstice d'été). Elle varie aussi légèrement en fonction de l'activité du Soleil qui suit un cycle de 11 ans.

22 Jan	22 Feb	22 Mar	22 Apr	22 May	22 Jun	22 Jul	22 Aug	22 Sep	22 Oct	22 Nov	22 Dec
0,5419°	0,5386°	0,5342°	0,5297°	0,5264°	0,5250°	0,5264°	0,5297°	0,5342°	0,5386°	0,5419°	0,5431°
1435,5	1419,6	1393,4	1372,6	1352,0	1346,8	1352,0	1372,6	1393,4	1419,6	1435,5	1440,8

L'angle α étant petit, on peut simplifier l'équation [2.5] :

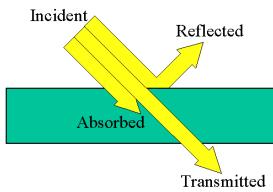


$$\tan \frac{\alpha}{2} = \frac{r_{sun}}{d_0} \Rightarrow \frac{\alpha}{2} = \frac{r_{sun}}{d_0} \Rightarrow r_{sun} = \frac{\alpha d_0}{2} \Rightarrow C_0 = \sigma T_{sun}^4 \frac{\alpha^2}{4} \quad [2.6]$$

En moyenne, $\alpha = 0,5342^\circ$ si bien que la constante solaire C_0 avoisine $1394,4 \text{ W m}^{-2}$. Il existe, parmi d'autres, une relation empirique permettant de calculer la constante solaire à un jour j donné de l'année² en fonction de la moyenne annuelle :

$$C_0(j) = (1 + 0.033 \cos \frac{360 \times j}{365}) \times C_0 \quad [2.7]$$

III. Interactions onde / matière



Dans le domaine optique les capteurs de télédétection, terrestres ou spatiaux, mesurent le rayonnement électromagnétique émis par le Soleil et ayant interagi avec une cible. Le rayonnement incident peut être soit **réfléchi**, soit **transmis**, soit **absorbé** selon des modalités extrêmement variées. Le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente est appelé **réflectance** et noté R ; le rapport entre l'énergie transmise et l'énergie incidente est appelé **transmittance** et noté T ; enfin le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie incidente est appelé **absorptance** et noté A .

$$R = \frac{E_{\text{réfléchi}}}{E_{\text{incidente}}}, T = \frac{E_{\text{transmise}}}{E_{\text{incidente}}} \text{ et } A = \frac{E_{\text{absorbée}}}{E_{\text{incidente}}} \quad [3.1]$$

Le principe de conservation de l'énergie nous enseigne qu'à chaque instant l'énergie incidente est égale à la somme des énergies réfléchie, transmise et absorbée. Ceci se traduit par :

$$E_{\text{incidente}} = E_{\text{réfléchi}} + E_{\text{transmise}} + E_{\text{absorbée}} \Rightarrow R + T + A = 1 \quad [3.2]$$

Les **propriétés optiques** de la cible vont découler de ces trois types d'interactions.

III.1 Absorption du rayonnement électromagnétique

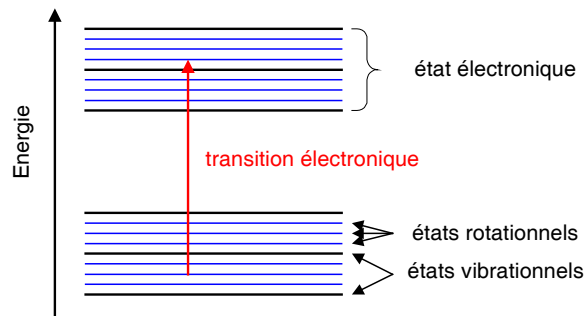
L'énergie des molécules ne peut prendre que des **valeurs discrètes** correspondant à des **niveaux énergétiques**. On représente souvent ces niveaux par un diagramme dans lequel chaque état est figuré par un trait horizontal. L'absorption d'un rayonnement de fréquence ν permet à une molécule de passer d'un état d'énergie E_1 à un état d'énergie E_2 supérieur :

$$\Delta E = E_2 - E_1 = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad [3.3]$$

avec h la constante de Planck et c la vitesse de la lumière dans le vide. Le rayonnement absorbé sert à modifier l'énergie interne des corps, par exemple en augmentant leur température, ou à des réactions photochimiques plus spécialisées comme la photosynthèse. Les molécules possèdent une **énergie électronique** E_e , quantifiée comme pour les atomes,

² $j = 1, 32, 60, 91, 121, 152, 182, 213, 244, 274, 305, 335$ le premier jour de chaque mois de 2006 par exemple.

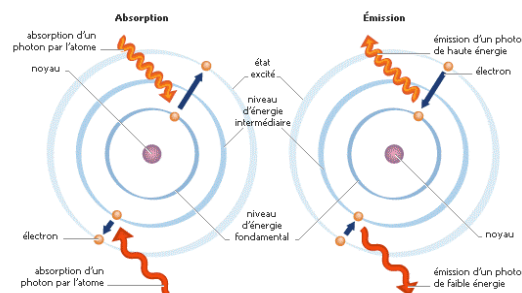
mais aussi une **énergie de vibration** E_v et une **énergie de rotation** E_r , elles aussi quantifiées. Une bonne approximation de l'énergie totale E_t est donnée par la relation : $E_t = E_e + E_v + E_r$. A chaque état électronique correspondent plusieurs états de vibration des noyaux et à chaque état vibrationnel correspondent plusieurs états de rotation.



Transition	ΔE (eV)	$\nu = \Delta E / h$ (Hz)	$\lambda = c / \nu$	Région spectrale
électronique	10	2.4×10^{15}	83,3 nm	ultraviolet et visible
vibrations	10^{-1}	2.4×10^{13}	8,33 μm	infrarouge moyen et thermique
rotations	10^{-3}	2.4×10^{11}	0,833 mm	micro-ondes

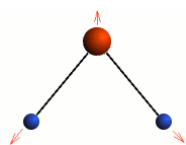
L'absorption du rayonnement se manifeste donc de trois façons différentes selon l'énergie du photon incident :

- dans l'**ultraviolet** et le **visible**, les molécules changent de configuration électronique. Lorsqu'un photon est absorbé, il transmet son énergie et les électrons qui gravitent autour du noyau peuvent changer d'orbite ou même d'atome. On dit dans ce cas que la molécule est **excitée**. Si les électrons retombent dans un état d'énergie inférieur, la molécule peut émettre à nouveau un photon : c'est le phénomène de **fluorescence**.

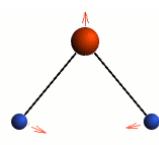


- dans l'**infrarouge moyen et thermique**, les molécules vibrent dans l'axe de la liaison moléculaire (étirement ou *stretching*) ou perpendiculairement à cet axe (pliage ou *bending*).

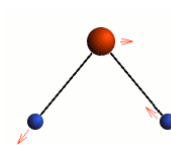
Ex : la molécule d'eau H_2O



Etirement symétrique $\nu_1 = 2.73 \mu\text{m}$



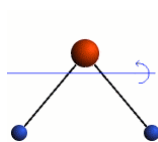
Pliage $\nu_2 = 2.66 \mu\text{m}$



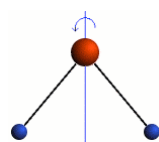
Etirement asymétrique $\nu_3 = 6.27 \mu\text{m}$

- dans le domaine des **micro-ondes**, les molécules tournent autour d'un de leurs axes.

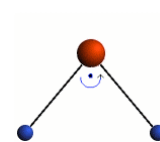
Ex : la molécule d'eau H_2O



Rotation A



Rotation B



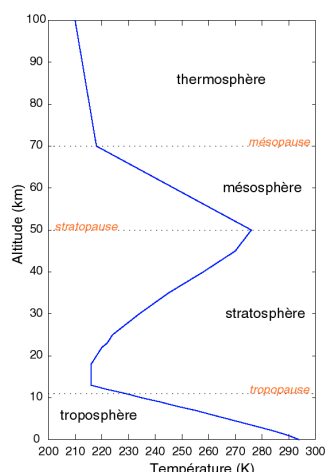
Rotation C

III.2 Interaction avec l'atmosphère

III.2.1 Propriétés physico-chimiques de l'atmosphère terrestre

Dérivé du grec $\alpha\theta\mu\omicron\varsigma$ (vapeur) et $\sigma\phi\alpha\iota\omicron\alpha$ (sphère), l'atmosphère désigne l'enveloppe essentiellement gazeuse entourant la Terre. L'atmosphère terrestre contient des particules solides et liquides d'origine diverse, dont la taille varie

de la molécule à la goutte de pluie ou au flocon de neige. Une de ses caractéristiques est la répartition verticale de sa température et de sa pression. C'est d'ailleurs à partir des profils de température qu'un certain nombre de couches ont été mises en évidence :



- De 0 à 8-13 km d'altitude : la couche en contact avec le sol est la **troposphère** qui contient jusqu'à 75% de la masse de l'atmosphère. Son épaisseur diminue avec la latitude : 7 km aux pôles, environ 10 km dans les régions tempérées et 20 km au-dessus de l'équateur. La troposphère est caractérisée par un gradient thermique vertical négatif (T décroît d'environ $0,5^{\circ}\text{C}$ tous les 100 m). L'air chaud près de la surface de la Terre peut aisément s'élever car il est moins dense que l'air plus froid au-dessus de lui. Parfois la température ne diminue pas avec l'altitude mais augmente : une telle situation appelée **inversion de températures** limite le mélange vertical de l'air et peut entraîner des épisodes de pollution.
- De 8-13 km à 50 km d'altitude : la troposphère est surmontée par la **stratosphère** qui contient globalement la même proportion de gaz mais en plus faible quantité. Les mouvements verticaux étant peu importants, elle est presque totalement exempte de nuages. Ainsi les polluants gazeux qui atteignent cette couche comme les fameux CFC (chloro-fluoro-carbures) peuvent y séjourner très longtemps. La température croît avec l'altitude à cause de la couche d'ozone concentrée autour de 18 km d'altitude et qui absorbe le rayonnement solaire dans l'ultraviolet. Elle atteint 0°C à 50 km.
- De 50 km à 70-80 km d'altitude : au delà de la stratosphère se trouve la **mésosphère** qui voit une nouvelle décroissance de la température jusqu'à environ -100°C vers 70 km. Il y fait assez froid pour geler la vapeur d'eau en nuages de glace.
- De 80-100 km à 1280 km d'altitude : la mésosphère est enfin surmontée par la **thermosphère**, couche externe de l'atmosphère où la pression est presque nulle et où les molécules d'air sont très rares et sous forme ionisée. L'ultraviolet solaire de très courtes longueurs d'onde (entre 100 et 200 nm) est absorbé entre 100 km et 150 km d'altitude par l'oxygène moléculaire. La température augmente très fortement puisqu'elle oscille entre 300°C et 1600°C suivant l'énergie reçue par le Soleil.

Une atmosphère "pure" peut être considérée comme un mélange d'**air sec** et de **vapeur d'eau**.

	Gaz	% vol.	M (g mol^{-1})
gaz principaux	azote N_2	78,1	28
	oxygène O_2	20,1	32
	vapeur d'eau H_2O	0,1–1,0	18
	argon Ar	0,934	40
	dioxyde de carbone CO_2	0,035	44
gaz trace	néon Ne	$1,8 \times 10^{-3}$	20
	hélium He	$5,2 \times 10^{-4}$	4
	méthane CH_4	$1,6 \times 10^{-4}$	16

	Gaz	% vol.	M (g mol^{-1})
gaz trace	krypton Kr	$1,0 \times 10^{-4}$	84
	hydrogène H_2	$5,0 \times 10^{-5}$	2
	oxyde nitreux N_2O	$3,0 \times 10^{-5}$	46
	monoxyde de carbone CO	$1,0 \times 10^{-5}$	28
	dioxyde de soufre SO_2	$< 1,0 \times 10^{-5}$	64
	ozone O_3	$< 1,0 \times 10^{-5}$	48
	xénon Xe	$9,0 \times 10^{-6}$	131
	air sec	100,00	28.964

H = 1 ; C = 12 ; N = 14 ; O = 16 ; S = 32

En réalité, une atmosphère sans nuages contient aussi des **aérosols**, petites particules solides ou liquides en suspension dans les basses couches. Ils incluent la fumée, les sulfates, les nitrates, les composés organiques, les particules de carbone, etc. On peut les classer selon plusieurs critères :

- Taille des particules : les **particules d'Aitken** de petite taille ($r_{\text{mod}} = 0,001\text{-}0,1 \mu\text{m}$) jouent un rôle important dans la formation des nuages en favorisant la condensation de vapeur d'eau en gouttelettes d'eau et/ou de cristaux de glace

(*Cloud Condensation Nuclei*) ; les **particules fines** de taille plus grande ($r_{\text{mod}} = 0,1-1 \mu\text{m}$) qui représentent une masse plus importante interceptent la lumière du Soleil ; les **grosses particules** ($r_{\text{mod}} = 1-100 \mu\text{m}$) sont beaucoup moins nombreuses et ne peuvent rester dans l'atmosphère à l'état libre que pour une durée limitée, au voisinage des sources d'émission.

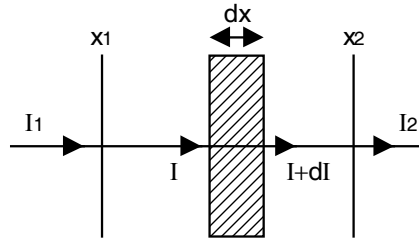
- **Domaine de résidence** : la plupart des aérosols se trouvent dans la **troposphère** où ils résident en moyenne une semaine. Ceux de petite taille peuvent être transportés sur de longues distances d'où une grande variabilité spatiale. La **stratosphère** contient aussi des aérosols jusqu'à 18-20 km d'altitude. Contrairement aux aérosols troposphériques, leur concentration est relativement uniforme et leur durée de vie beaucoup plus longue (de plusieurs mois à plusieurs années). Leur origine est essentiellement volcanique.
- **Processus de formation** : les **aérosols primaires** sont émis dans l'atmosphère directement sous forme de particules alors que les **aérosols secondaires** sont formés par des mécanismes de conversion gaz-particule. Leur taille est en général inférieure à $1 \mu\text{m}$.
- **Source de production** : on estime à 3450 Mt/an la quantité d'aérosols injectés chaque année dans l'atmosphère. La fraction majoritaire est d'**origine naturelle** (érosion des sols \rightarrow 1500 Mt/an, embruns océaniques \rightarrow 1300 Mt/an, éruptions volcaniques,...), les **processus anthropiques** (feux de biomasse \rightarrow 7 Mt/an, activité industrielle, circulation automobile,...) ne représentant que 100 à 200 Mt/an.
- **Caractéristiques physico-chimiques** : on distingue classiquement cinq constituants de base (*Standard Radiation Atmosphere*) dont la composition chimique est très proche de celle du matériau d'origine.
 - les **aérosol minéraux** (*dust-like* ou *mineral*) sont la première source mondiale d'aérosols. Ils sont constitués de particules d'argile, de quartz, de feldspath, de calcite, etc. et parfois de sels provenant de lacs asséchés. Une fois soulevées par le vent, les grosses particules retombent rapidement au sol alors que les plus petites forment un nuage sec qui peut s'élever jusqu'à 4-6 km d'altitude et s'étendre sur des milliers de kilomètres. C'est ainsi qu'on retrouve en Europe ou en Amérique du Sud des particules en provenance du continent africain !
 - les **aérosols marins** (*oceanic* ou *sea salt*) sont formés par évaporation des gouttelettes d'eau à la surface des océans mais aussi par éclatement de bulles dû au déferlement des vagues et aux courants marins. Outre le dioxyde de carbone, ces bulles d'un diamètre de l'ordre du millimètre libèrent des dizaines de particules de sel microscopiques (sodium, chlore, soufre) qui ne se brisent pas et participent à la formation de brumes.
 - les **aérosols solubles dans l'eau** (*water soluble*) en augmentation au cours de la période industrielle (sulfates, nitrates, substances organiques émises par la végétation) sont généralement concentrés autour des régions industrielles.
 - les **aérosols de combustion** (*soot*) présents dans les régions tropicales et boréales en raison de nombreux feux de forêt. Par exemple les brûlis de la végétation intertropicale en période sèche occasionnent chaque année des brumes sèches qui disparaissent une fois les pluies revenues.
 - les **aérosols de sulfates** (75% H_2SO_4 ou *sulfate*) d'origine volcanique : le dioxyde de soufre SO_2 émis lors des éruptions volcaniques produit ces fines particules d'acide sulfurique ($\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4$) qui s'entourent de glace et forment avec les cendres un écran empêchant le rayonnement solaire d'arriver jusqu'au sol.

Enfin certaines molécules peuvent s'agréger pour former des particules liquides ou solides : ce sont les **hydrométéores**, particules d'eau liquide (gouttelettes d'eau) et/ou solide (cristaux de glace) suspendues dans l'atmosphère dont la taille varie de $1 \mu\text{m}$ à 1 cm ou les **particules de poussière** qui ont des tailles allant jusqu'à 0,1 mm. Les nuages, qui couvrent en permanence la moitié du globe, se forment dès que le seuil de saturation de l'air en vapeur d'eau est dépassé. On peut les classer en une dizaine de types en fonction leur forme, de leur taille et de leur altitude moyenne : nuages situés à moins de 2000 m (**stratus**, **nimbostratus**, **stratocumulus**), nuages situés entre 2000 m et 6000 m (**altocumulus**, **altostratus**), nuages situés à plus de 6000 m (**cirrus**, **cirrocumulus**, **cirrostratus**) et enfin les nuages à extension verticale (**cumulus**, **cumulonimbus**). Les nuages bas et intermédiaires sont constitués de gouttelettes d'eau liquide alors que les nuages d'altitude sont constitués de cristaux de glace de différentes formes géométriques. Certains sont accompagnés de précipitations³ : pluie, neige, grêle ou verglas.

III.2.2 Extinction du rayonnement électromagnétique dans l'atmosphère terrestre

Le rayonnement électromagnétique est perturbé par deux processus : un **processus d'absorption** par certains gaz atmosphériques (O_2 , H_2O , CO_2 , O_3 , etc.) et un **processus de diffusion** par les molécules, les aérosols et les hydrométéores. Dans le processus d'absorption, un certain nombre de photons disparaissent et on observe une atténuation du signal dans la direction de propagation, alors que dans le processus de diffusion, les photons sont redistribués dans toutes les directions avec une probabilité définie par la **fonction de phase de diffusion** : on observe une atténuation dans la direction d'éclairage et une augmentation dans les autres directions. Ces deux effets peuvent être analysés séparément. Considérons le flux énergétique I se propageant dans un milieu semi-transparent.

³ Il y a loin entre l'apparition d'un nuage et la création d'une averse. Le rayon d'une gouttelette d'eau est d'environ $10 \mu\text{m}$, alors que celui d'une goutte de pluie est en moyenne de 1 mm. Le passage de la gouttelette à la goutte se fait par plusieurs mécanismes : condensation (mécanisme lent), collision et coalescence (mécanisme rapide), et processus de Bergeron (condensation solide).



Soit $\sigma_e(x)$ le **coefficient d'extinction** du milieu exprimé en m^{-1} : $\sigma_e(x) = \sigma_a(x) + \sigma_s(x)$ avec $\sigma_a(x)$ le **coefficient d'absorption** et $\sigma_s(x)$ le **coefficient de diffusion**. Après avoir traversé l'épaisseur dx dans la direction de propagation, le flux énergétique I devient $I + dI$ avec :

$$dI(x) = -\sigma_e(x)I(x)dx \quad [3.4]$$

En intégrant [3.4] entre x_1 et x_2 on obtient la **loi de Beer** :

$$I_2 = I_1 \exp\left(-\int_{x_1}^{x_2} \sigma_e(x) dx\right) \quad [3.5]$$

La **transmittance** T du milieu a été définie en [3.1] comme le rapport I_2/I_1 et l'**épaisseur optique** τ correspondante est égale à :

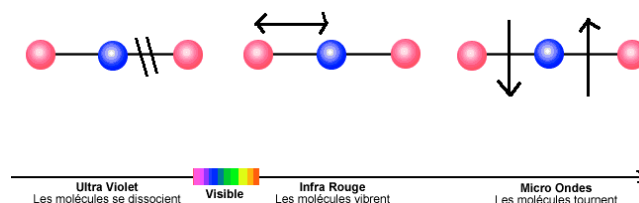
$$\tau = -\ln T = -\ln\left(\frac{I_2}{I_1}\right) = \int_{x_1}^{x_2} \sigma_e(x) dx \quad [3.6]$$

L'épaisseur optique est une quantité sans dimension qui dépend des propriétés physico-chimiques de l'atmosphère. Nous considérerons par la suite une atmosphère claire, c'est-à-dire sans nuages.

Remarque : lorsque l'on fait un dosage colorimétrique en chimie, la solution colorée contenue dans une cuvette d'épaisseur $e = x_2 - x_1$ et traversée par le faisceau lumineux est un milieu non-diffusant supposé homogène.

On a donc $\sigma_e(x) = \sigma_a \Rightarrow \tau = \sigma_a e = k_a C_a e$ avec k_a le coefficient spécifique d'absorption de la molécule absorbante et C_a sa concentration dans la solution. Ne pas confondre l'**absorptance** A du milieu définie par $A = \frac{I_1 - I_2}{I_1} = 1 - T$ et l'**absorbance**, grandeur équivalente à l'épaisseur optique...

- Absorption par les molécules gazeuses. Au cours de leur pénétration dans l'atmosphère, les photons entrent en collision avec les molécules gazeuses et sont progressivement absorbés à diverses longueurs d'onde. Dans l'ultraviolet certaines molécules sont dissociées par **photolyse** ou **photodissociation**. Ce phénomène est provoqué par l'absorption d'un photon possédant une énergie suffisante pour conduire la molécule à un état électronique excité puis finalement à une rupture de liaison. Citons les cas classiques de la dissociation de l'oxygène [$O_2 + hv \rightarrow O + O$] pour des longueurs d'onde inférieures à 246 nm, ou celle de l'ozone [$O_3 + hv \rightarrow O_2 + O$] pour des longueurs d'onde inférieures à 310 nm. La dissociation du NO_2 produit les atomes d'oxygène nécessaires à la formation photochimique de l'ozone troposphérique [$NO_2 + hv + O_2 \rightarrow NO + O_3$]. La photolyse participe très fortement à la **chimie de l'atmosphère**. Dans le visible, les photons ne sont presque pas absorbés par l'atmosphère (très légèrement par l'ozone et l'oxygène) et sont donc uniquement diffusés. Enfin les molécules CO_2 , H_2O , CH_4 , N_2O , etc. sont appelées **gaz à effet de serre** car elles absorbent le rayonnement infrarouge thermique émis par la Terre puis réémettent des photons à la même longueur d'onde mais dont 1 sur 2 est dirigé vers la Terre et la réchauffe.



Les molécules les plus importantes dans le processus d'absorption sont :

- l'**oxygène** (O₂) et le **dioxyde de carbone** (CO₂) uniformément mélangés dans l'atmosphère et en quantité constante. La contribution de O₂ est très forte autour de 0,7 μm. Celle du CO₂ a lieu au delà de 1 μm et surtout dans l'infrarouge thermique où ce gaz joue un rôle dans l'effet de serre.
- la **vapeur d'eau** (H₂O) principalement localisée dans la troposphère et dont la quantité varie grandement d'un endroit à l'autre et d'un moment à l'autre de l'année. Par exemple, une masse d'air au-dessus d'un désert contient très peu de vapeur d'eau, tandis qu'une masse d'air au-dessus des tropiques en contient en forte concentration. Elle présente plusieurs bandes d'absorption importantes aux longueurs d'onde supérieures à 0,7 μm. En particulier elle absorbe une bonne partie du rayonnement infrarouge de grandes longueurs d'onde émis par la Terre.
- l'**ozone** (O₃) présent dans la troposphère et dans la stratosphère. L'ozone stratosphérique (90%), situé autour de 18 km, présente une faible bande d'absorption entre 0,55 μm et 0,65 μm et une très forte absorption du rayonnement ultraviolet. Celui-ci est néfaste aux êtres vivants. Ainsi, la disparition de cette couche protectrice d'ozone (le fameux "trou d'ozone") aurait pour conséquences une augmentation des risques de cataracte et de cancer de la peau chez l'homme, l'endommagement des cultures et la destruction du phytoplancton. L'ozone troposphérique (10 %) est lui un produit de réactions photochimiques entre le Soleil et le *smog* (*smoke* + *fog*).
- le **méthane** (CH₄), le **monoxyde de carbone** (CO), le **protoxyde d'azote** (N₂O), les **chloro-fluoro-carbures** (CFC) qui possèdent des bandes d'absorption dans l'infrarouge thermique. Moins abondants que la vapeur d'eau ou le dioxyde de carbone, ces constituants ont un pouvoir de piégeage du rayonnement des centaines ou des milliers de fois supérieur dans la mesure où leurs bandes d'absorption sont situées à des longueurs d'onde différentes de celles de H₂O et CO₂.

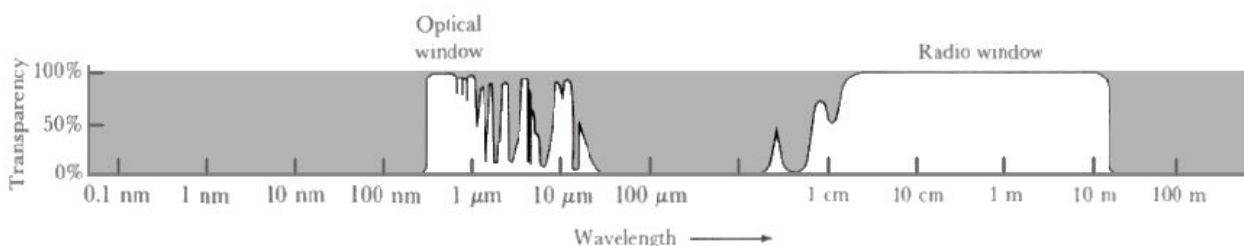
Molécules gazeuses	Principales bandes d'absorption (en μm)
O ₂	0,175-0,2 (bandes de Schumann-Runge) 0,2-0,26 (bandes de Herzberg) 0,628 0,688 0,762 1,06 1,27 1,58
H ₂ O	0,72 0,82 0,94 1,1 1,38 1,87 2,7-3,2 6,25 >14
CO ₂	1,4 1,6 2,0 2,7 4,3 >15
CH ₄	1,66 2,2 2,3 2,37 3,26 3,31 3,53 3,83 3,55 7,65
N ₂ O	2,87 2,97 3,9 4,06 4,5
CO	2,34 4,67
O ₃	0,242-0,31 (bandes de Hartley) 0,31-0,4 (bandes de Huggins) 0,4-0,85 (bandes de Chappuis) 3,3 4,74

Les coefficients d'absorption de ces gaz changent très rapidement en fonction de la longueur d'onde et présentent une structure très complexe. Leur calcul tient compte de la position, de l'intensité et de la forme de chaque ligne dans une bande d'absorption, mais aussi de la répartition des gaz à différentes hauteurs, ainsi que des profils de température et de pression. La transmission totale $T_{gaz}(\lambda)$ est le produit des transmissions de chaque gaz et la relation [3.6] permet de déduire l'épaisseur optique d'absorption gazeuse $\tau_{gaz}(\lambda)$:

$$\tau_{gaz}(\lambda) = -\ln(T_{gaz}(\lambda)) \quad [3.7]$$

Enfin on appelle **fenêtre atmosphérique** une portion du spectre pour laquelle la transmittance atmosphérique totale est bonne pour les usages de la télédétection :

- ultraviolet / visible / proche et moyen infrarouge : 0,30-0,75 μm, 0,77-0,91 μm, 1,00-1,12 μm, 1,19-1,34 μm, 1,55-1,75 μm et 2,05-2,40 μm.
- infrarouge thermique : 3,50-4,16 μm, 4,5-5,0 μm, 8,0-9,2 μm, 10,2-12,4 μm et 17,0-22,0 μm.
- hyperfréquences : 2,06-2,22 mm, 3,00-3,75 mm, 7,5-11,5 mm et 0,025-3,8 m.



- Diffusion de Rayleigh. Elle est due à l'interaction des photons avec les molécules gazeuses des couches supérieures de l'atmosphère dont la taille est très inférieure à la longueur d'onde ($\varnothing \ll \lambda$). En 1899 Rayleigh a montré que l'intensité de la lumière diffusée dans une direction particulière était inversement proportionnelle à la puissance quatrième de la longueur d'onde. Par conséquent, le rayonnement de courtes longueurs d'onde, comme le bleu à 400 nm, est plus diffusé que le rayonnement de grandes longueurs d'onde, comme le rouge à 670 nm. Comme le rapport de ces deux longueurs d'onde est égal à 1,675, l'intensité de la lumière bleue diffusée par une molécule d'air est $1,675^4 = 7,97$ fois supérieure à celle de la lumière rouge diffusée. Ce phénomène explique pourquoi nous percevons le ciel bleu durant la journée. Au coucher et au lever du Soleil, le rayonnement doit parcourir une plus grande distance à travers l'atmosphère qu'en milieu de journée. La diffusion des courtes longueurs d'onde est donc plus importante. Le coefficient de diffusion σ_s s'écrit :

$$\sigma_s(\lambda, x) = \frac{8\pi^3}{3N_0 \lambda^4} (n_0^2 - 1)^2 \frac{T_0 \times P(x)}{P_0 \times T(x)} \quad [3.8]$$

avec λ la longueur d'onde (en m), N_0 le nombre de molécules gazeuses par unité de volume (en m^{-3}), n_0 l'indice de réfraction de l'air (≈ 1), $P(x)$ la pression (en Pa) et $T(x)$ la température (en K) à l'altitude x . L'**épaisseur optique de diffusion moléculaire** ou **épaisseur optique de Rayleigh** $\tau_R(\lambda)$ est donc :

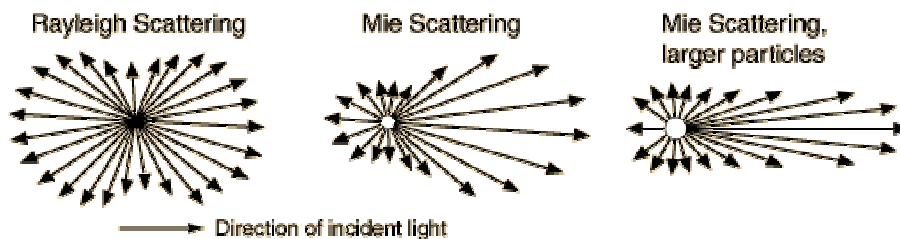
$$\tau_R(\lambda) = \int_0^{\infty} \sigma_s(\lambda, x) dx \quad [3.9]$$

- Diffusion de Mie. Elle est due à l'interaction des photons avec des particules dont le rayon moyen \bar{r} oscille entre 0,1 et 10 fois la longueur d'onde du rayonnement ($\varnothing \approx \lambda$). En 1869 John Tyndall avait observé que la couleur bleutée s'évanouissait si la taille des particules dépassait un diamètre de 0,3 μm . Les maîtres verriers vénitiens le savaient déjà et en jouaient : ils coloraient le verre à leur guise en ajustant la taille des inclusions. La diffusion de Mie peut être traitée mathématiquement par la théorie de Mie dont la grande complexité ne nous permet pas de l'aborder dans ce cours. Disons simplement que l'indice de réfraction complexe des particules n et le paramètre de Mie $x = 2\pi\bar{r} / \lambda$ des particules sont les deux paramètres principaux de cette théorie. On peut approximer l'**épaisseur optique de diffusion par les aérosols** ou **épaisseur optique de Mie** par la formule :

$$\tau_M(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad [3.10]$$

avec $\alpha \in [0, 4]$ et $\beta \in [0.01, 0.25]$ deux coefficients dépendant de l'état de l'atmosphère.

- Diffusion non sélective. Elle se produit lorsque les particules (hydrométéores et poussière) sont beaucoup plus grosses que la longueur d'onde du rayonnement ($\varnothing \gg \lambda$). Les lois de l'optique géométrique s'appliquent alors. Prenons le cas d'une goutte d'eau : une fraction du rayonnement incident est réfléchi, l'autre réfractée. Dans la goutte, la lumière peut être absorbée ou subir des réflexions multiples avant d'émerger. Les gouttes d'eau de l'atmosphère dispersent toutes les longueurs d'onde de façon presque égale, ce qui produit un rayonnement blanc. Ceci explique pourquoi le brouillard et les nuages nous paraissent blancs. Dans la réalité, les propriétés radiatives des nuages dépendent de la taille des particules et de leur nombre par unité de volume.

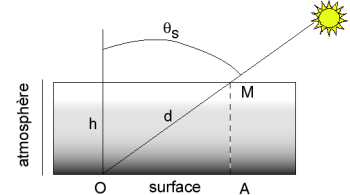


III.2.3 Conséquence : la loi de Langley-Bouguer



Le rayonnement solaire direct R_{dir}^{sun} est l'éclairement énergétique solaire contenu dans l'angle solide limité au disque solaire et parvenant sur une surface perpendiculaire à l'axe de cet angle solide. On le mesure grâce à un **photomètre solaire** ou **pyrhéliomètre** fonctionnant dans la bande spectrale 0,4–4,0 μm et motorisés pour la poursuite automatique du Soleil. L'élément sensible du pyrhéliomètre est une thermopile constituée de thermocouples montés en série, exposés au rayonnement solaire et dont les soudures froides sont maintenues à la température de l'air par conduction. Il délivre une différence de potentiel proportionnelle au flux incident.

Soit h l'épaisseur de l'atmosphère à la verticale du lieu et θ_s la hauteur du Soleil : en négligeant la **sphéricité de la Terre**, la distance d parcourue par le rayonnement solaire à travers l'atmosphère est calculée par la formule $\cos\theta_s = h/d$. On suppose que le coefficient d'extinction est constant, soit $\sigma_e(x) = \sigma_e$. L'équation [3.6] permet de calculer l'épaisseur optique à la verticale $\tau_0 = \sigma h$ et dans une direction θ_s quelconque $\tau = \sigma d$:



$$\tau_0 = \sigma_e h \text{ et } \tau = \sigma_e d \Rightarrow \tau = \tau_0 \frac{d}{h} = \frac{\tau_0}{\cos\theta_s} \quad [3.11]$$

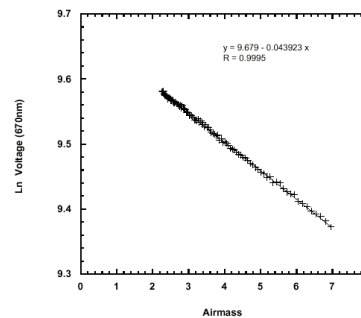
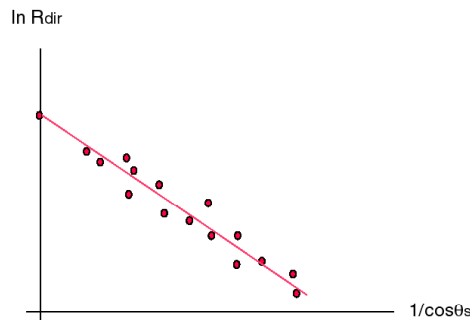
Par définition l'épaisseur optique totale de l'atmosphère est τ_0 et en appliquant la loi de Beer au rayonnement solaire traversant l'atmosphère, on obtient :

$$R_{dir}^{sun} = C_0 \exp(-\tau) = C_0 \exp\left(-\frac{\tau_0}{\cos\theta_s}\right) \quad [3.12]$$

avec C_0 la **constante solaire** calculée précédemment. L'équation [3.12] est souvent mise sous la forme de la **loi de Langley-Bouguer** :

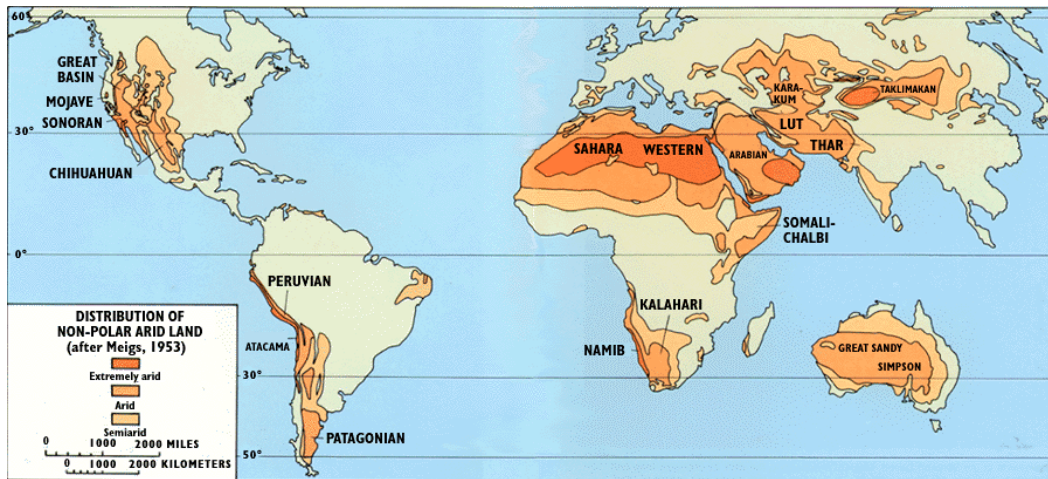
$$\ln R_{dir}^{sun} = \ln C_0 - \frac{\tau_0}{\cos\theta_s} \quad [3.13]$$

La mesure grâce au photomètre solaire de R_{dir}^{sun} à différentes heures de la journée permet de déterminer expérimentalement l'épaisseur optique de l'atmosphère et la constante solaire en traçant $\ln R_{dir}^{sun}$ en fonction de $1/\cos\theta_s$: on détermine la droite de regression dont la pente est l'opposée de τ_0 et dont l'ordonnée à l'origine est C_0 . Ces valeurs peuvent être déterminées à une longueur d'onde particulière si le photomètre est spectral.



III.3 Interaction avec les surfaces terrestres

La surface de la Terre est recouverte à $\sim 70\%$ par les océans et à $\sim 30\%$ par les continents, eux même couverts à $\sim 65\%$ par de la végétation (forêts 24%, savane 15%, prairies et toundra 15%, cultures 11%). Dans la section précédente, nous avons détaillé l'interaction entre le rayonnement électromagnétique et des particules isolées. Les cibles terrestres sont constituées de matière condensée (liquide ou solide) faite de molécules compactées : beaucoup sont optiquement épaisses, c'est-à-dire $\tau = +\infty \Rightarrow T = 0 \Rightarrow R + A = 1 \Rightarrow A = 1 - R$.



III.3.1 Réflexion par une surface lisse

Un rayon lumineux incident sur la surface de séparation entre deux milieux d'indices de réfraction n_1 et n_2 avec un angle d'incidence θ_i est réfléchi selon un angle θ_r qui lui est égal. L'angle de réfraction θ_t est lié à l'angle d'incidence par la **loi de Snell-Descartes** :

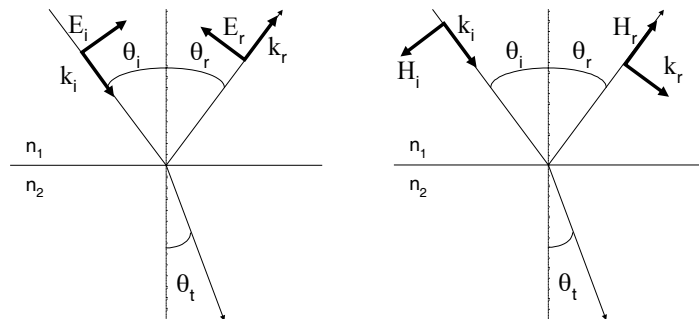
$$n_1 \sin \theta_i = n_2 \sin \theta_t \quad [3.14]$$

Les rayons incident, réfléchi et réfracté sont situés dans le même plan. Les indices de réfraction sont des nombres sans dimension. Afin de calculer les fractions d'énergie réfléchie et transmise, il faut quitter le domaine de l'optique géométrique pour la théorie électromagnétique de la lumière. En 1818 Fresnel a établi les formules [3.15] qui sont le point de départ de tous les modèles de réflexion de la lumière. Considérons les deux cas de polarisation fondamentaux de la lumière : **cas parallèle** lorsque le champ électrique \vec{E} est situé dans le plan d'incidence et le **cas perpendiculaire** lorsqu'il est perpendiculaire au plan d'incidence.

DE'FINITION III.

La Reflexibilité des Rayons, est leur disposition à être réfléchis ou renvoyés du Milieu, sur la surface duquel ils tombent, dans le Milieu d'où ils sont partis; & les Rayons sont plus ou moins reflexibles, selon qu'ils sont renvoyés avec plus ou moins de facilité.

Newton (Traité d'optique, 1722)

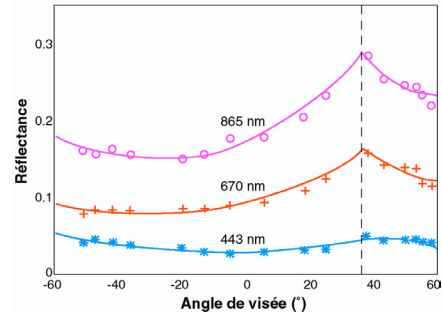
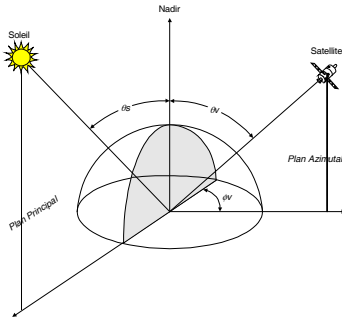


En supposant un diélectrique sans perte c'est-à-dire sans absorption, on peut calculer les coefficients de réflexion et de transmission pour chaque cas de polarisation :

$$R_{\parallel} = \frac{n^2 \cos \theta_i - \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_i}}{n^2 \cos \theta_i + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_i}}, \quad T_{\parallel} = \frac{2n^2 \cos \theta_i}{n^2 \cos \theta_i + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_i}}, \quad R_{\perp} = \frac{\cos \theta_i - \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_i}}{\cos \theta_i + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_i}} \quad \text{et} \quad T_{\perp} = \frac{2 \cos \theta_i}{\cos \theta_i + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_i}} \quad [3.15]$$

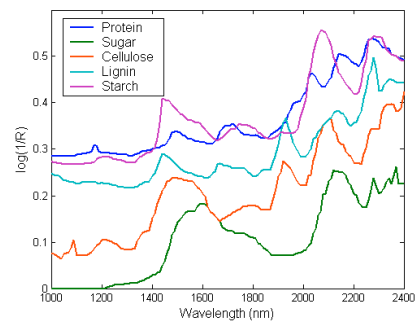
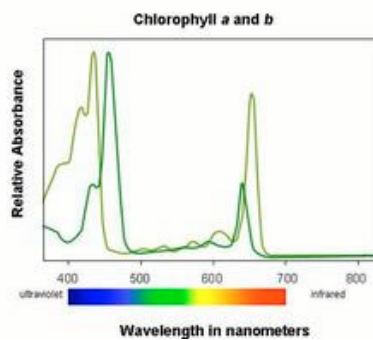
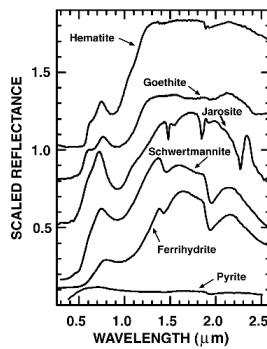
III.3.2 Réflexion par une surface rugueuse

Lorsque les surfaces sont rugueuses, les hypothèses ci-dessus ne sont plus vérifiées. En effet la plupart des surfaces réfléchissent la lumière dans de nombreuses directions à cause des hétérogénéités du milieu \Rightarrow notion de **réflectance diffuse**. Cependant, le plus souvent en télédétection, on détermine la réflectance dans une seule direction de visée, pour une position du Soleil donnée. Si θ_s est l'angle zénital solaire ($0 < \theta_s < \pi/2$), θ_v l'angle zénital de visée ($0 < \theta_v < \pi/2$), et φ l'angle azimutal relatif ($0 < \varphi < 2\pi$), alors la réflectance se définit par rapport à ces trois angles : $R = R(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ \Rightarrow notion de **réflectance directionnelle**.



III.3.3 Absorption

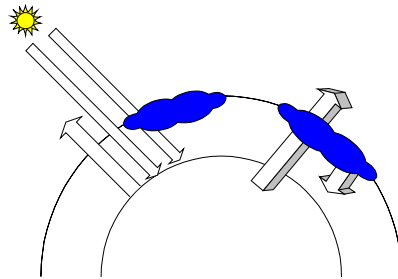
Les matériaux présents à la surface de Terre ou des planètes sont d'une telle variété et d'une telle complexité par rapport à l'atmosphère qu'il n'est pas possible de les citer ni de les décrire tous. Contrairement aux gaz atmosphériques, la plupart d'entre eux absorbent le rayonnement visible.



IV. Bilans radiatif et d'énergie à la surface de la Terre

IV.1 Bilan radiatif

Le **rayonnement net** R_N est la quantité d'énergie radiative disponible à la surface de la terre et susceptible d'être transformée en d'autres formes d'énergie par divers mécanismes physiques ou biologiques de la surface.



- **Rayonnement solaire global.** $R_{glob}(\lambda)$ exprimé en $W m^{-2}$ est la somme de la composante verticale du **rayonnement solaire direct** $R_{dir}^{sun}(\lambda)$ et du **rayonnement solaire diffus** $R_{dif}(\lambda)$:

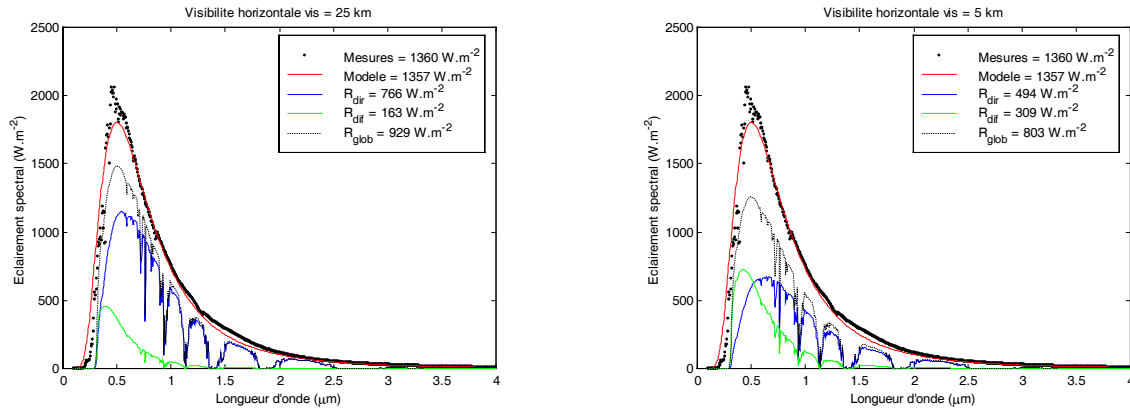
$$R_{glob}(\lambda) = R_{dir}^{sun}(\lambda) \times \cos \theta_s + R_{dif}(\lambda) = R_{dir}(\lambda) + R_{dif}(\lambda) \quad [4.1]$$

Le rayonnement solaire diffus est généralement exprimé en pourcentage *skyl* du rayonnement global :

$$skyl(\lambda) = \frac{R_{dif}(\lambda)}{R_{glob}(\lambda)} = \frac{R_{dif}(\lambda)}{R_{dir}(\lambda) + R_{dif}(\lambda)} \Rightarrow R_{dif}(\lambda) = \frac{skyl(\lambda)}{1 - skyl(\lambda)} R_{dir}(\lambda) \quad [4.2]$$

skyl varie avec l'angle zénithal solaire, la longueur d'onde et l'épaisseur optique de l'atmosphère. Son calcul est assez complexe. Les courbes d'éclairement énergétique spectral ci-dessous ont été simulées au midi solaire ($TU = 12$ h) le

22 juin 2002 ($j = 173$) à Paris (48°50' lat N ; 02°16' long E) pour le modèle d'atmosphère MIDSUM et pour deux visibilités horizontales : $vis = 25$ km et $vis = 5$ km. En intégrant ces courbes sur toutes les longueurs d'onde entre 0.1 et 0.4 μm on retrouve des valeurs classiques de rayonnement.



Ces courbes correspondent à un ciel sans nuages. La présence de nuages modifie sensiblement l'importance des rayonnements direct et diffus. Ces derniers vont bloquer une partie du rayonnement solaire et même entièrement éteindre le rayonnement direct lorsque le ciel est entièrement couvert. L'**albédo des nuages**, rapport entre énergie réfléchiée et énergie incidente, varie typiquement entre 0,4 et 0,9 selon leur nature, leur épaisseur, la hauteur du Soleil, etc. Aussi la fraction moyenne de rayonnement global transmise au sol après le passage au travers de différents types de nuages stratifiés varie-t-elle dans de grandes proportions.

Nuages hauts	Transmittance	Nuages moyens	Transmittance	Nuages bas	Transmittance
<i>cirrus</i>	0.83	<i>altocumulus</i>	0.50	<i>stratocumulus</i>	0.34
<i>cirrostratus</i>	0.80	<i>altostratus</i>	0.41	<i>stratus</i>	0.25
				<i>nimbostratus</i>	0.18
				<i>brouillard</i>	0.17

AN ciel clair : $R_{\text{glob}} = 900 \text{ W m}^{-2}$, $R_{\text{dir}} = 700 \text{ W m}^{-2}$ et $R_{\text{dif}} = 200 \text{ W m}^{-2}$
 ciel avec moitié de ciel couverte : $R_{\text{glob}} = 800 \text{ W m}^{-2}$, $R_{\text{dir}} = 450 \text{ W m}^{-2}$ et $R_{\text{dif}} = 350 \text{ W m}^{-2}$
 ciel couvert : $R_{\text{glob}} = 300 \text{ W m}^{-2}$, $R_{\text{dir}} = 0 \text{ W m}^{-2}$ et $R_{\text{dif}} = 300 \text{ W m}^{-2}$

- **Rayonnement atmosphérique.** $R_{L\downarrow}$ exprimé en W m^{-2} est la partie du rayonnement infrarouge thermique émis vers la Terre par l'atmosphère (vapeur d'eau, gaz carbonique, ozone, mais aussi aérosols), l'autre partie étant émise vers l'espace. Compte tenu du poids prépondérant de la vapeur d'eau, $R_{L\downarrow}$ peut se calculer à partir des profils verticaux de température et d'humidité obtenus par radiosondages. En raison de la forte contribution des basses couches, plusieurs formules simplifiées faisant intervenir la **température de l'air** T_a (en K) mesurée à 2 m et la **tension de vapeur d'eau**⁴ e_a (en hPa) mesurées à 2 m ont été proposées pour des ciels clairs :

$$R_{L\downarrow} = (0,56 + 0,08\sqrt{e_a})\sigma T_a^4 \text{ ou } R_{L\downarrow} = 1,24\left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{1/7} \sigma T_a^4 \quad [4.3]$$

avec σ la constante de Stefan-Boltzmann. On peut calculer e_a à partir de l'**humidité relative de l'air** H_r (en %) et de la **tension de vapeur saturante de l'air** e_s (en kPa) qui s'exprime elle-même en fonction de la température de l'air T_a

$$e_a = e_s(T_a) \times \frac{H_r}{100} = 0,6108 \times \exp\left(\frac{17,27T_a}{T_a + 237,3}\right) \times \frac{H_r}{100} \quad [4.4]$$

e_a est aussi reliée à la **température de rosée**⁵ T_d (en K) par la relation suivante :

⁴ L'air sec et la vapeur d'eau étant considérés comme des gaz parfaits, leur mélange vérifie la **loi de Dalton** ; la pression totale du mélange est la somme des pressions partielles des gaz constituant le mélange : $P_{\text{air}} = P_{\text{air sec}} + P_{\text{vapeur d'eau}}$. La pression partielle de vapeur d'eau est aussi appelée tension de vapeur d'eau et est notée e_a .

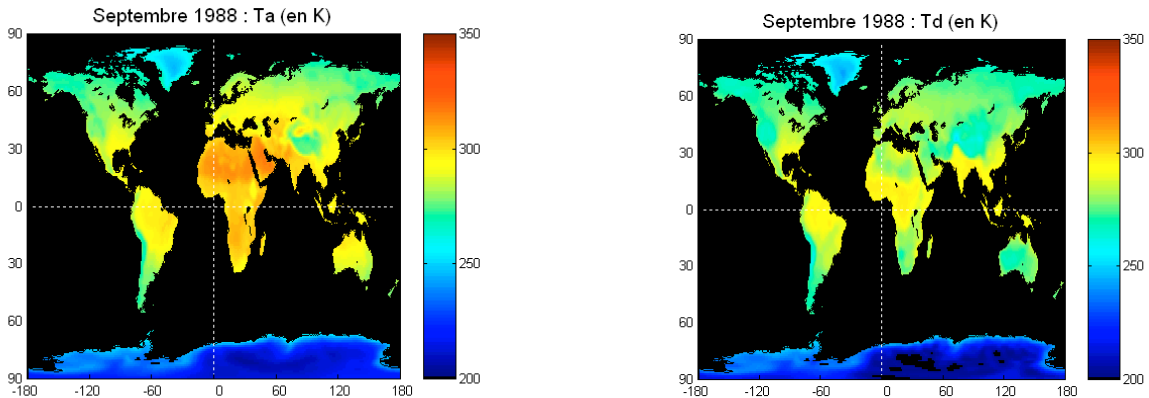
⁵ La température de rosée T_d (*dew point temperature*) est celle à laquelle il faut abaisser la température de l'air humide, à pression constante, pour que le tension de vapeur d'eau e_a devienne saturante.

$$T_d = 273,3 \frac{b}{1-b} \text{ avec } b = \frac{1}{17,27} \ln \frac{e_a}{0,3108} \quad [4.5]$$

Lorsque le ciel est couvert, les nuages se comportent pratiquement comme un corps noir ($\epsilon \approx 0,97$) et le rayonnement de l'atmosphère s'écrit :

$$R_{L\downarrow} = \epsilon \sigma T_a^4 \quad [4.6]$$

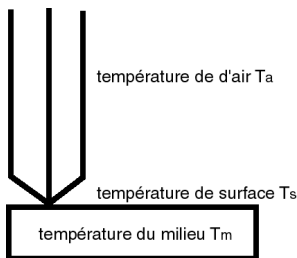
AN ciel clair avec air sec : $R_{L\downarrow} = 170 \text{ W m}^{-2}$
 ciel clair avec air humide : $R_{L\downarrow} = 310 \text{ W m}^{-2}$
 ciel avec cumulus : $R_{L\downarrow} = 380 \text{ W m}^{-2}$



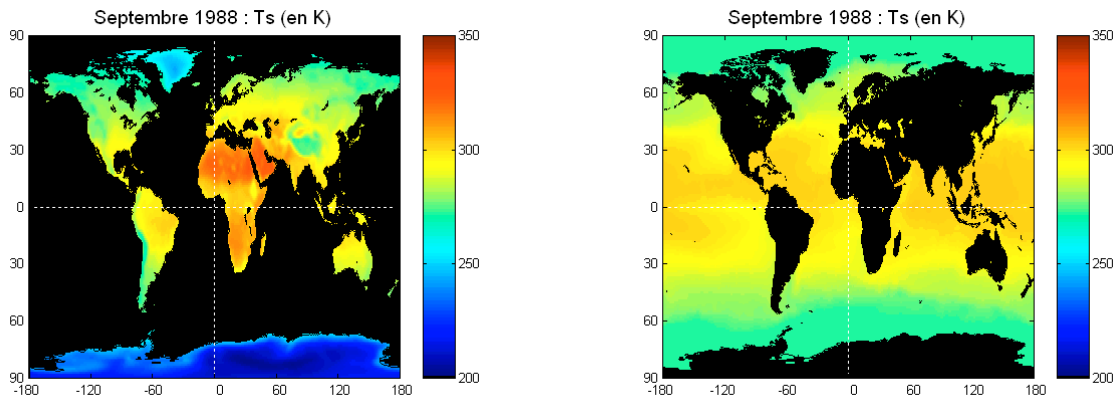
- Rayonnement terrestre. La surface de la Terre se comporte comme un corps gris dont le maximum de luminance énergétique spectrale se situe à une longueur d'onde voisine de $10 \mu\text{m}$. Le rayonnement terrestre $R_{L\uparrow}$ est presque entièrement absorbé par l'atmosphère sauf dans la fenêtre atmosphérique entre 8 et $14 \mu\text{m}$ lorsque le ciel est clair. En revanche il suffit de quelques nuages de quelques dizaines de mètres d'épaisseur pour absorber tout le rayonnement émis et en renvoyer près de la moitié vers le sol :

$$R_{L\uparrow} = \epsilon \sigma T_s^4 \quad [4.7]$$

avec ϵ l'émissivité de la surface, σ la constante de Stefan-Boltzmann et T_s la température de surface. C'est la température qui règne à la surface d'un corps solide ou liquide. Sa mesure est difficile en raison du gradient thermique très important au voisinage de la surface lorsque celle-ci est à une température T_s différente de la température T_a de l'air. C'est le cas d'un sol sec dont la température de surface peut dépasser celle de l'air ambiant de 20 à 30°C, ou d'un couvert végétal dont la température de surface peut être inférieure de 10°C à celle de l'air ambiant. Une sonde de contact (thermomètre ou thermocouple ou thermistance), aussi petite soit-elle, n'est pas bidimensionnelle et donc ne présente qu'une zone extrêmement réduite à la température T_s à mesurer. D'autre part, à l'échelle microscopique, on imagine aisément que la zone de contact résultant de l'état des surfaces respectives du matériau et de la sonde est elle aussi très réduite. La mesure à distance du rayonnement thermique infrarouge $R_{L\uparrow}$ centré sur $10 \mu\text{m}$ permet d'accéder à cette température de surface, si l'on connaît son émissivité ϵ .



AN $T_s = 15^\circ\text{C}$ (288 K) ; $\epsilon = 0.95 \Rightarrow R_{L\uparrow} = 371 \text{ W m}^{-2}$



- **Bilan radiatif instantané.** Le rayonnement net R_N exprimé en $W m^{-2}$ correspond au bilan de l'ensemble des échanges de rayonnement de courtes et de grandes longueurs d'onde au niveau de la surface du sol. Il s'écrit simplement comme la somme algébrique des rayonnements reçus ou perdus par la surface du sol, en comptant comme positifs ceux qui sont reçus et comme négatifs ceux qui sont perdus :

$$R_N = R_{glob}(1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad [4.8]$$

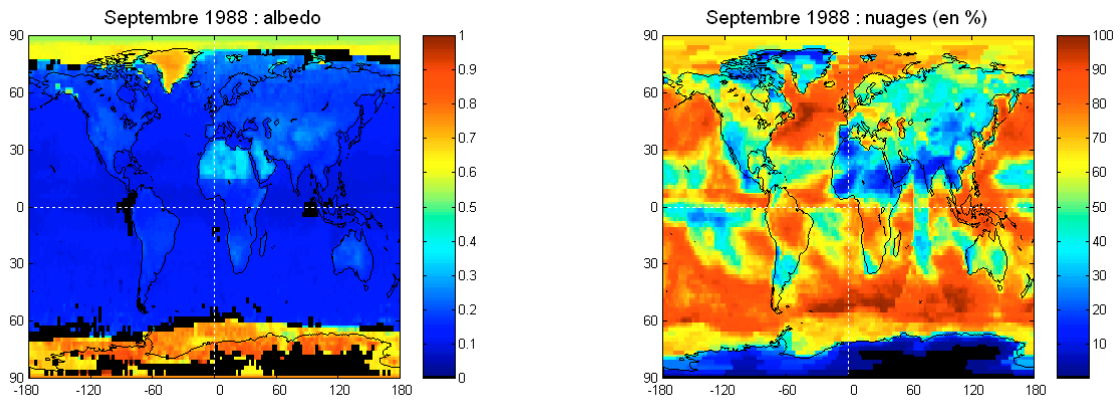
avec R_{glob} le rayonnement solaire incident global, α l'albédo de la surface, $R_{L\downarrow}$ le rayonnement thermique descendant de grandes longueurs d'onde (de 3 à 15 μm) et $R_{L\uparrow}$ le rayonnement thermique ascendant de grandes longueurs d'onde. En remplaçant $R_{L\downarrow}$ et $R_{L\uparrow}$ par leurs expressions respectives et en supposant que les émissivités des nuages et du sol sont identiques ($\epsilon_s = \epsilon_a = \epsilon$), on obtient l'expression simplifiée :

$$R_N = R_{glob}(1 - \alpha) - \epsilon\sigma(T_s^4 - T_a^4) \quad [4.9]$$

La dernière variable d'entrée du modèle climatique est donc l'**albédo de la surface** α . Par définition, C'est la fraction d'énergie solaire réfléchie par la surface de la Terre, dans toutes les directions de l'espace et sur l'ensemble du spectre solaire. Il correspond donc à une valeur moyenne de réflectance.

Type de surface	α	Type de surface	α	Type de surface	α
eau	0,03-0,10	sable humide	0,20-0,30	culture	0,10-0,25
neige	0,40-0,70	sol argileux sec	0,20-0,35	verger	0,15-0,20
glace	0,20-0,40	sol argileux humide	0,10-0,20	forêt à feuilles caduques	0,10-0,20
sable sec	0,35-0,45	prairie	0,16-0,26	forêt de conifères	0,05-0,15

L'albédo est, avec les nuages, un paramètre clé du climat sur les terres émergées, bien que sa variation temporelle soit faible par rapport à celle des nuages. Il présente en revanche une variation spatiale importante, un cycle saisonnier marqué et une variabilité inter-annuelle. On peut le mesurer *in situ* sur des tours équipées de capteurs, mais seules les données satellites assurent une couverture globale de la surface terrestre. Les images d'albédo ci-dessous ont été produites dans le cadre du programme de recherche **ERBE** (*Earth Radiation Budget Experiment*) initié par la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) au début des années 80 pour mieux comprendre le bilan radiatif de la Terre. L'acquisition de données climatiques sur de longues périodes de temps devrait permettre de détecter d'éventuels changements climatiques et d'en identifier les causes (naturelles ou anthropiques). Ces images sont des synthèses mensuelles "ciel-clair" de données de télédétection acquises en 1988 par deux satellites : **ERBS** (*Earth Radiation Budget Satellite*) lancé par la navette spatiale en octobre 1984 (durée de vie de 5 ans) et **NOAA-10** (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) lancé en novembre 1986 (durée de vie de 2 ans).



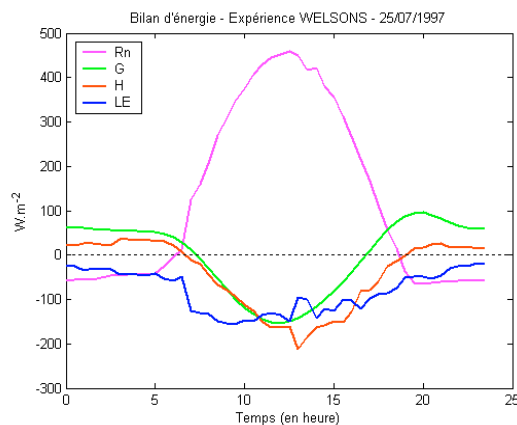
Remarque Le rayonnement net n'est pas constant au cours de la journée. Il suit les variations du rayonnement global et présente un maximum à midi. La nuit, en l'absence de rayonnement solaire visible on a $R_N = R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}$. R_N est négatif et ce d'autant plus que le ciel est dégagé, ce qui accélère le refroidissement de la surface. C'est au cours des nuits sans nuages que les températures de surface les plus basses sont atteintes (refroidissement radiatif).

IV.2 Bilan d'énergie

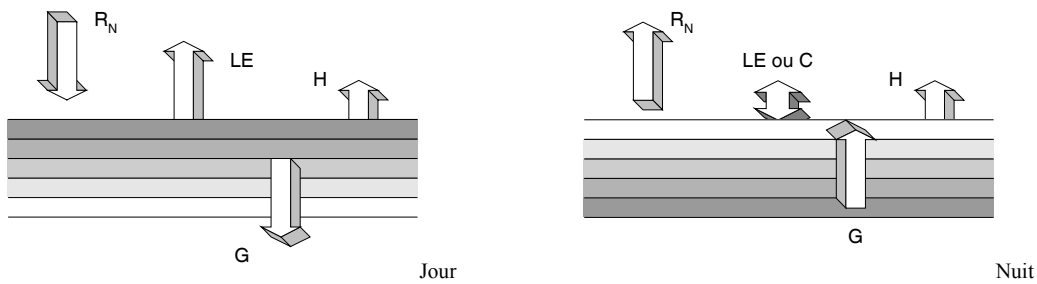
Le rayonnement net R_N à la surface terrestre est dépensé entièrement à diverses tâches : selon le premier principe de la thermodynamique, il ne peut pas y avoir d'accumulation d'énergie en un point donné. La somme des énergies reçues est égale à la somme des énergies dépensées. Une partie de cette énergie sert à évaporer l'eau, une autre à modifier l'atmosphère par conduction ou par convection, une autre à chauffer le sol par conduction, et enfin une dernière pour la photosynthèse.

$$R_N = LE + G + H + s \quad [4.10]$$

avec R_N le **rayonnement net**, LE le **flux de chaleur latente**, G le **flux de chaleur dans le sol**, H le **flux de chaleur sensible** et s l'énergie utilisée pour la **photosynthèse** (très faible, autour de 1%). Le flux de chaleur latente est l'énergie dépensée pour évaporer l'eau à la surface des océans (refroidissement de la surface océanique et introduction de vapeur d'eau dans l'atmosphère) ou pour la condenser dans les nuages (libération de chaleur et réchauffement de l'atmosphère) : L est la **chaleur latente de vaporisation de l'eau** (2460 MJ kg^{-1}) et E la quantité d'eau évaporée par unité de temps (en kg s^{-1}). Le flux de chaleur sensible est l'énergie utilisée pour la convection de l'air, mécanisme assurant le transport de chaleur depuis les basses couches vers les hautes couches troposphériques : $H = h(T_s - T_a)$ où h est un coefficient d'échange convectif dépendant de la vitesse du vent et de la rugosité de surface.



Ces flux sont exprimés en W m^{-2} , comptés positivement lorsqu'ils représentent un apport énergétique pour la surface et négativement dans le cas contraire.



On appelle **évapotranspiration** ET le phénomène combiné de perte en eau par transpiration des plantes et par évaporation directe de l'eau du sol et des surfaces d'eau libre. ET , qui représente le phénomène physique du passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux dans les conditions naturelles, est l'équivalent énergétique de LE . A l'échelle de la journée, on peut en première approximation négliger le flux de chaleur dans le sol G et l'énergie utilisée pour la photosynthèse s qui est très faible. Cela permet de simplifier l'équation [4.10] :

$$R_N = LE + H \Rightarrow LE = R_N - H = R_N - h(T_s - T_a) \quad [4.11]$$

On a donc établi une relation linéaire simple entre l'**évapotranspiration réelle journalière** (ETR_j) et l'écart de température entre la surface et l'air : $ETR_j = R_{Nj} - A(T_s - T_a) + B$. Cette approche simplifiée a donné des résultats satisfaisants pour estimer ETR . Prenons le cas d'une surface bien alimentée en eau qui présente une évapotranspiration importante : la température de surface T_s est proche de celle de l'air T_a . L'essentiel de l'énergie radiative reçue est utilisé pour évaporer l'eau. En revanche, lorsqu'un couvert végétal souffre de déficit hydrique, sa température de surface va s'élever notablement au dessus de la température de l'air. On peut ainsi utiliser l'écart $T_s - T_a$ pour suivre le bilan hydrique.

$$\underline{\text{Ex}} \quad (T_s - T_a)_{\text{Crau sèche}} > (T_s - T_a)_{\text{Crau humide}}$$

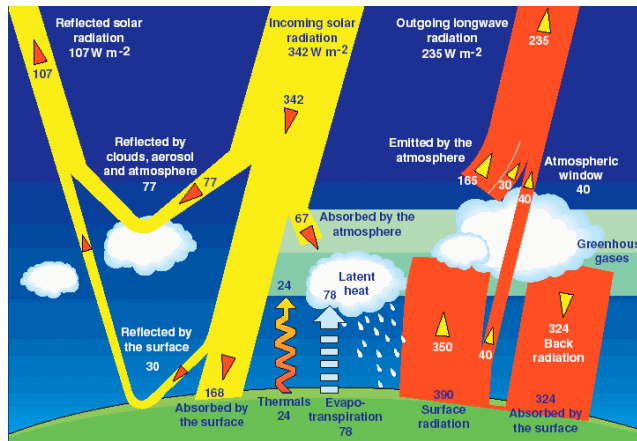
IV.3 Bilans radiatif et d'énergie annuels et globaux

Dans un modèle simplifié, le rayonnement solaire incident est absorbé et réfléchi par l'atmosphère, les océans ou les surfaces continentales. Ces échanges font intervenir une multitude de processus physiques, chimiques et biologiques. Plus quantitativement, on peut montrer qu'à l'échelle du globe terrestre tout entier, le flux solaire incident annuel qui arrive au sommet de l'atmosphère est en moyenne égal à 342 W m^{-2} . Cette énergie est redistribuée de la façon suivante :

- 31% $\Leftrightarrow 107 \text{ W m}^{-2}$ sont renvoyés vers l'espace : diffusion par l'air 6% $\Leftrightarrow 21 \text{ W m}^{-2}$, réflexion par les nuages 16% $\Leftrightarrow 56 \text{ W m}^{-2}$ et par la surface de la Terre 9% $\Leftrightarrow 30 \text{ W m}^{-2}$;
- 20% $\Leftrightarrow 67 \text{ W m}^{-2}$ chauffent directement l'atmosphère : absorption par les gaz 16% $\Leftrightarrow 55 \text{ W m}^{-2}$ et par les nuages 4% $\Leftrightarrow 12 \text{ W m}^{-2}$;
- 49% $\Leftrightarrow 168 \text{ W m}^{-2}$ traversent l'atmosphère et chauffent la surface de la Terre : absorption par les océans et le sol.

En première approximation, le système climatique est en équilibre donc le système Terre-atmosphère ne se refroidit pas ni se réchauffe. Pour rendre à l'espace l'énergie qu'il reçoit du Soleil, il émet en retour vers l'espace une énergie égale à celle absorbée soit une moyenne globale et annuelle de $168 + 67 = 235 \text{ W m}^{-2}$. Or d'après la loi de Stefan-Boltzmann, une émission d'énergie de ce niveau pour une émissivité moyenne $\varepsilon = 0,98$ correspondrait à une température de 255 K ou -18°C . Cette température est inférieure de 33 degrés à celle observée ($T_{\text{obs}} = 287 \text{ K}$ ou 15°C). C'est ici qu'intervient l'**effet de serre** : certains gaz minoritaires de l'atmosphère et les nuages absorbent jusqu'à 90 % du rayonnement infrarouge thermique émis par la Terre. Ils émettent à leur tour vers la surface dont la température augmente, etc.

- 390 W m^{-2} sont émis par la Terre dans l'infrarouge thermique : 10% $\Leftrightarrow 40 \text{ W m}^{-2}$ s'échappent dans l'espace et 90% $\Leftrightarrow 350 \text{ W m}^{-2}$ sont piégés par l'atmosphère ;
- 102 W m^{-2} s'ajoutent aux échanges radiatifs sous forme de transferts d'énergie entre surface terrestre et atmosphère : 77% $\Leftrightarrow 78 \text{ W m}^{-2}$ par chaleur latente et 23% $\Leftrightarrow 24 \text{ W m}^{-2}$ par chaleur sensible ;
- $519 \text{ W m}^{-2} = 67 \text{ W m}^{-2} + 102 \text{ W m}^{-2} + 350 \text{ W m}^{-2}$ sont accumulés par l'atmosphère : 38% $\Leftrightarrow 195 \text{ W m}^{-2}$ sont émis dans l'infrarouge thermique vers l'espace et 62% $\Leftrightarrow 324 \text{ W m}^{-2}$ sont émis vers la Terre.



Le bilan radiatif de la Terre est le flux net de rayonnement. S'il s'équilibre en moyenne globale annuelle, comme nous venons de le voir, il n'en est pas de même à l'échelle régionale en fonction des saisons. Ainsi, dresser la carte des composantes de ce bilan, surveiller sa variation dans le temps sont des éléments indispensables pour la compréhension du fonctionnement du système climatique de la Terre, car toute modification climatique (liée par exemple aux activités humaines) ne pourra se faire que *via* un changement de ces bilans. Les premières estimations du bilan radiatif datent du début du siècle ; cependant ce n'est que depuis une bonne vingtaine d'années et le développement des satellites, que des mesures quantitatives sont réellement possibles.

V. Les capteurs

L'énergie électromagnétique réfléchie, émise ou rétrodiffusée par la cible est enregistrée par un capteur. On distingue :

- Les **capteurs passifs** qui utilisent une source naturelle de rayonnement électromagnétique et se contentent d'enregistrer l'énergie naturelle, réfléchie ou émise, en provenance de la Terre : caméras, radiomètres, scattéromètres (ou rétrodiffusiomètres), balayeurs optiques ou thermiques, etc.
 - capteurs passifs sensibles au rayonnement solaire réfléchi de 0,4 μm (visible) à 2,5 μm (moyen infrarouge)
 - capteurs passifs sensibles à l'énergie thermique émise par les nuages ou la surface de la terre de 8 μm à 14 μm (infrarouge thermique)
 - capteurs passifs hyperfréquences de 0,3 cm à 30 cm (micro-ondes passives)
- Les **capteurs actifs** qui émettent un rayonnement électromagnétique et mesurent la partie réfléchie par la cible : **lidars** (capteurs actifs émettant dans le domaine optique) et **radars** (capteurs actifs émettant dans le domaine hyperfréquences).

Les capteurs comportent deux éléments i) **un système optique** qui conditionne le champ optique, la résolution spatiale et qui définit la géométrie de visée du système, ii) **un détecteur** qui commande le domaine spectral de mesure, la résolution spectrale, et qui transforme le signal physique reçu en tension (ou réaction photochimique pour les films).

V.1 Capteurs passifs dans le visible et l'infrarouge

V.1.1 La photographie

Les appareils photographiques et les photographies aériennes constituent le système de télédétection le plus simple et le plus ancien utilisé pour observer la surface de la Terre. Il existe différents types d'émulsions utilisées en télédétection, parmi lesquelles :

- les films noir et blanc constitués d'une seule couche sensible :
 - films **orthochromatiques** sensibles à une zone limitée du spectre
 - films **panchromatiques** sensibles à l'ensemble du spectre, ce sont les plus utilisées en photographie aérienne
 - films **infrarouges** noir et blanc sensibles à une portion large du spectre allant de l'ultraviolet à l'infrarouge
- les films couleur constitués de trois couches superposées sensibles à trois bandes de longueurs d'onde :
 - films en **couleurs naturelles** sensibles à la lumière bleue, verte et rouge, comme notre œil. Les couleurs apparaissent normales sur ces photos.
 - films en **fausses couleurs** sensibles au vert, au rouge et à une portion du proche infrarouge qui sont ensuite traités pour apparaître bleu, vert et rouge respectivement. Ainsi les cibles ayant une forte réflectivité dans le

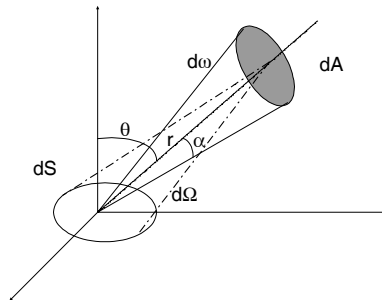
proche infrarouge apparaissent rouges, celles qui ont une forte réflectivité dans le rouge apparaissent vertes et celles avec une forte réflectivité dans le vert apparaissent bleues.



V.1.2 Les radiomètres passifs ponctuels

Un radiomètre est un **appareil électro-optique** servant à la mesure du rayonnement électromagnétique capté par un système optique et transformé en un signal électrique par un détecteur dont la nature varie en fonction du domaine spectral considéré. Un radiomètre ne génère pas des images mais des valeurs numériques de **luminance**. On utilise les radiomètres essentiellement au sol ou dans certaines mesures aéroportées. Ils servent à l'**étalonnage des capteurs aéroportés ou spatiaux** et à des **travaux de recherche fondamentale** sur les propriétés optiques des surfaces naturelles. On utilise en général un cristal photosensible dont les propriétés électriques, comme la résistance, varient en fonction de l'intensité du rayonnement reçu : **photodiode au silicium** dans le visible / proche-infrarouge (0.4–1 μm), **détecteur au sulfure de plomb** dans le moyen infrarouge (1–4 μm) et **détecteur pyroélectrique** dans l'infrarouge thermique (≈10 μm).

Rappel : un angle solide $d\Omega$ délimite un cône dans l'espace. Il est exprimé en stéradian (sr) et est calculé par $d\Omega = \frac{dS}{r^2} = \frac{(rd\theta)(r \sin\theta d\varphi)}{r^2} = \sin\theta d\theta d\varphi$ où dS est la surface que découpe le cône sur une sphère de rayon r . L'angle solide correspondant à tout l'espace autour d'un point vaut 4π sr ; celui d'un cône de révolution dont le demi-angle plan au sommet est α vaut : $\Omega = \int_{\theta=0}^{\alpha} \int_{\varphi=0}^{2\pi} \sin\theta d\theta d\varphi = 2\pi [-\cos\theta]_0^{\alpha} = 2\pi(1 - \cos\alpha)$ sr.



Considérons une source étendue (non ponctuelle) de surface dS , émettant dans la direction (θ, φ) à l'intérieur de l'angle solide $d\omega$: sa **luminance énergétique** (en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$) est notée $L(\theta, \varphi)$ et le **flux énergétique** (en W) émis par l'ensemble de la source dans cet angle solide est :

$$d^2\phi_s(\theta, \varphi) = L(\theta, \varphi) dS \cos\theta_s d\omega \tag{5.1}$$

L'**intensité énergétique** (en W sr^{-1}) de la source dans cette direction est le flux énergétique qu'elle émet par unité d'angle solide le long de cet axe :

$$I(\theta, \varphi) = \frac{d\phi_s(\theta, \varphi)}{d\omega} \tag{5.2}$$

Si la source est isotrope, son intensité énergétique est indépendante de l'orientation considérée et $I = \phi/4\pi$. Considérons maintenant un détecteur placé à une distance r de la source, de surface dA et visant dans la direction (θ, φ) à l'intérieur de l'angle solide $d\Omega$. Le **flux énergétique** (en W) qui atteint dA est égal à :

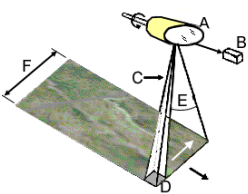
$$d\phi_r = I(\theta, \varphi) d\Omega = I(\theta, \varphi) \frac{dA \cos\theta_r}{r^2} \tag{5.3}$$

Enfin la puissance reçue par unité de surface du détecteur ou **éclairement énergétique** (en W m^{-2}) est égale à :

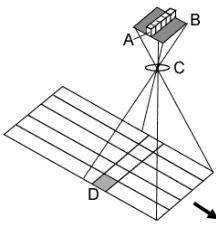
$$E_r = \frac{d\phi_r}{dA} = I(\theta, \varphi) \frac{\cos \theta_r}{r^2} \quad [5.4]$$

V.1.3 Les radiomètres passifs imageurs

Pour fabriquer une image, il faut un **système mécanique et optique** des détecteurs permettant de viser non plus un point fixe, mais de balayer l'ensemble d'une scène, et un **système de restitution** permettant d'associer aux valeurs radiométriques obtenues en chaque point des niveaux de gris. Les performances de ces capteurs dépendent de caractéristiques spatiales et spectrale.



Systèmes à balayage optique et mécanique : ils permettent de déplacer le champ de vision instantané sur une bande de la surface terrestre. Ce balayage est obtenu par un miroir tournant (**NOAA-AVHRR**) ou oscillant (**LANDSAT-TM**) autour d'un axe parallèle au vecteur vitesse du satellite. Parfois c'est le satellite qui tourne sur lui-même (**METEOSAT**). Limitations : lorsque la vitesse de rotation est élevée, les temps d'exposition sont très courts ; le temps de réponse du capteur doit être alors très court, de l'ordre de la nano-seconde, ce qui induit des difficultés techniques.



Barettes ou matrices de détecteurs : le miroir est remplacé par plusieurs centaines de détecteurs groupés sur une barette CCD disposée perpendiculairement au sens de déplacement de la plate-forme. Ce système présente plusieurs avantages par rapport au système à balayage : il augmente le temps d'exposition ce qui permet aux détecteurs de capter plus d'énergie, et donc améliore la résolution radiométrique. De plus, comme les détecteurs sont des dispositifs micro-électroniques, ils sont généralement plus petits, plus légers, nécessitent moins d'énergie, sont plus fiables et plus durables car ils n'ont pas de pièces mobiles.

Ex SPOT-HRV, 820 km d'altitude, 6000 photodiodes, angle de vue instantané de 1.2×10^{-5} rad, pixels de 10 m au sol en mode panchromatique

Ex ER2-AVIRIS (*Airborne Visible Infrared Imaging Spectrometer*)

- **Champ instantané d'observation** (IFOV = *Instantaneous Field of View*) : exprimé en radian, il correspond au cône d'analyse d'un capteur donnée et donc dépend de l'angle d'ouverture de ce capteur. Il permet de calculer les dimensions de la surface terrestre la plus grande qu'il soit possible de voir depuis le capteur (cf. notion de résolution spatiale).
Ex LANDSAT-TM, 720 km d'altitude, angle de vue instantané de $4.25 \cdot 10^{-5}$ rad, pixels de 30 m au sol
- **Champ global d'observation** : taille du territoire observé par le satellite.
Ex LANDSAT-TM (185 km \times 185 km), **SPOT-HRV** (60 km \times 60 km)
- **Résolution spectrale** : elle exprime l'aptitude du capteur à séparer des signaux de longueurs d'onde différentes. Par extension, longueurs d'onde utilisées pour la mesure.

V.2 Capteurs actifs émettant dans le domaine optique

En mode passif, le radiomètre enregistre l'émission naturelle de la surface ; en mode actif, il émet un signal dans une longueur d'onde donnée et mesure la rétrodiffusion de ce signal par la surface visée. Le **lidar** (*Light Detection and Ranging*) est une technique d'imagerie active dont la source émettrice est un laser et le détecteur un télescope. Elle est surtout utilisée pour mesurer la hauteur de la canopée par rapport à la surface du sol, la profondeur de l'eau par rapport à la surface de l'eau, ou encore pour examiner les particules contenues dans les différentes couches de l'atmosphère. On l'utilise aussi pour étudier la fluorescence des plantes, des algues ou des polluants (déversements accidentels ou naturels d'hydrocarbures).

Ex FLIDAR3 (*Fluorescence Lidar*) \Rightarrow télédétection de la fluorescence marine et des couverts végétaux

GLASS (*Geoscience Laser Altimeter System*) sur le satellite **ICESat** (*Ice, Cloud, and land Elevation Satellite*)

V.3 Capteurs actifs émettant dans les hyperfréquences

Une **antenne radar** (*Radio Detection and Ranging*) fonctionne en alternance comme un émetteur et comme un récepteur. De forme parabolique, conique ou pyramidale, elle assure aussi bien l'émission que la réception des ondes. On dit que l'antenne est un **élément réciproque**. Pour étudier la structure spatiale d'une antenne, on la fait fonctionner en émission et on mesure la distribution spatiale du rayonnement émis en s'appuyant sur le principe de réciprocité. Le **gain** $G(\theta, \varphi)$ est défini comme le rapport de la puissance émise dans une direction donnée $P_e(\theta, \varphi)$ à celle d'une

antenne qui émettrait isotropiquement à la même puissance totale $\int P_e(\theta, \varphi) d\Omega$. Un scattéromètre mesure la distance à la cible R afin de calculer le **coefficient de rétrodiffusion** $\sigma_o(\theta, \varphi)$ défini par :

$$\sigma_o(\theta, \varphi) = \left\{ \frac{(4\pi)^3 R^4}{\lambda^2 S \times G^2(\theta, \varphi)} \right\} \frac{P_r(\theta, \varphi)}{P_e(\theta, \varphi)} = K \frac{P_r(\theta, \varphi)}{P_e(\theta, \varphi)} \quad [5.5]$$

Avec λ la longueur d'onde d'émission (en m), R la distance cible-antenne (en m), S la surface visée (en m^2), $G(\theta, \varphi)$ le gain de l'antenne, $P_r(\theta, \varphi)$ la puissance reçue (en W) et $P_e(\theta, \varphi)$ la puissance émise (en W). La relation [5.5] montre que σ_o est sans dimension. Cependant, on l'exprime souvent en dB sachant que $1 \text{ dB} = 10 \log(P_r/P_e)$. Le coefficient de rétrodiffusion est fonction de plusieurs paramètres :

- la **fréquence** : le faisceau incident est monochromatique, à une fréquence bien définie. Le domaine des micro-ondes pour l'observation de la Terre va de 6 mm à 1 m, mais les bandes les plus utilisées sont :

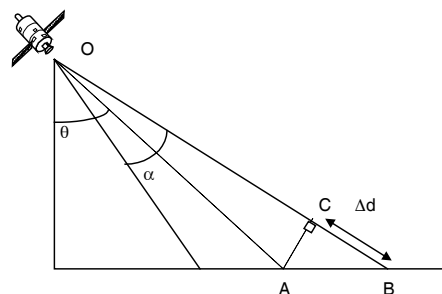
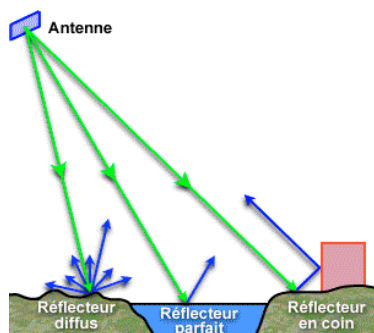
Bande	Domaine	Bande	Domaine	Bande	Domaine
Q	de 0,75 à 1,1 cm	X	2,4 à 3,75 cm	L	de 15 à 30 cm
K	de 1,1 à 1,66 cm	C	de 3,75 à 7,5 cm	P	de 30 à 100 cm
J	de 1,66 à 2,4 cm	S	de 7,5 à 15 cm		

Ex **SIR-C/X-SAR** sur la navette spatiale \Rightarrow bandes C, L, X ; **ERSI** \Rightarrow bande C ; **RADARSAT1** \Rightarrow bande C

- l'**angle d'incidence**
- la **polarisation** : le faisceau incident peut être polarisé et celui rétrodiffusé par la surface peut être à son tour analysé par un polariseur. On parle de polarisation horizontale (H) lorsque le champ électrique \vec{E} du rayonnement électromagnétique vibre dans un plan parallèle à l'axe de vol et est perpendiculaire à la direction de visée ; on dit que la polarisation est verticale (V) si \vec{E} est perpendiculaire aux axes de vol et de visée. Quatre combinaisons sont possibles : HH et VV (**polarisation parallèle**) ou HV et VH (**polarisation croisée**).
- les **caractéristiques électriques du milieu** : la constante diélectrique ϵ décrit la capacité des matériaux d'absorber, de réfléchir et d'émettre l'énergie des hyperfréquences : $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_o$ avec $\epsilon_o = 8.85 \cdot 10^{-12} \text{ A s V}^{-1} \text{ m}^{-1}$. Le coefficient de rétrodiffusion σ_o sera d'autant plus fort que la constante diélectrique moyenne du milieu est élevée ($\epsilon = 1$ pour l'air et $\epsilon = 78$ pour l'eau pure). Il augmente donc en fonction de la teneur en eau de la cible. Ainsi une culture irriguée apparaîtra plus claire sur une image radar qu'une culture non irriguée. Enfin, en règle générale, la constante diélectrique augmente avec la longueur d'onde.

NB La perméabilité magnétique μ (quotient de l'induction magnétique \vec{B} par le champ magnétique \vec{H} exprimé en H m^{-1}) et la constante diélectrique ϵ sont liées par la relation : $\epsilon \mu c^2 = 1$.

- la **géométrie de la surface** : la rugosité d'une surface influence fortement la quantité d'énergie rétrodiffusée. Les surfaces lisses et horizontales, qui réfléchissent presque toute l'énergie incidente dans la direction opposée du radar, sont appelées réflecteurs spéculaires. Ces surfaces, comme l'eau calme ou les routes pavées, apparaissent foncées sur les images radar. Les surfaces rugueuses diffusent l'énergie des hyperfréquences incidentes dans de nombreuses directions. On parle alors de réflexion diffuse. Les surfaces recouvertes de végétation provoquent la réflexion diffuse des hyperfréquences, et apparaissent donc comme des zones claires sur les images radar.



Le **radar latéral** est le système le plus simple pour fabriquer une image : l'impulsion d'énergie hyperfréquence est projetée par l'antenne en un faisceau étroit maintenu dans le plan perpendiculaire au déplacement de la plate-forme. Une partie de l'énergie est rétrodiffusée par les objets au sol et se trouve renvoyée vers le capteur. Les caractéristiques

de l'onde retournée (amplitude, phase, polarisation) sont comparées à celles de l'onde émise afin de déduire, d'une part le temps de parcours capteur–objet–capteur et par conséquent la distance capteur-objet, et d'autre part l'atténuation du signal rétrodiffusé par rapport au signal émis, et par déduction les propriétés de la surface réfléchissante (pente, rugosité, propriétés diélectriques). Les objets au sol contenus dans le plan perpendiculaire au déplacement du capteur sont séparés sur l'image par l'analyse du temps de retour. L'autre dimension de l'image sera générée par le déplacement même du capteur.

- AN $r = AB$, $d = OA \approx OC$, $\Delta d = BC$, $c = 3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$, $\theta = 25^\circ$, $\alpha = 10^\circ$.
- donner le temps de parcours aller / retour de l'onde radar entre l'antenne et le point A
 - $t_A = 2d / c$
 - donner le temps de parcours aller / retour entre l'antenne et le point B
 - $t_B = 2(d+\Delta d) / c$
 - en déduire le temps de parcours $\Delta t = t_B - t_A$
 - $\Delta t = 2 \Delta d / c$
 - exprimer la distance r séparant les points A et B en fonction de α , θ , c et Δt
 - $r = c \Delta t / (2 \sin(\alpha/2+\theta))$
 - soit T le temps pendant lequel un train d'onde est produit : si $T > \Delta t$, alors les deux points A et B pourront être séparés, sinon, les deux ondes de retour vont se chevaucher. Quelle est la distance minimum de séparation correspondant à $T = 0.1 \mu\text{s}$?
 - $r_{\min} = 30 \text{ m}$

Les radars latéraux émettent et reçoivent des signaux dans les hyperfréquences au moyen d'une antenne de longueur fixe. Ces radars ne peuvent fournir une résolution suffisamment fine pour la plupart des applications de télédétection, tout simplement parce qu'il est difficile de transporter une très longue antenne. Pour résoudre ce problème, on a mis au point les **radars à synthèse d'ouverture** (SAR = *Synthetic Aperture Radar*) qui ont une antenne physiquement plus courte, capable de simuler des antennes virtuelles de plus grande dimension que l'antenne réelle, ce qui permet un accroissement du pouvoir de résolution. On y parvient en utilisant des techniques spéciales d'enregistrement des données et de traitement de signal.

Ex **ERS-1** (*European Remote Sensing Satellite*), **JERS** (*Japan Earth Resources Satellite*), **RADARSAT-1**

VI. Les vecteurs utilisés en télédétection

Pour enregistrer l'énergie réfléchie ou émise par une surface donnée, on doit installer un capteur sur une plateforme distante de la surface ou de la cible observée. Ces plates-formes peuvent être situées près de la surface terrestre, comme par exemple au sol, dans un avion ou un ballon, ou à l'extérieur de l'atmosphère terrestre, comme par exemple sur un véhicule spatial ou un satellite. Par définition, un **vecteur** est un véhicule spatial, aérien ou terrestre capable de porter un capteur.

VI.1 Plates-formes terrestres

On les utilise pour enregistrer des informations détaillées sur la surface à des fins d'expérimentation et d'étalonnage. Ces informations seront, par la suite, comparées aux informations recueillies par avion ou à partir d'un satellite. On peut citer les **dispositifs de laboratoire** (spectrophotomètres à sphère intégrante, goniomètres de différentes tailles comme **EGO**, **FIGOS** ou **EMSL**) ou les **dispositifs extérieurs** permettant de soulever le capteur à quelques mètres du sol (**PARABOLA**).

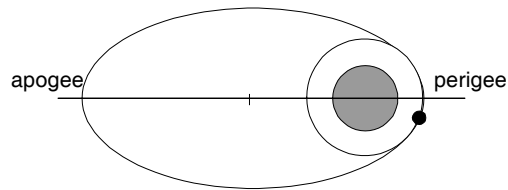
VI.2 Plates formes aériennes

Les **ballons** ont pour principal avantage de porter un capteur à haute altitude pour un coût relativement faible, mais ont pour inconvénient une faible capacité portante, une trajectoire plus ou moins contrôlée, et la mesure dans une seule direction. Les **avions** et les **hélicoptères** sont d'un emploi plus souple : ils peuvent porter un poids considérable et permettent un contrôle précis des capteurs en vol ; en revanche leur répétitivité n'est pas garantie, ils couvrent un territoire limité, et le coût de l'heure de vol est assez élevé.

VI.3 Plates-formes spatiales

Les **satellites habités** ne permettent que l'acquisition de données expérimentales car les missions sont de trop courte durée et elles correspondent à des dates difficilement programmables (Ex navette spatiale, station orbitale **MIR**). Les satellites d'observation de la Terre sont des vaisseaux en orbite terrestre, spécialement conçus pour cet usage, et qui, en respectant les lois de la gravitation, se déplacent selon une ellipse dont un des foyers est occupé par le centre de la

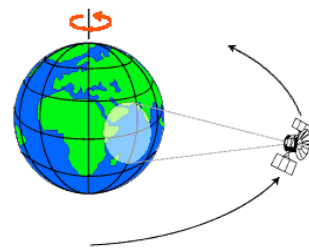
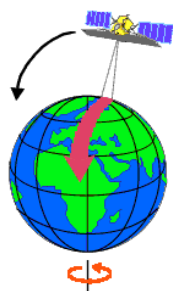
Terre. Une fois lancés dans le vide, au-dessus des régions denses de l'atmosphère, les satellites se déplacent seuls, sans moteur, donc sans consommer d'énergie autre que celle qui est nécessaire au bon fonctionnement des instruments de bord ainsi que pour les corrections de trajectoire et d'altitude. Le mouvement des satellites suit les **lois de Kepler**. Une des plus grandes découvertes expérimentales dans l'histoire des sciences est la détermination par Kepler de l'orbite des planètes autour du Soleil. Kepler énonça les trois lois essentielles sous la forme :



- 1) Toutes les planètes décrivent une trajectoire elliptique dont le Soleil occupe un foyer. Si la capsule n'était pas soumise à l'attraction terrestre, ni à toute autre interaction, elle aurait un mouvement rectiligne et uniforme. La plupart des satellites d'observation de la Terre ont des trajectoires pratiquement circulaires afin que leur distance à la surface terrestre reste constante.
- 2) Une ligne tracée du Soleil vers une planète balaye des aires égales en des temps égaux.
- 3) Les carrés des périodes de révolution des planètes autour du Soleil sont proportionnels aux cubes des demi-axes principaux des ellipses : $T^2/a^3 = \text{cte}$.

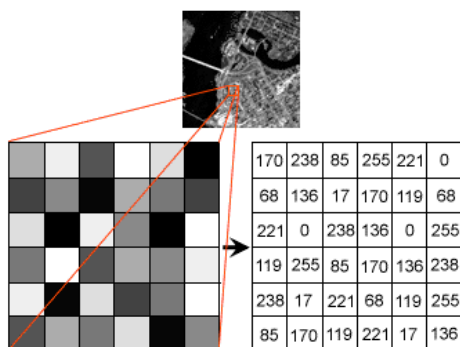
Grâce à leur orbite, les plates-formes spatiales permettent une couverture répétitive et continue de la surface de la Terre. On distingue deux grand types d'orbites :

- **orbite héliosynchrone ou quasi-polaire** : le plan orbital reste pratiquement constant par rapport au plan orbital de la Terre autour du Soleil, de telle sorte qu'au fur et à mesure que la Terre tourne sur son axe, la trace des orbites successives se déplace vers l'ouest. En 24 heures, chaque satellite peut voir la planète entière, une fois pendant le jour et une fois pendant la nuit. Pour la plupart des satellites météorologiques polaires, les orbites sont choisies de telle sorte qu'elles soient héliosynchrones, ce qui signifie que l'orbite garde un angle constant avec le soleil durant toute l'année. L'altitude est comprise entre 300 et 1500 km, souvent autour de 700 km, ce qui permet de bonnes résolutions au sol et un recouvrement presque complet de la Terre. A une altitude de 850 km, les satellites en orbite quasi-polaire tournent autour de la Terre environ 14 fois par jour.
- **orbite géostationnaire** : la satellite reste constamment au-dessus d'un point fixe de la Terre. L'orbite est forcément équatoriale (son plan orbital se confond avec le plan de l'équateur) et circulaire. La période de rotation est de 24 heures et le satellite est à une altitude d'environ 36000 km. Les satellites météorologiques ou de télédiffusion sont situés sur une orbite géostationnaire leur permettant de couvrir 42 % de la surface totale du globe. Les satellites de communication et d'observation des conditions météorologiques sont situés sur de telles orbites. Ils fournissent des images avec une cadence de 15 minutes, et même moins pour des zones plus réduites.



VII. Analyse des données de télédétection

Immédiatement après leur acquisition, les données se présentent sous une forme qui en général ne permet pas l'extraction facile et immédiate des informations d'intérêt. Nous n'aborderons ici que le cas des images numériques, par opposition aux photographies aériennes. Une image numérique est une représentation bidimensionnelle d'un objet quelconque : $f(x, y) \in R^+$. En réalité, la fonction f est discrétisée et codée sur des valeurs entières : $I(i, j) \in N^+$. L'image numérique est donc une matrice $A_{i,j}$ dont chaque élément est la valeur radiométrique du point (i, j) . Si i varie de 1 à n , et j varie de 1 à p , l'image est composée de $n \times p$ pixels. La radiométrie d'un pixel est généralement codée sur 8 bits, soit 256 niveaux entre 0 et 255. La numérisation des images peut avoir lieu soit en temps réel (à bord du satellite), soit après acquisition lorsque l'image est stockée sous forme analogique. Avant d'analyser les images et d'en extraire l'information recherchée, des opérations de prétraitement sont nécessaires.



VII.1 Le prétraitement des données

VII.1.1 Les corrections radiométriques

Si pour certaines applications de la télédétection il n'est nullement nécessaire d'obtenir des mesures exactes des intensités de rayonnement mesurées, pour d'autres il est essentiel de quantifier celles-ci. Elles consistent principalement à transformer les mesures de luminance en mesures d'autres paramètres liés aux corps étudiés (réflectance, degré de polarisation, émissivité, température, etc.). Les corrections radiométriques permettent aussi de standardiser les comptes numériques entre plusieurs images en éliminant les effets de l'inclinaison solaire qui varie en cours d'année ou ceux liés au vieillissement des détecteurs. Enfin, bien que de nombreuses applications les ignorent encore, des **corrections atmosphériques** sont nécessaires pour établir le signal radiométrique au sol. Il existe plusieurs approches permettant de corriger les effets de l'atmosphère sur le signal :

- on peut effectuer des mesures *in situ* en même temps que des données sont acquises par le satellite. Cette calibration est valable pour un lieu, une date et un instant donnés. Il est difficile de l'étendre géographiquement ou dans le temps.
- on peut utiliser un modèle d'atmosphère qui tient compte de l'année, de l'altitude, de la latitude et de la longitude de la zone étudiée (Ex modèle continental, maritime, urbain).
- on peut enfin utiliser un modèle d'atmosphère conjointement avec des mesures *in situ* des paramètres atmosphériques. On parle alors de correction radiométrique absolue.

VII.1.2 Les corrections géométriques

Elles consistent à rectifier les images de satellites de manière à les rendre superposables à d'autres images ou à des documents cartographiques. Plusieurs sources d'erreurs peuvent entraîner des déformations spatiales :

- les distorsions causées par l'environnement observé (courbure de la Terre, variations d'altitude, etc.).
- les distorsions dues aux erreurs des systèmes de mesure.
- les distorsions provenant du mouvement de la plate-forme.

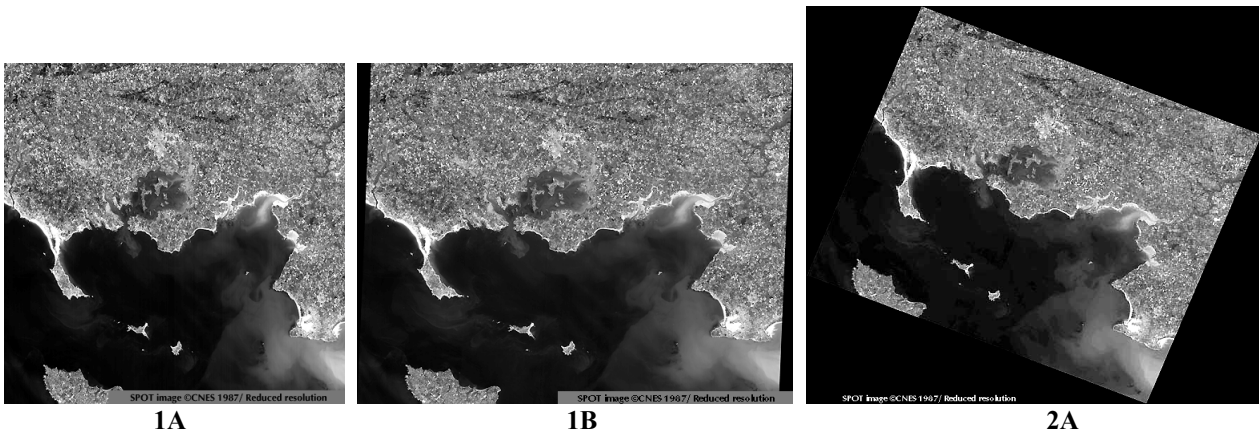
Ces distorsions sont toujours plus fortes pour les capteurs aéroportés que pour les capteurs satellitaires. La méthode traditionnelle pour corriger géométriquement les images consiste à calculer des modèles de déformation à partir de points d'appuis (**amers**) dont on connaît les coordonnées sur l'image à rectifier, ainsi que dans le document de référence ; cette transformation ne requiert aucune connaissance *a priori* du système d'acquisition. Une deuxième méthode consiste à transformer les images par des modèles mathématiques fondés sur la connaissance précise des paramètres liés à la prise des données.

Exemple niveaux de traitement des images **SPOT-HRV**

1A : ce niveau de prétraitement est un niveau quasiment brut où seules des corrections radiométriques ont été effectuées. Les effets instrumentaux sont corrigés par un modèle linéaire qui égalise la sensibilité des détecteurs. Ces corrections minimales sont effectuées de façon systématique sur toutes les données. C'est un niveau particulièrement destiné aux utilisateurs désirant des données ayant subi le minimum de traitements.

1B : c'est le niveau de prétraitement de base ayant subi les mêmes corrections radiométriques que pour le niveau 1A et des corrections géométriques. Ces dernières prennent en considération les caractéristiques de la prise de vue et du système satellite / Terre (effet panoramique, rotation et courbure de la terre, variation d'altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence).

2A : c'est un niveau de précision géoréférencé qui inclut les corrections radiométriques appliquées au niveau 1 et des corrections géométriques bidimensionnelle sans points d'appui.

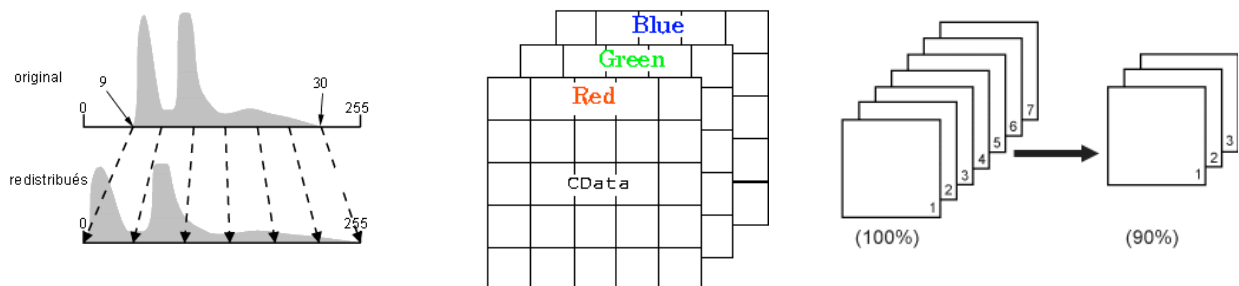


VII.2 Transformation des images

- **Filtrage des images** : il consiste à éliminer le bruit contenu dans les données.
- **Amélioration des contrastes** : le but est de rendre l'image plus lisible et plus facilement interprétable pour l'œil humain en manipulant la distribution des niveaux d'intensité dont l'histogramme est la représentation graphique. Sur une image brute, les valeurs radiométriques sont généralement comprises dans un intervalle plus réduit que $[0, 255]$. On identifie alors les limites supérieure (valeur maximale) et inférieure (valeur minimale) d'intensité représentées sur l'histogramme et, à l'aide d'une transformation linéaire, on étire ces valeurs sur l'ensemble des valeurs disponibles \Rightarrow **étalement de dynamique**. Cela revient à effectuer la transformation suivante :

$$v = 255 \times \frac{u - u_{\min}}{u_{\max} - u_{\min}} \quad [7.1]$$

- **Compositions colorées** : lorsqu'on visualise une image multispectrale, il est classique d'utiliser chacun des trois plans couleur (rouge, vert, bleu) du moniteur pour représenter simultanément trois des canaux. Dans le cas de **SPOT-HRV** par exemple, on affichera le canal XS3 (proche infrarouge) en rouge, le canal XS1 (visible) en vert et le canal XS2 (visible) en bleu. On obtient ainsi une composition colorée de l'image multispectrale.
- **Analyse en composantes principales** : une image est d'autant plus intéressante à observer que l'information est plus contrastée, c'est-à-dire qu'elle va s'écartier statistiquement de l'information moyenne. On va, par conséquent, utiliser la variance pour mesurer l'information d'une image. Les données de bandes multispectrales différentes ont souvent une corrélation très élevée et contiennent de l'information similaire. Par exemple, les capteurs des bandes 4 et 5 de **Landsat-MSS** (vert et rouge respectivement) produisent des images d'apparence visuelle très semblable étant donné que la réflectance pour le même type de surface est presque identique. Afin d'augmenter la variance des canaux d'une image, il faut les décorréler les uns par rapport aux autres. Des transformations basées sur des traitements statistiques peuvent être utilisées pour réduire la redondance des données et la corrélation entre les bandes. L'analyse des composantes principales est une transformation de ce genre. Le but de cette transformation est de réduire le nombre de dimensions (nombre de bandes) et de produire une compression de l'information de plusieurs bandes dans un nombre plus restreint de bandes. Les "nouvelles" bandes qui résultent de cette compression statistique sont appelées composantes. Ce procédé vise à maximiser (statistiquement) la quantité d'information (ou variance) des données originales dans un nombre restreint de composantes. L'interprétation et l'analyse des premières composantes, en les combinant visuellement ou numériquement, est plus simple et plus efficace que l'utilisation des bandes initiales \Rightarrow méthode à utiliser avec prudence.



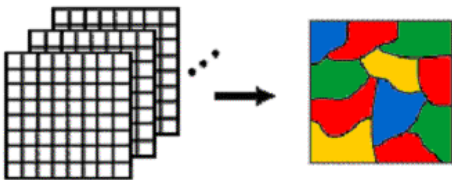
- Approche physique : une autre façon de traiter le problème du choix optimal des canaux passe par la compréhension physique de l'intérêt thématique des canaux. On crée alors de nouveaux canaux ayant une signification physique précise.

Ex indice de végétation normalisé $NDVI = \frac{R_{PIR} - R_R}{R_{PIR} + R_R}$ qui est corrélé à la biomasse aérienne verte d'un couvert

végétal pour des couvertures faibles.

Ex estimation de paramètres biologiques et physiques d'un couvert végétal par inversion de **modèles de transfert radiatif** par exemple.

VII.3 Méthodes de classification



La classification des images a pour but de remplacer une interprétation parfois vague ou ambiguë par des processus plus quantitatifs et reproductibles. Les processus de classification sont à la base de nombreuses techniques d'analyse d'images ; elles constituent d'autre part l'un des fondements des méthodes de reconnaissance de formes.

- Utilisation de la dimension spectrale : il s'agit d'identifier la classe de signature spectrale à laquelle appartient chaque objet contenu dans la scène analysée afin de la subdiviser en parties de même apparence \Rightarrow notion de **segmentation**. L'établissement des classes peut se faire à partir de deux situations initiales distinctes. Dans le premier cas, on possède des connaissances *a priori* sur la nature des objets contenus dans l'image et il suffit de communiquer ces informations à l'ordinateur pour son apprentissage \Rightarrow **classification dirigée**. Dans le deuxième cas, aucune information n'est connue et l'ordinateur doit déterminer automatiquement ces classes \Rightarrow **classification automatique**. Une signature spectrale étant un point dans un espace à N dimensions (N canaux), découper cet espace revient à mesurer des distances entre les signatures.
- Utilisation de la dimension spatiale : les procédures de classements précédentes considèrent les pixels comme indépendants les uns des autres dans l'espace. Or leur arrangement spatial n'est pas le fruit seul du hasard. La prise en compte de cette dimension spatiale est donc intéressante pour améliorer les classifications. Une grande variété d'approches méthodologiques innovatrices ont été développées récemment :
 - **analyse de texture** : l'information texturale est déterminée par la forme et la configuration d'un groupe de pixels de niveaux de gris différents.
 - **morphologie mathématique** : elle s'intéresse à la forme des objets. Il s'agit d'une transformation consistant à modifier l'image à l'aide d'une figure géométrique appelée élément structurant. On distingue deux filtres morphologiques : l'ouverture (érosion + dilatation) et la fermeture (dilatation + érosion).
 - **analyse fractale**

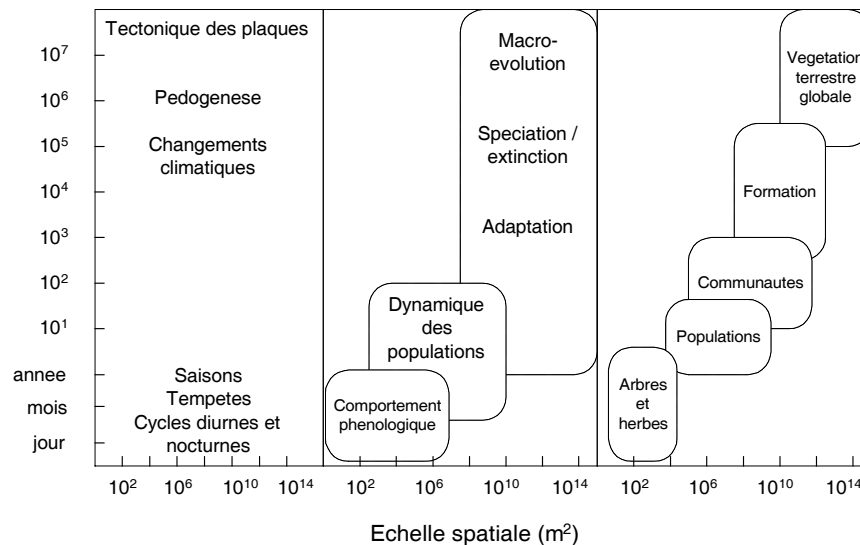
VIII. Télédétection de la végétation dans le domaine optique

Le but est d'estimer la distribution, la quantité, et la composition biochimique de la végétation en utilisant des données de télédétection. En effet, les processus physiologiques tels que la **photosynthèse**, la **transpiration** ou la **décomposition de la matière organique** dépendent du type de végétation, de la densité et de l'âge des plantes, mais aussi de la biochimie des feuilles. Les applications sont nombreuses tant en agriculture (détection de stress, inventaire agricole, prévisions de rendement) qu'en écologie (cartographie des écosystèmes terrestres, étude des phénomènes de changement global). Considérons ces dernières applications : dans la perspective d'une modification du climat à l'échelle globale, liée à l'accumulation dans l'atmosphère de **gaz à effets de serre** (CO_2 , CH_4 , etc.), les chercheurs ont développé des **modèles de fonctionnement des couverts végétaux** afin d'en simuler les effets sur la végétation. Par un **phénomène rétroactif**, la végétation serait elle-même susceptible d'influencer le climat. Jusqu'à une époque récente, il était impossible de définir le rôle des processus écologiques à des échelles régionales et globales. La télédétection est l'outil qui a révolutionné notre approche en la matière : les mesures satellite (réflectance dans le domaine optique, température de surface dans l'infrarouge thermique, ou coefficient de rétrodiffusion dans le domaine hyperfréquences), régulièrement acquises sur presque toute la surface du globe, sont transformées en grandeurs physiques (PAR absorbé, évapotranspiration, biomasse, etc.) utilisées comme paramètres d'entrée des modèles climatiques et de fonctionnement des écosystèmes.

On pourrait être tenté de modéliser la végétation comme une couche verte d'épaisseur variable à la surface des continents. Si une telle approche permet de prédire correctement certains phénomènes comme les échanges de CO_2 , elle ne prend pas en compte la dynamique de la végétation et ne permet pas de prédire la réponse à un changement de climat.

En effet, la végétation ne réagit pas d'un bloc à un changement ou à une perturbation, mais on observe plutôt un ensemble de réactions selon les espèces. Les couverts végétaux sont caractérisés par :

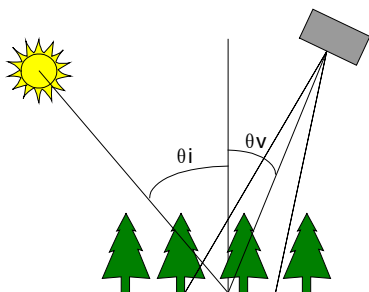
- leur **physionomie** : la physionomie des plantes isolées inclut la taille et la forme des feuilles, leur disposition, le stage phénologique de croissance, etc. On parle d'**architecture** pour décrire l'assemblage entre les plantes : cette structure est importante car elle détermine l'amplitude et la direction des échanges de matière et de rayonnement entre la surface de la Terre et l'atmosphère.
- leur **dynamique** : la végétation évolue dans l'espace et le temps en réponse à des facteurs climatiques ou terrestres. Les changements temporels incluent aussi bien les stades phénologiques de croissance (variations saisonnières) que les altérations épisodiques de la végétation (variations interannuelles). Parfois une autre cause que la variabilité climatique annuelle peut entraîner un changement progressif ou irréversible de la végétation.
- leur **composition taxonomique** : les changements d'espèces se déroulent en général sur de longues périodes de temps si bien qu'il est difficile de les étudier.



Ces trois caractéristiques peuvent être appliquées à des études globales. La structure et la dynamique des couverts végétaux sont toutes deux accessibles par télédétection ; la composition taxonomique de ces mêmes couverts est en revanche plus difficilement mesurable, même avec des images haute résolution spatiale.

VIII.1 Propriétés optiques des couverts végétaux

Un couvert végétal est principalement constitué de feuilles et d'un sol sous-jacent : sa réflectance sera donc largement influencée par les propriétés optiques de ces éléments. Pour décrire les interactions entre le rayonnement électromagnétique et le couvert végétal, il faut d'abord inventorier les principaux facteurs agissant sur sa réflectance $R_c(\lambda, \theta_i, \theta_v, \varphi)$:



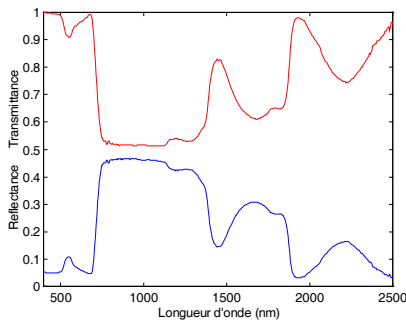
- configuration de mesure : angle zénithal d'éclairement (θ_i), de visée (θ_v), et angle azimutal relatif (φ)
- propriétés optiques des feuilles : réflectance $R_f(\lambda)$ et transmittance $T_f(\lambda)$
- propriétés optiques des sols : réflectance $R_s(\lambda, \theta_i, \theta_v, \varphi)$
- architecture du couvert : indice foliaire, angle moyen d'inclinaison des feuilles, paramètre de *hot spot* (dimension moyenne des feuilles / hauteur moyenne du couvert), etc.
- conditions d'éclairement : pourcentage de rayonnement diffus $Skyl(\lambda)$

VIII.1.1 Propriétés optiques des feuilles

Des perturbations du fonctionnement des écosystèmes peuvent s'exprimer dans la biochimie des couverts végétaux. Par exemple, la concentration relative en composés carbonés ou azotés dans les tissus foliaires reflète en partie la répartition des ressources en carbone entre les racines et les parties aériennes \Rightarrow influence sur les **cycles nutritifs**. Le taux de décomposition de la matière organique de la litière est aussi inversement proportionnel au rapport C/N dans les feuilles \Rightarrow influence sur la **production de gaz à effet de serre** via la respiration des micro-organismes du

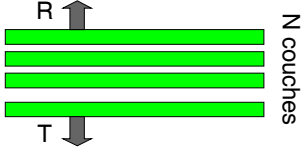
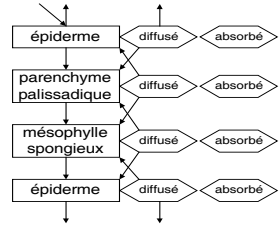
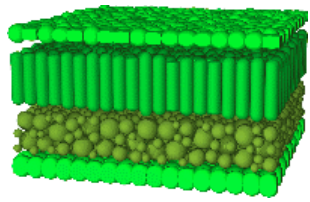
sol. L'estimation de la teneur en protéines (source de N) et en cellulose + lignine (source de C) des feuilles à partir de données de télédétection a donc fait l'objet de nombreux travaux. Les capteurs haute résolution spectrale (**MODIS**, **MERIS**) permettent de détecter des changements dans la biochimie de la végétation, améliorant notre connaissance des processus écologiques à l'échelle globale.

Les feuilles sont des milieux absorbants et diffusants. Lorsque l'on mesure leurs propriétés optiques, c'est-à-dire leur réflectance et leur transmittance spectrale, on distingue trois grands domaines de longueurs d'onde :



- le **visible** (400–750 nm) : ce domaine est caractérisé par une faible réflectance et une faible transmittance. La majeure partie du rayonnement est absorbée par les pigments photosynthétiques (chlorophylles a et b, caroténoïdes, anthocyanes, etc.) ;
- le **proche infrarouge** (750–1200 nm) : les phénomènes d'absorption étant très faibles, on observe un plateau dont les niveaux dépendent de la structure anatomique des feuilles ;
- le **moyen infrarouge** (1200–2500 nm) : les propriétés optiques des feuilles sont principalement affectées par l'eau. Lorsque la feuille se dessèche, les effets des protéines, de la cellulose et de la lignine présents dans les parois cellulaires des feuilles apparaissent.

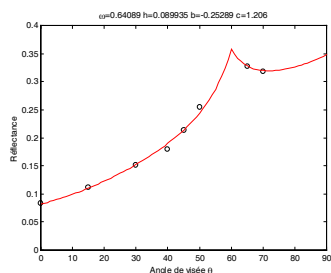
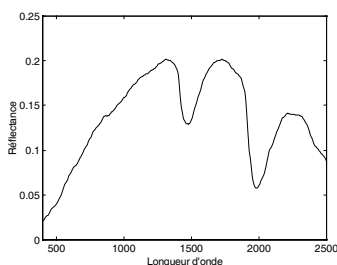
Différents types de modèles rassemblés dans le tableau ci-dessous ont été développés pour simuler les propriétés optiques des feuilles :

Modèle de couches	Modèle stochastique	Modèle de lancer de rayons
		
Ex : PROSPECT	Ex : SLOP	Ex : RAYTRAN
paramètre de structure composition biochimique	probabilités de diffusion et d'absorption	description de la structure interne des feuilles en trois dimensions
→ propriétés spectrales	→ propriétés spectrales → propriétés directionnelles → profils d'absorption	
mode direct + mode inverse	mode direct	

PROSPECT, SLOP, et RAYTRAN sont trois modèles dont les niveaux de complexité sont très différents : alors que PROSPECT calcule les propriétés optiques des feuilles avec quatre paramètres d'entrée seulement, RAYTRAN requiert une description détaillée de la structure interne des feuilles. Ceci se traduit par des moyens de calcul et des temps d'exécution très différents : un simple PC pour le premier modèle, un supercalculateur pour le second ; de quelques secondes à quelques minutes pour le premier, de quelques minutes à quelques heures pour le second. Enfin ceci a des conséquences pratiques sur la validation des modèles : PROSPECT peut être inversé et donc validé sur des données expérimentales alors que la validation de RAYTRAN est plus difficile à établir.

VIII.1.2 Propriétés optiques des sols

Les principaux facteurs affectant les propriétés optiques des sols sont la rugosité de surface et les constituants du sol : minéraux (argiles, oxydes et hydroxydes de fer, carbonates, sulfates, etc.), matière organique (humus et substances non humiques), eau et air. Le tout forme un milieu complexe dont les propriétés optiques sont elles aussi complexes.



- **Propriétés spectrales** : la réflectance spectrale a beaucoup été étudiée en laboratoire sur des poudres minérales et en milieu naturel sur des roches ou des sols de nature variable. Au niveau microscopique, les phénomènes d'absorption sont liés à des transitions électroniques dans le visible, à des vibrations et rotations de molécules dans le proche et moyen infrarouge. Au niveau macroscopique, les sols ont été étudiés empiriquement : ainsi on sait qu'un sol mouillé est plus sombre qu'un sol sec, et donc que sa réflectance est plus faible, mais on sait difficilement modéliser cette variation de réflectance en fonction de la teneur en eau du sol.

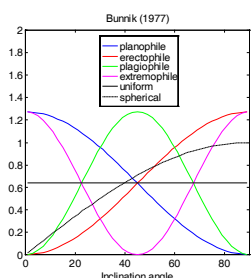
- **Propriétés directionnelles** : le rayonnement solaire qui arrive au sol ne rencontre généralement pas une surface plane mais une surface rugueuse. Les sols rugueux présentent un phénomène de *hot spot* important comme le montre la figure ci-contre ; au contraire, certains sols désertiques sont caractérisés par un effet spéculaire très marqué. Des modèles de conception simple comme le modèle de Hapke ont été mis au point pour simuler la réflectance bidirectionnelle des sols en fonction d'un albédo de simple diffusion ω , d'un paramètre de rugosité du sol h , et de paramètres de fonction de phase b et c .

VIII.1.3 Architecture d'un couvert végétal

Au premier ordre on peut la caractériser par l'**indice foliaire** (LAI = *Leaf Area Index*). Si l'on excepte les forêts tropicales, les forêts tempérées et les cultures, la végétation est surtout de type ouvert, c'est-à-dire que le taux de couverture est inférieur à 1. Lorsque le LAI est supérieur à 1, les interactions entre le rayonnement électromagnétique et les plantes peuvent être modélisées comme un processus unidimensionnel où seule la hauteur du couvert végétal entre en compte ; au contraire, lorsque le LAI est inférieur à 1, la végétation occupe des volumes discrets dans l'espace et les mêmes interactions doivent être modélisées en deux ou trois dimensions. Dans la prise en compte des processus écologiques – répartition des précipitations ou du rayonnement, redistribution de la matière organique ou des éléments nutritifs – le sol doit alors faire l'objet d'autant d'attention que la végétation.

LAI	Type	Proportion
LAI > 1	forêt tropicale	12 %
	forêt tempérée	7 %
	culture	11 %
LAI < 1	forêt boréale	7 %
	savanne	17 %
	prairies tempérées	12 %
	tundra	7 %
	déserts	27 %

La disposition des feuilles dans un couvert végétal influence aussi la manière dont le rayonnement électromagnétique interagit avec les plantes. L'**inclinaison des feuilles** varie d'une culture à l'autre mais elle dépend aussi du stade de croissance de la culture et parfois même de l'heure de la journée. Un stress peut aussi provoquer des modifications de la structure du couvert végétal. L'inclinaison est définie par l'angle que fait le limbe avec la verticale. Bien entendu, toutes les feuilles n'ont pas la même inclinaison : on parle dans ce cas de distribution d'angles foliaires et la fonction qui la caractérise est la **fonction de distribution des angles foliaires**. On considère classiquement six classes d'orientation :



1. orientation planophile : feuilles principalement horizontales
2. orientation érectophile : feuilles principalement verticales
3. orientation plagiophile : feuilles inclinées préférentiellement à 45°
4. orientation extrémophile : distribution bimodale avec des feuilles horizontales et verticales
5. orientation uniforme : feuilles sans inclinaison préférentielle
6. orientation sphérique : feuilles inclinées selon les normales à une sphère

VIII.2 Extraction des paramètres biophysiques de la végétation

VIII.2.1 Approche semi-empirique

Elle consiste à corrélér par des relations simples des indices spectraux à des caractéristiques de la végétation.

- **Combinaisons de bandes larges** = indices de végétation (NDVI, SAVI, TSAVI, GEMI, etc.) utilisés pour déterminer l'indice foliaire (LAI), la fraction de rayonnement photosynthétiquement actif absorbé (APAR), etc. D'un point de vue opérationnel, on a surtout utilisé le NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) pour estimer le LAI ou la biomasse. Cette approche empirique simple a permis de mieux comprendre la structure et la dynamique de la végétation à différentes échelles. En particulier, elle a permis de mettre en évidence le lien étroit entre la végétation et les fluctuations du CO₂ atmosphérique global.

$$NDVI = \frac{R_{PIR} - R_R}{R_{PIR} + R_R} \text{ et } LAI = f(NDVI) \quad [8.1]$$

- **Glissements spectraux** = position du point d'inflexion du *red edge* (brusque augmentation de la réflectance de la végétation entre 670 et 780 nm) utilisée pour déterminer la concentration en chlorophylle des feuilles, l'indice foliaire, la distribution d'angles foliaires, etc.

$$\lambda_i \text{ est tel que } \frac{\partial^2 R_c}{\partial \lambda^2} = 0 \quad [8.2]$$

- **Approche statistique** = on relie directement les valeurs de réflectance avec des caractéristiques de la végétation.
 - **modèles de mélange** : très utilisés en haute résolution spectrale, ils consistent à créer un catalogue de spectres de référence (feuilles, minéraux, etc.) acquis au laboratoire ou à l'extérieur sur des surfaces bien connues ; l'analyse revient alors à approcher un spectre de réflectance mesuré $R_c(\lambda)$ par la meilleure combinaison possible de ces spectres de référence ($R_1(\lambda), R_2(\lambda), \dots, R_n(\lambda)$). Cette méthode est utilisée pour déterminer le taux de couverture du sol ou la biochimie des feuilles.

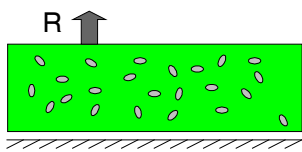
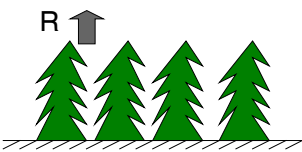

$$R_c(\lambda) = \alpha_1 R_1(\lambda) + \alpha_2 R_2(\lambda) + \dots + \alpha_n R_n(\lambda) \quad [8.3]$$

- **régressions linéaires multiples** : elles consistent à établir une équation linéaire entre un paramètre du couvert végétal, en général la biochimie des feuilles, et la réflectance de ce couvert mesurée dans plusieurs longueurs d'onde. Cette équation calibrée sur un site de référence est ensuite appliquée avec plus ou moins de succès à l'image étudiée. Cette méthode est utilisée pour déterminer la concentration en chlorophylle, azote, ou lignine des feuilles.

$$[\text{concentration}] = \alpha_1 R_c(\lambda_1) + \alpha_2 R_c(\lambda_2) + \dots + \alpha_n R_c(\lambda_n) \quad [8.4]$$

VIII.2.2 Approche physique

Il s'agit de comprendre puis de décrire les interactions entre le rayonnement électromagnétique et la végétation en utilisant un modèle analytique de réflectance, et de trouver le jeu de paramètres qui minimise l'écart entre les valeurs de réflectance mesurées et les valeurs simulées. Le besoin d'utiliser des modèles décrivant en termes mathématiques la réflectance spectrale (λ) et bidirectionnelle (θ, ϕ) des couverts végétaux s'est rapidement imposé. Développer un modèle signifie interpréter correctement les changements d'échelle lorsqu'on passe de la feuille à un écosystème terrestre et se doter d'un outil puissant pour relier les données de télédétection aux caractéristiques biophysiques de la cible observée. Comme au niveau de la feuille, on distingue trois grands types de modèles de réflectance des couverts végétaux :

Modèle de transfert radiatif	Modèle géométrique	Modèle de lancer de rayons
		
Ex : SAIL	Ex : GORT	Ex : RAYTRAN
propriétés optiques des feuilles architecture du couvert propriétés optiques des sols	propriétés optiques des feuilles description du couvert en trois dimensions propriétés optiques des sols	
→ propriétés spectrales et directionnelles		
mode direct + mode inverse	mode direct	

- **Inversion sur des données directionnelles** : une longueur d'onde (λ) et plusieurs angles de visée ($\theta_{v1}, \dots, \theta_{vn}$). On peut ainsi obtenir des informations sur l'architecture des couverts végétaux (LAI, distribution d'angles foliaires). Dans cette situation on minimise la fonction coût Δ suivante :

$$\Delta = \sum_{\theta_v} (R_c - R(\Theta, \lambda, \theta_v))^2 \quad [8.5]$$

Ex **ADEOS-POLDER** (*Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance*), **TERRA-MISR** (*Multiangle Imaging Spectro-Radiometer*)

- **Inversion sur des données spectrales** : plusieurs longueurs d'onde ($\lambda_1, \dots, \lambda_n$) et un angle de visée θ_v . On peut ainsi obtenir des informations sur la biochimie des couverts végétaux. Dans cette situation on minimise la fonction de coût Δ suivante :

$$\Delta = \sum_{\lambda} (R_c - R(\Theta, \lambda, \theta_v))^2 \quad [8.6]$$

Ex **ER2-AVIRIS** (*Airborne Visible / Infrared Imaging Spectrometer*), **TERRA-MODIS** (*Moderate Resolution Imaging Spectrometer*), **ENVISAT-MERIS** (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*)

VIII.3 Application à la détection d'une contamination environnementale

On entend par contamination environnementale :

- une pollution atmosphérique par l'ozone (O_3), le dioxyde de soufre (SO_2), les oxydes d'azote (NO_x), etc.
- une contamination des sols par des ions (Na_2SO_4 , $CaCl_2$...) ou des métaux lourds (Cu, Zn, Co, Ni...)
- une contamination liée à un excès d'eau (crues) ou un déficit (sécheresse)

De façon générale, les plantes réagissent à de telles contaminations par des changements phénologiques ou anatomiques, par une perturbation de leur croissance. Les effets sur les feuilles sont fréquemment une modification de la teneur en pigments photosynthétiques (chlorose), de la teneur en eau, ou bien la destruction des tissus foliaires qui peut conduire à une sénescence précoce suivie par la mort de l'organe. Les couverts végétaux peuvent subir une défoliation, une modification de leur architecture, des changements dans la compétition nutritive entre les différents organes (racines, tiges, feuilles, fruits) et parfois, on observera à long terme le remplacement d'une espèce par une autre. Comment détecter un stress par télédétection ?

- **Au niveau de la feuille**

Ex excès d'ozone → destruction de la chlorophylle et perte d'eau → augmentation de la réflectance sur tout le spectre

Ex métaux lourds → modification du rapport chlorophylle a / chlorophylle b et diminution de la concentration totale en chlorophylle → augmentation de la réflectance dans le visible et déplacement du "red edge" vers les courtes longueurs d'onde.

- **Au niveau du couvert**

Ex pollution atmosphérique → sénescence et abscission des feuilles ou aiguilles → diminution de la réflectance liée à une augmentation des ombres et à l'effet prépondérant du sol

Ex métaux lourds → diminution de la biomasse → diminution de la réflectance dans le proche infrarouge

IX. Conclusion

Cette introduction à la télédétection résume les grands principes de base de cet outil. La connaissance des phénomènes physiques décrivant les interactions entre le rayonnement électromagnétique et la matière est un préalable à toute interprétation des signaux enregistrés par les dizaines de capteurs aéroportés ou spatiaux disponibles à ce jour. Ces capteurs couvrent des gammes de longueurs d'onde différentes (domaine optique, thermique, micro-ondes) et acquièrent des données dans des configurations de mesure variées. A la complexité des phénomènes mis en jeu dans chacun de ces domaines spectraux s'ajoute la complexité des milieux naturels. Ceci se traduit par une sous-exploitation des données de télédétection qui devrait s'amenuiser au fur et à mesure que notre connaissance de cet outil progresse. Il faut cependant être conscient des limites de la télédétection : elle ne permet pas d'interpréter l'invisible...

Ouvrages généraux

1. Asrar G., Ed (1989), *Theory and Applications of Remote Sensing*, Wiley-Interscience (New York), 734 pages.
2. Bessemoulin P., Oliiviéri J. (2000), Le rayonnement solaire et sa composante ultraviolette, *La Météorologie*, 31:42-59.
3. Bonn F., Rochon G. (1992), *Précis de télédétection - Volume 1 "Principes et méthodes"*, Presses Universitaires du Québec / AUPELF (Québec), 485 pages.

4. Callet P. (1998), *Couleur-Lumière, Couleur-Matière : interaction lumière-matière et synthèse d'images*, Diderot Editeur, Arts et Sciences, 316 pages.
5. Cerville B. (1995), Quelques bases physiques pour la télédétection. 1) Réflexion d'un rayonnement par le sol, Université de Marne-la-Vallée, 27 pages.
6. Cerville B. (1995), Quelques bases physiques pour la télédétection. 1) Systèmes d'observation de la terre, Université de Marne-la-Vallée, 53 pages.
7. Dossier Pour la Science "L'atmosphère", N° 1930, Juin 1996, 130 pages.
8. Dubesset M. (2000), *Le manuel du Système International d'unités*, Editions Technip, 170 pages.
9. ENGREF (1995), *Spatialisation et eau - Cours "Introduction à la télédétection"*, Laboratoire Commun de Télédétection CEMAGREF-ENGREF de Montpellier.
10. Graedel T.E., Crutzen P.J. (1995), *Atmosphere, Climate, and Change*, Scientific American Library, 196 pages.
11. Guyot G. (1989), *Signatures spectrales des surfaces naturelles*, Télédétection satellitaire N°5, Paradigme (Caen), 178 pages.
12. Guyot G. (1997), *Climatologie de l'environnement*, Masson (Paris), 505 pages.
13. Hobbs R.J., Mooney H.A. (1989), *Remote sensing of biosphere functioning*, Springer-Verlag (New York), 312 pages.
14. Hufty A. (2001), *Introduction à la climatologie*, De Boeck-Université, 542 pages.
15. Jensen J.R. (1996), *Introductory digital image processing: a remote sensing perspective*, Prentice Hall series in geographic information science, 315 pages.
16. Jursa A.S., Ed. (1985), *Handbook of Geophysics and the Space Environment*, Air Force Geophysics Laboratory, Springfield (VA): U. S. Air Force & NTIS.
17. Lenoble J. (1993), *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Publishing, 532 pages.
18. Liou K.N. (2002), *An introduction to atmospheric radiation*, Academic Press, 583 pages.
19. Myneni R.B., Ross J.N., Eds (1991), *Photon-vegetation interactions : application in optical remote sensing and plant ecology*, Springer-Verlag (New York), 565 pages.
20. Paul S., Ducher G., Jobard I., Latache C.H., Lenco M. (1997), *Terminologie de télédétection et photogrammétrie : Français-Anglais*, Conseil International de la Langue Française - PUF, 455 pages.
21. Saugier B. (1996), *Végétation et atmosphère*, Dominos / Flammarion, 128 pages.
22. Schanda E. (1986), *Physical fundamentals of remote sensing*, Springer-Verlag (Berlin), 187 pages.
23. Sève R. (1996), *Physique de la couleur : de l'apparence colorée à la technique colorimétrique*, Masson (Paris), 334 pages.
24. Thomas G.E., Stammes K. (1999), *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*, Cambridge University Press, 517 pages.
25. Twomey S. (1977), *Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements*, Elsevier Scientific Publishing Company (Amsterdam), 243 pages.
26. Verger F. (1997), *Atlas de géographie de l'espace*, Editions Belin (Paris), 319 pages.
27. Walker J. (1989), Les couleurs du ciel, *Pour la Science*, 137:98-101.
28. Zuppiroli L., Bussac M.N., Grimm C. (2001), *Traité des couleurs*, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 381 pages.

CD-ROM

1. EUMETSAT (1998), CGMS Directory of Meteorological Satellite Applications. CD-ROM. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, Am Kalleriesand 31, 64295 Darmstadt, Germany [http://www.eumetsat.de/].
2. Strebel D.E., Landis D.R., Newcomer J.A., Meeson B.W., Goetz S.J., Agbu P.A., McManus J.M.P., Huemrich K.F., van Elburg-Obler D., and Nickeson J.E. (1992-1994), Collected Data of the First ISLSCP Field Experiment, Vols. 1-5. CD-ROM. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, U.S.A. Available from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. [http://www.daac.ornl.gov/].

Principales revues

- | | |
|---|---|
| 1. Applied Optics | 14. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing |
| 2. Backscatter | 15. Journal of Electronic Imaging |
| 3. Earth Observation and Remote Sensing | 16. Journal of Geophysical Research - Atmospheres |
| 4. Earth Space Review | 17. Journal of the Optical Society of America A |
| 5. Geocarto International | 18. Journal of the Optical Society of America B |
| 6. IEEE Transactions on Antennas and Propagation | 19. Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer |
| 7. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing | 20. La Recherche |
| 8. IEEE Transactions on Image Processing | 21. Optical Engineering |
| 9. IEEE Transactions on Medical Imaging | 22. Optics Letters |
| 10. IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques | 23. Optics and Spectroscopy (cover-to-cover English translation of Optika i Spektroskopiya) |
| 11. Infrared Physics & Technology | 24. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing |
| 12. International Journal of Geographical Information Science | 25. Remote Sensing of Environment |
| 13. International Journal of Remote Sensing | 26. Remote Sensing Reviews |

Adresses Web utiles

Autres cours de télédétection :

- Matériel éducatif du Centre Canadien de Télédétection ⇒ http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/index_f.php

- Glossaire de télédétection du Centre Canadien de Télédétection ⇒ http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/glossary/index_f.php
- Cours EducNet sur l'observation de la Terre ⇒ <http://www.educnet.education.fr/obter/>
- Le point scientifique sur l'effet de serre ⇒ http://www.amisdelaterre.org/publications/publications_4.html
- The Remote Sensing Tutorial (NASA / US Air Force Academy) ⇒ <http://rst.gsfc.nasa.gov/>
- Belgian Earth Observation ⇒ <http://telsat.belspo.be/beo/>

Informations générales :

- GREAT (Groupement pour la Recherche, l'Enseignement et les Applications de la Télédétection) ⇒ <http://great.lmd.jussieu.fr/>
- IGBP (International Geosphere Biosphere Program) ⇒ <http://www.igbp.kva.se/>
- Destination Earth ⇒ <http://www.earth.nasa.gov/>

Agences spatiales et instituts de recherche :

- CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) ⇒ <http://www.cnes.fr/>
- CSA (Canadian Space Agency) ⇒ <http://www.space.gc.ca/>
- ESA (European Space Agency) ⇒ <http://www.esa.int/>
- EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) ⇒ <http://www.eumetsat.int/>
- IGN (Institut Géographique National) ⇒ <http://www.ign.fr/>
- INRA (Institut National de la Recherche Agronomique) ⇒ <http://www.inra.fr/>
- JRC (Joint Research Centre) ⇒ <http://www.jrc.it/>
- NASA (National Aeronautics and Space Administration) ⇒ <http://www.nasa.gov/>
- OMM (Organisation Météorologique Mondiale) ⇒ <http://www.wmo.ch/>

X. Annexes

A. Loi de déplacement de Wien

La **luminance énergétique spectrale** [2.2] est donnée par la loi de Planck : $L_e(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right]}$

On dérive cette formule par rapport à la longueur d'onde et on annule la dérivée :

$$\frac{dL_e(\lambda, T)}{d\lambda} = 0 \Rightarrow 5\lambda^4 \left(\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right) - \lambda^5 \frac{hc}{k\lambda^2 T} \exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) = 0 \Rightarrow 5 \exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 5 - \frac{hc}{k\lambda T} \exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) = 0$$

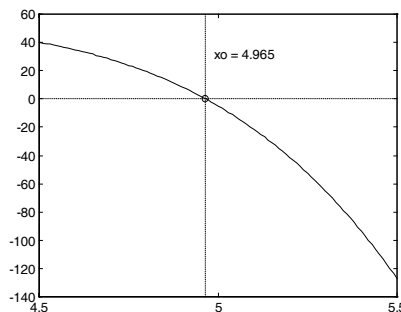
On pose $x = \frac{hc}{k\lambda T} \Rightarrow 5e^x - 5 - xe^x = 0 \Rightarrow f(x) = e^x(5-x) - 5 = 0$

Il s'agit d'une équation transcendente dont le zéro est déterminé numériquement en utilisant la méthode de **Newton-Raphson** qui est une méthode itérative. Sans entrer dans les détails, on écrit le développement de Taylor de f à l'ordre n en x_0 :

$$f(x) = f(x_0) + \frac{\partial f}{\partial x}(x_0) \frac{(x-x_0)}{1!} + \frac{\partial^2 f}{\partial x^2}(x_0) \frac{(x-x_0)^2}{2!} + \dots + \frac{\partial^n f}{\partial x^n}(x_0) \frac{(x-x_0)^n}{n!}$$

On cherche la valeur de x telle que $f(x) = 0 \Rightarrow f(x_0) + \frac{\partial f}{\partial x}(x_0)(x-x_0) \approx 0 \Rightarrow x \approx x_0 - \frac{f(x_0)}{f'(x_0)}$

En écrivant que $f(x) = 0$, on calcule le point d'intersection entre la tangente et l'axe des abscisses. En conséquence, la valeur de l'abscisse ainsi générée n'est pas la solution mais une valeur plus proche que celle de l'abscisse du point initial. Il suffit de répéter l'opération par le processus itératif $x_{k+1} = x_k - \frac{f(x_k)}{f'(x_k)}$ jusqu'à convergence.



$$f(x) = e^x(5-x) - 5 = 0 \Rightarrow f'(x) = e^x(5-x) - e^x = e^x(4-x)$$

La relation de récurrence s'écrit $x_{k+1} = x_k - \frac{e^{x_k}(5-x_k)-5}{e^x(4-x_k)} = x_k - \frac{5-x_k-5e^{-x_k}}{4-x_k}$

On prend comme valeur initiale $x_0 = 6$ et on itère jusqu'à convergence : $x_1 = 5.4938$, $x_2 = 5.1495$, $x_3 = 4.9942$, $x_4 = 4.9660$, $x_5 = 4.9651$ et $x_6 = 4.9651$ qui est la solution. Donc $\frac{hc}{k\lambda T} = 4.9651 \Rightarrow \lambda_{\max} \times T = 2.898 \times 10^{-3}$ mK.

B. Loi de Stefan-Boltzmann

La **luminance énergétique totale** d'un corps noir est calculée en intégrant $L_e(\lambda, T)$ sur toutes les longueurs d'onde :

$$L_e(T) = \int_{\lambda=0}^{\infty} L_e(\lambda, T) d\lambda = \int_{\lambda=0}^{\infty} \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right]} d\lambda$$

On introduit la fréquence en posant $\lambda = \frac{c}{\nu} \Rightarrow d\lambda = -\frac{c}{\nu^2} d\nu$

$$L_e(T) = \int_{\lambda=0}^{\infty} \frac{2hc^2\nu^5}{c^5 \left[\exp\left(\frac{hc\nu}{kT}\right) - 1 \right]} \times -\frac{c}{\nu^2} d\nu = \int_{\lambda=0}^{\infty} \frac{2h\nu^3}{c^2 \left[\exp\left(\frac{h\nu}{kT}\right) - 1 \right]} d\nu$$

On fait un deuxième changement de variable en posant $y = \frac{h\nu}{kT} \Rightarrow \nu = \frac{ykT}{h}$ et $d\nu = \frac{kT}{h} dy$

$$L_e(T) = \frac{2k^4 T^4}{c^2 h^3} \int_{\lambda=0}^{\infty} \frac{y^3}{e^y - 1} dy$$

On peut montrer que $\frac{1}{e^y - 1} = \frac{e^{-y}}{1 - e^{-y}} = \sum_{m=1}^{\infty} e^{-my}$

$$L_e(T) = \frac{2k^4 T^4}{c^2 h^3} \int_{\lambda=0}^{\infty} y^3 \sum_{m=1}^{\infty} e^{-my} dy = \frac{2k^4 T^4}{c^2 h^3} \sum_{m=1}^{\infty} \int_{\lambda=0}^{\infty} y^3 e^{-my} dy = \frac{2k^4 T^4}{c^2 h^3} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{6}{m^4}$$
 en intégrant trois fois par partie.

La série de Riemann $\sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{m^4}$ converge très rapidement vers $\frac{\pi^4}{90}$ donc $L_e(T) = \frac{2\pi^4 k^4}{15c^2 h^3} T^4$

On introduit la notion d'**exitance totale** $M(T)$, puissance totale rayonnée par unité de surface du corps noir :

$$M(T) = \int_{\Omega} L_e(T) \cos\theta d\Omega = L_e(T) \int_{\varphi=0}^{2\pi} \left(\int_{\theta=0}^{\pi/2} \cos\theta \sin\theta d\theta \right) d\varphi = \pi L_e(T) = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} T^4 = \sigma T^4$$

avec σ la constante de Stefan-Boltzmann : $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$ W m⁻² K⁻⁴