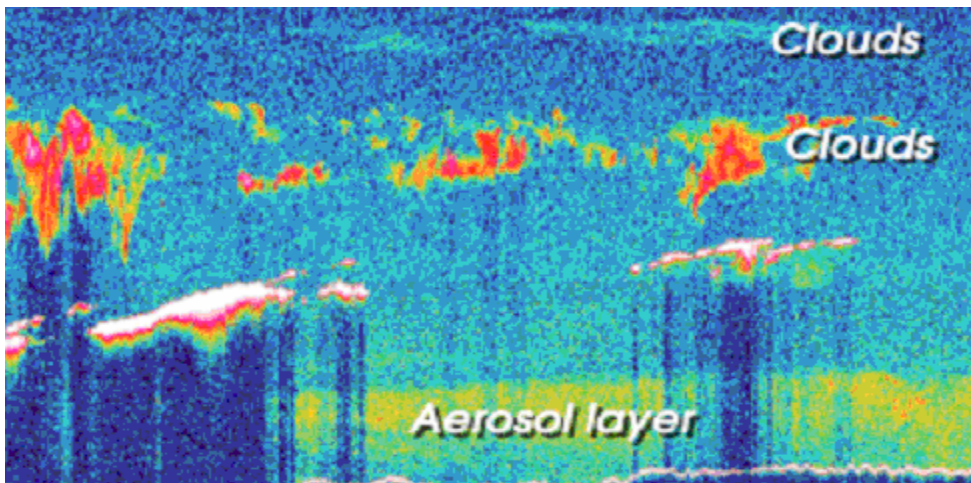
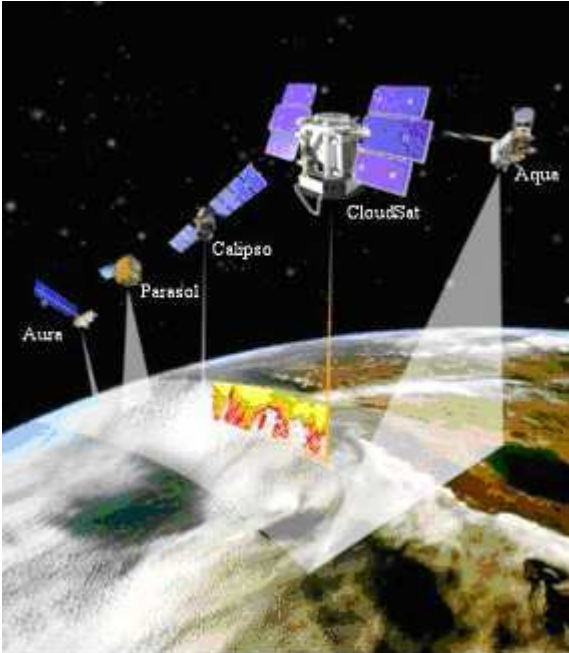


Calisph'Air : l'Espace au Service de l'Etude de l'Atmosphère



Atelier Découverte

- Danielle De Staerke (Service Culture Spatiale) CNES
- Annie Carrasset - Yves Darbarie (Enseignants SVT) MEN

Calisph'Air : l'Espace au Service de l'Etude de l'Atmosphère

Niveau : Collège, Lycée

Disciplines concernées : SVT, Physique Chimie, Histoire Géographie, Mathématiques

Enseignement au Développement Durable

Thèmes de convergence

- Environnement et développement durable
- Climatologie et Météorologie

Problématique :

Que sont les aérosols, quels sont leurs impacts sur le climat et comment quantifier ces impacts ?

Organisation de l'atelier

(En vert : les points scientifiques, en bleu : les activités pédagogiques, souligné : les activités Espace)

- **Partie 1 : Impact des aérosols sur le réchauffement climatique**
 - **Point Scientifique : Composition de l'atmosphère, bilan radiatif de la Terre et aérosols**
 - **Activité 1 : Les paramètres agissant sur la température de la Terre**
 - Etude du bilan radiatif de la Terre
 - Effet de serre et effet parasol
 - **Activité 2 : Evolution des aérosols dans l'atmosphère et réchauffement climatique**
- **Partie 2 : Intérêt des mesures photométriques**
 - **Point Scientifique : Le projet Calisph'air dans le programme GLOBE**
 - **Activité 3 : Réalisation de mesures sur site**
 - Prise de mesures avec des photomètres
 - Détermination des mesures AOT
 - **Activité 4 : Les mesures prises par le satellite Calipso**
 - A quoi sert Calipso ?
 - Ses instruments de mesure
 - Mais où est le satellite Calipso ?
 - Comment récupérer des données Calipso
 - Comment lire des données Calipso
- **Partie 3 : Utilisation et interprétation des différentes données**
 - Activité 5 : Corréler les mesures in situ et les mesures satellitaires
 - Activité 6 : Utiliser des mesures satellitaires
 - **Point Scientifique : Les extensions du projet Calisph'air**

Partie 1 : L'impact des aérosols sur le réchauffement climatique

POINT SCIENTIFIQUE : COMPOSITION DE L'ATMOSPHERE, BILAN RADIATIF DE LA TERRE ET AEROSOLS

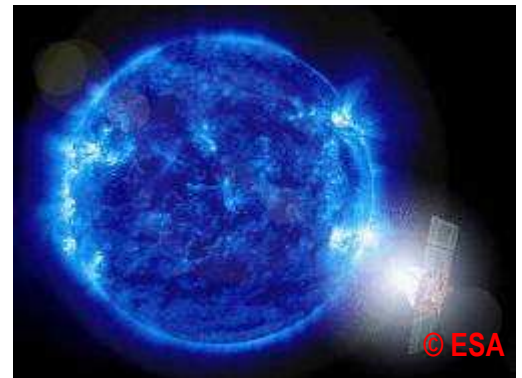
La machine climatique, au fonctionnement complexe, est alimentée principalement par le soleil. L'océan et l'atmosphère transportent et redistribuent l'énergie de telle manière que l'on arrive à un équilibre, aujourd'hui menacé par l'homme.

I. Le Bilan radiatif de la Terre

La température moyenne de la Terre est obtenue en faisant la moyenne des températures sur toute la surface de la Terre (océans et continents, la surface de ces derniers étant ramenée au niveau de la mer), et sur toute l'année. On trouve alors une valeur de +15°C. Tout objet maintenu à une certaine température, perd constamment de l'énergie sous forme de rayonnement. L'énergie rayonnée est fixée par sa température. Dire que la surface de la Terre est à +15 °C revient à dire qu'en moyenne chaque mètre carré de la surface de la Terre "rayonne" (c'est-à-dire "émet un rayonnement infrarouge d'une énergie de") 390 watts, c'est-à-dire 390 joules par seconde.

Le bilan radiatif de la Terre dresse la quantité d'énergie reçue par le système climatique Terre-Atmosphère et la quantité d'énergie réémise vers l'espace. Lorsque le bilan est nul, la température moyenne de la planète est stable.

L'apport d'énergie provient principalement du Soleil, celle produite au centre de la Terre (désintégration radioactive) représente à peine 0,01 % de l'énergie totale reçue par la surface. Le Soleil étant une étoile dont la surface est à une température d'environ 6 000 °K, son spectre d'émission s'étend de 0,2 à 4 micromètres, c'est-à-dire de l'ultraviolet à l'infrarouge en passant par le visible. Il est donc possible de déterminer sa puissance rayonnée



Puissance totale rayonnée par le soleil (ou luminosité) : $L = \text{flux} \times \text{surface}$ avec :

Flux : $F = \sigma T^4$ (Loi de Stephen-Boltzmann)

Surface : $S = 4\pi R^2$

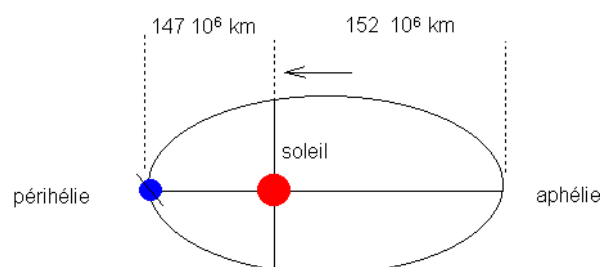
Cette énergie produite par le Soleil va être émise dans l'ensemble des directions de l'espace, on définira comme flux solaire incident la quantité de cette énergie arrivant au voisinage d'une planète. Ce flux solaire incident est fonction de la luminosité solaire et inversement proportionnel au carré de la distance au soleil.

Flux reçu : $F_r = L / (4\pi d^2)$

On définit ainsi la Constante solaire correspond au flux solaire ramené à la distance Terre Soleil. Elle varie selon l'activité solaire (cycle de 11 ans) et l'excentricité de l'orbite terrestre.

périhélie (3 janvier) : 1410 W / m²

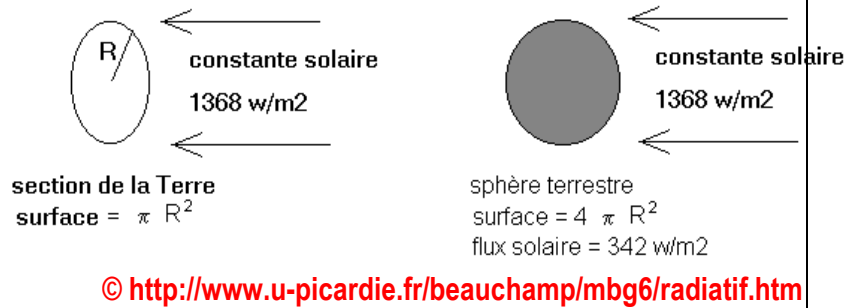
aphélie (3 juillet) : 1320 W / m²



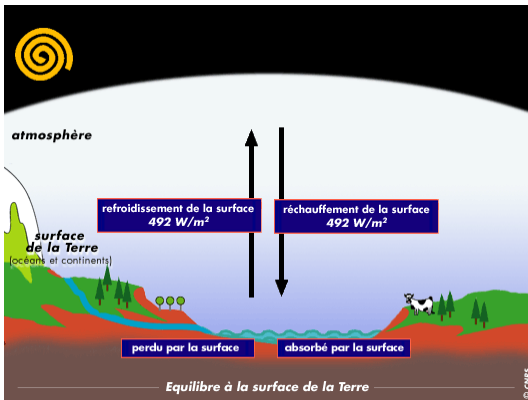
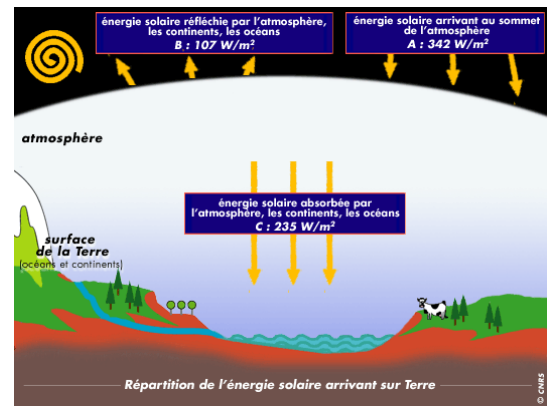
© <http://www.u-picardie.fr/beauchamp/mbg6/radiatif.htm>

moyenne annuelle: 1368 W / m²

Ce flux solaire est réparti sur la surface sphérique de la Terre qui est 4 fois plus grande que sa section. En 24 heures, compte tenu de la rotation de la Terre (qui occulte la partie opposée au soleil), le flux solaire moyen qui atteint le sommet de l'atmosphère est de 342 W / m². Cette valeur reste très théorique (grande différence en pratique entre le flux reçu à l'équateur et aux pôles). Comparativement, le flux de chaleur d'origine interne est négligeable (0,06 W / m²).



La valeur de 342 w/m² (A) est la *valeur moyenne annuelle* du flux solaire arrivant sur la Terre. Ce flux solaire arrive sous forme de rayonnement solaire. L'œil en perçoit la partie visible, ce qui représente 40% de cette énergie. Le reste se distribue dans l'infrarouge proche (50%) et dans l'ultraviolet (10%). Toute cette énergie ne "chauffe" pas la Terre, c'est-à-dire n'est pas absorbée par la Terre (atmosphère, océans, continents). Environ 30% (c'est-à-dire 107 watts par m², terme B) est renvoyé (ou réfléchi) dans l'espace par l'atmosphère, les océans et les continents. C'est à cause de cette lumière réfléchie que la Terre est visible de l'espace et que les planètes apparaissent brillantes la nuit dans le ciel. Il en reste donc 235 watts par m² (terme C) qui vont "chauffer" la Terre.



La température sur la surface de la Terre (continents et océans) est le résultat d'un équilibre entre toute l'énergie qui chauffe la surface de la Terre et qui représente 492 watts par m² et toute l'énergie que perd cette même, ce qui représente également 492 watts par m².

Trois mécanismes participent au refroidissement :

- Le rayonnement infrarouge (IR) émis par la surface de la Terre (terme D)

Le fait d'être à une température donnée s'accompagne de l'émission de rayonnement. Le domaine du rayonnement (rayons X, lumière visible, infrarouge proche, infrarouge lointain, onde millimétrique etc.) est fixé par la température : la surface de la Terre qui est en moyenne à 15°C rayonne dans l'infrarouge centré à 10 micromètres (rayonnement non décelable par l'œil). Ce rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre correspond à une perte d'énergie de 390 watts par m² (terme D).

- L'évaporation de l'eau (terme E)

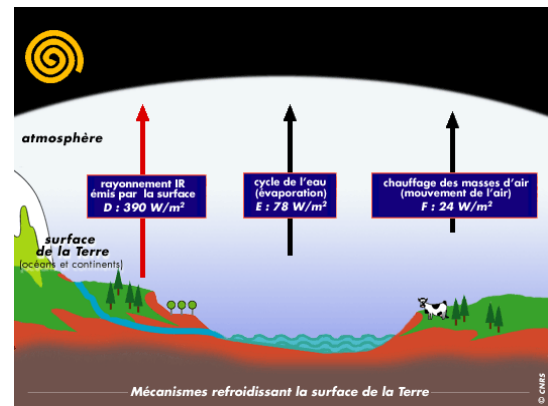
L'eau liquide sur la Terre s'évapore constamment dans l'atmosphère et donne des nuages par condensation; cette même quantité d'eau retourne sur la surface de la Terre par la pluie (cycle de l'eau). Il

s'évapore en moyenne 3 mm d'eau par jour ce qui entraîne un refroidissement de la surface qui, exprimé en énergie, correspond à 78 watts par m² (terme E)

- Le réchauffement de l'air par le sol (terme F)

En moyenne la surface, plus chaude que l'air, se refroidit en réchauffant ce dernier au niveau du contact air - sol : les masses d'air, réchauffées, s'élèvent et ce mécanisme donne naissance aux mouvements verticaux de l'atmosphère. En moyenne cela correspond à une perte de 24 watts par m² (terme F).

Deux sources d'énergie participent au chauffage :

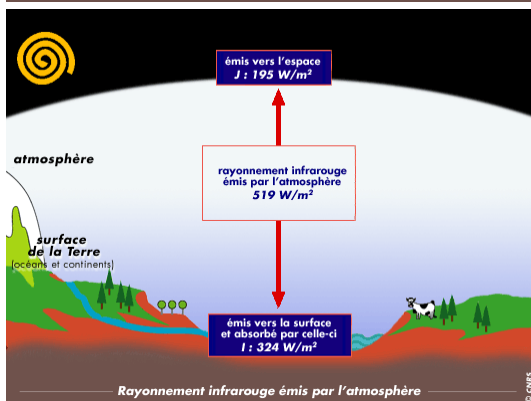
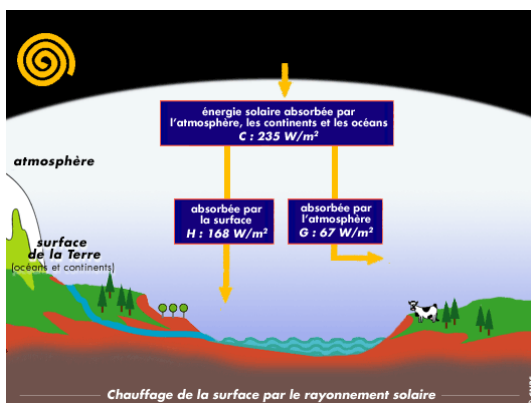


- Le rayonnement solaire (terme H)

Le chauffage de la surface de la planète est assuré par l'énergie (ou rayonnement) solaire (235 watts par m²). Quand ce rayonnement traverse l'atmosphère certains constituants de l'atmosphère (principalement la vapeur d'eau et la couche d'ozone) en absorbent une partie (67 watts par m², terme G), le restant (168 watts par m², terme H) parvient à la surface et est entièrement absorbé par celle-ci.

- Le rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère (terme I)

Tout comme la surface de la Terre (continents et océans) qui émet un rayonnement infrarouge fixé par sa température (voir ci-dessus), l'atmosphère émet, elle aussi, un rayonnement infrarouge. Elle l'émet d'une part vers l'espace (195 watts par m², terme J) et d'autre part vers la surface de la Terre (324 watts par m², terme I). Ce dernier est beaucoup plus important que la partie du rayonnement solaire absorbé par la surface (terme H, voir ci-dessus) : c'est grâce à lui que la nuit, (pas de chauffage solaire) la température reste clémente.



L'énergie rayonnée par l'atmosphère, 519 watts par m², résulte de quatre sources différentes :

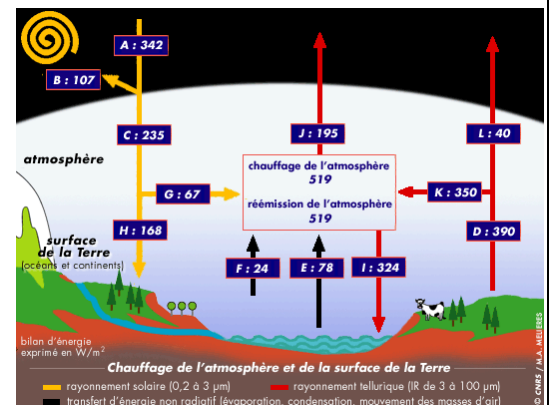
- La condensation de la vapeur d'eau (78 watts par m², terme E), dans l'atmosphère sous forme de nuages.
- Le chauffage des masses d'air à partir du sol (24 watts par m², terme F)
- Le rayonnement solaire (67 watts par m², terme G)
- L'absorption du rayonnement infrarouge qui est émis par la surface (terme K) : des 390 watts émis 90%, soit 350 watts par m², sont absorbés par l'atmosphère. C'est cette quantité qui intervient dans l'"effet de serre". Peu de constituants atmosphériques sont capables d'absorber ce rayonnement infrarouge. Il y en a principalement trois, les autres jouant un rôle secondaire. Ce sont :
 - la vapeur d'eau : la vapeur d'eau absorbe près de 50% des 390 watts par m² émis par la surface de la Terre

- le dioxyde de carbone : Le dioxyde de carbone, CO₂, en absorbe lui près de 25 les nuages.

La vapeur d'eau et le CO₂ absorbent de façon complémentaire le rayonnement infrarouge émis par la surface car ils agissent dans des domaines de fréquence (ou de longueur d'onde) différents : leur action s'ajoute. Mis ensemble dans l'atmosphère ils absorbent à eux deux près de 75% du rayonnement émis par la surface de la Terre.

- Les nuages, là où ils existent, (ils couvrent environ la moitié de la surface de la Terre) absorbent 100% de ce rayonnement. Agissant sur l'ensemble du domaine de fréquence, cette absorption ne s'additionne pas, mais se superpose aux deux précédentes.

L'action de ces quatre mécanismes de chauffage de l'atmosphère (E, F, G, K) fait que l'atmosphère absorbe, emmagasine, à chaque seconde, 540 watts par m². Comme elle est à l'équilibre c'est-à-dire que l'énergie absorbée n'est pas stockée, (sinon sa température augmenterait sans cesse) elle réémet toute cette énergie. Elle la réémet entièrement sous forme de rayonnement infrarouge : 195 watts par m² vers l'extérieur de la planète (cette énergie sera donc rayonnée vers l'extérieur de la Terre), et 324 watts par m² vers la surface qui sont totalement absorbés par cette dernière.



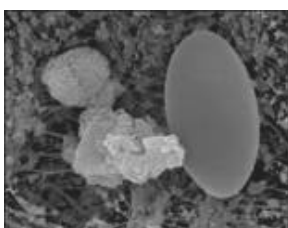
La surface de la Terre (océans plus continents) est en équilibre : elle est chauffée en absorbant 492 watts par m² (H+I) et elle se refroidit en perdant la même quantité d'énergie (E+F+D).

La planète Terre est à l'équilibre : elle est chauffée en absorbant 235 watts par m² (C), elle perd la même quantité d'énergie sous forme de rayonnement infrarouge vers l'espace (J+L).

Dans ce qui suit, on va s'intéresser plus particulièrement à l'atmosphère, fine enveloppe de gaz entourant la planète et composée d'un mélange appelé air. L'air est très majoritairement constitué d'azote et d'oxygène. La vapeur d'eau s'ajoute au mélange pour constituer l'air humide. L'air atmosphérique contient en outre une grande quantité d'éléments en suspension, liquides et solides que l'on appelle aérosols : gouttes, gouttelettes, cristaux de glace, poussières diverses d'origine naturelle (érosion, éruptions volcaniques) ou anthropique qui peuvent jouer un rôle important dans le fonctionnement de l'atmosphère

II. Aérosols et climat

Définition : Les aérosols sont de fines particules en suspension dans l'air, dont la taille varie de quelques nanomètres à presque 100 μm. Les aérosols dits primaires sont émis directement sous forme de particules. Leur taille est généralement supérieure au micron lorsqu'ils sont produits mécaniquement et inférieure au micron lorsqu'ils sont issus de processus de combustion. Les aérosols secondaires, de taille généralement sub-micronique, sont issus de la transformation en particules de substances émises dans l'atmosphère sous forme gazeuse, soit par transformation directe gaz-solide, soit par l'intermédiaire des gouttes d'eau nuageuses.



A droite : une grande particule (15μm) lisse et plane, en forme de ballon de rugby, contenant seulement du carbone d'origine organique, (anthropogénique ou biologique)

Au milieu : un amas de 10 μm de particules plus petites, de surface rugueuse. Composition chimique : silicate d'alumine avec un peu de Fe et Al - Origine géologique.

En haut à gauche : une particule ronde de sulfate de calcium, qui a cristallisé dans l'atmosphère

Origine des aérosols : En moyenne globale, plusieurs millions de tonnes d'aérosols sont émis chaque jour par différentes sources à la fois naturelles (cendres volcaniques, poussières désertiques, embruns marins) et humaines (fumées industrielles, particules issues de la combustion des fuels fossiles, de la déforestation ou de feux agricoles, condensation de composés gazeux), ce qui induit une très grande diversité de leurs propriétés

Dans la stratosphère, les aérosols sont rares mais ils peuvent résider plusieurs années. Dans la basse troposphère, ils sont en général beaucoup plus abondants. Les aérosols séjournent quelques jours seulement, cette durée variant essentiellement selon les précipitations. Il en résulte que, contrairement aux gaz à effet de serre, la concentration des aérosols peut varier de plusieurs ordres de grandeur à de courtes échelles temporelles ou spatiales.

Smog à Beijing
(Septembre 2003)



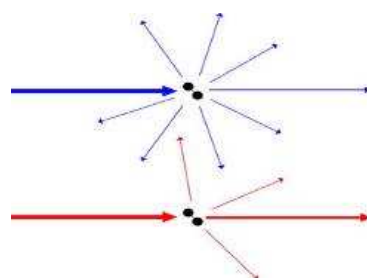
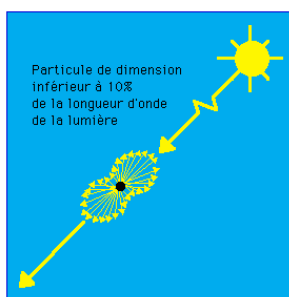
Effet des aérosols sur le climat : Le réchauffement lié aux gaz à effet de serre est modulé par l'effet des aérosols. Cet effet est soit direct par réflexion vers l'espace d'une partie du rayonnement solaire incident, soit indirect résultant de leur influence sur les propriétés optiques des nuages à travers leur rôle en tant que noyaux de condensation

Effets directs

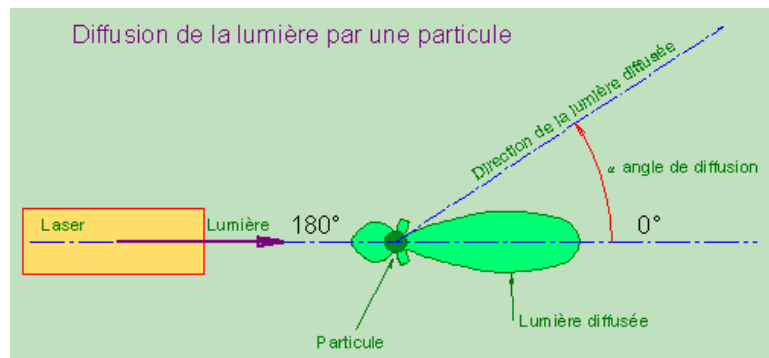
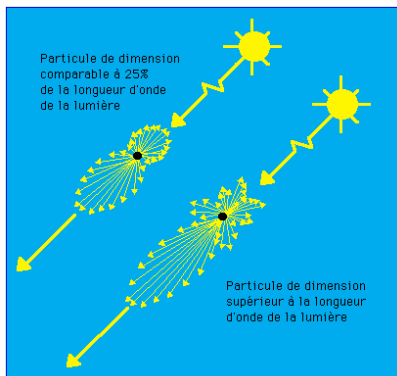
L'effet direct de ces aérosols est leur capacité à diffuser et à absorber le rayonnement solaire et infrarouge, qui dépend de leur abondance et répartition dans l'atmosphère, de leurs propriétés physiques (granulométrie et indice de réfraction), de leurs propriétés optiques (absorption propre). La diffusion est le résultat des changements de trajectoire des photons après interaction avec les molécules gazeuses et les particules des aérosols. Le rayonnement diffusé a la même longueur d'onde que le rayonnement incident. Le niveau de diffusion dépend de :

- la longueur d'onde ;
- la densité de particules et de molécules ;
- l'épaisseur d'atmosphère à franchir.

La *diffusion Rayleigh* désigne la diffusion de la lumière solaire par les atomes et molécules de l'atmosphère (taille de la cible : inférieure à 10 nm) ainsi que par les aérosols de petites dimensions (taille de la cible : inférieure à 100 nanomètres). Ce type de diffusion est isotrope : il peut se faire à probabilité égale dans toutes les directions. La puissance diffusée dépend fortement de la longueur d'onde incidente. Ce sont donc les courtes longueurs d'onde du spectre solaire qui sont le plus affectées : le bleu est seize fois plus diffusé que le rouge (c'est la diffusion Rayleigh qui donne un ciel « bleu »).



La diffusion de Mie désigne la diffusion par des aérosols dont la dimension est du même ordre que celle de la longueur d'onde). La diffusion est dans ce cas anisotrope : le changement de direction de propagation se fait de façon préférentielle dans la direction de propagation initiale. Elle est beaucoup moins sensible à la longueur d'onde que la diffusion Rayleigh. L'effet lié à la diffusion du rayonnement solaire se traduit dans le visible par un effet de brume sèche et une diminution de la visibilité.



L'absorption par les molécules gazeuses ou les particules d'aérosols correspond à la transformation d'une partie des photons en chaleur. Les différents types d'aérosols contribuent de façon variable à l'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère : cette contribution est sensiblement plus élevée pour les aérosols d'origine anthropique, tels que les suies de carbone, que pour la plupart des aérosols d'origine naturelle (liquides, poussières). Elle est dans l'ensemble plus faible que l'absorption gazeuse, c'est-à-dire par les diverses molécules présentes dans l'atmosphère (oxygène, ozone, vapeur d'eau, dioxyde de carbone).

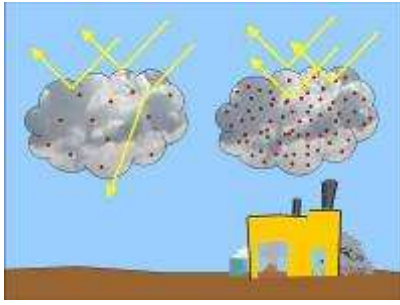
En moyenne, les aérosols ont en un effet parasol, ils réduisent la quantité d'énergie solaire parvenant à la surface du sol. Les panaches d'aérosols injectés dans la stratosphère par les grandes explosions volcaniques provoquent effectivement des petites diminutions de température au sol (en moyenne 0,5°C), mesurables sur une durée de l'ordre de l'année, temps de séjour des aérosols dans la stratosphère.

Date de l'éruption	Nom du volcan	Lieu	Quantité de poussières éjectées dans l'atmosphère	Baisse de la température au sol causée par le volcan
15/06/1991	Le Pinatubo	Philippines	20 millions de tonnes de soufre soit 25 à 35 km ³ d'aérosols stratosphériques	0,5°C 2 à 4 années après l'éruption.
29/03/1982	El Chichón	Mexique	12 km ³ d'aérosols stratosphériques soit 20 millions de tonnes de soufre	dans l'hémisphère nord une baisse 0,3°C deux mois après l'éruption.
26/08/1883	Le Krakatau	Indonésie	50 millions de tonnes d'aérosols stratosphériques dans l'hémisphère Nord et 30 à 38 millions de tonnes dans l'hémisphère Sud.	0,3°C
24/08/79	Le Vésuve	Italie	autant que le Mont Saint-Hélens	
-1645 ± 20	Le Santorin ou Le Théra	Grèce	3 fois plus que le Krakatau	
-75 000	Le lac Toba	Indonésie	expulsa 2-800 km ³ de poussières soit 1 milliard de tonnes d'acide sulfurique	3 à 4°C

Effets indirects

Les nuages formés ont, quant à eux, un double rôle sur le bilan radiatif.

- Soit ils réfléchissent le rayonnement solaire et, par suite, tendent à diminuer l'énergie absorbée
- Soit, étant généralement fortement absorbants dans l'infrarouge, ils contribuent à l'effet de serre.

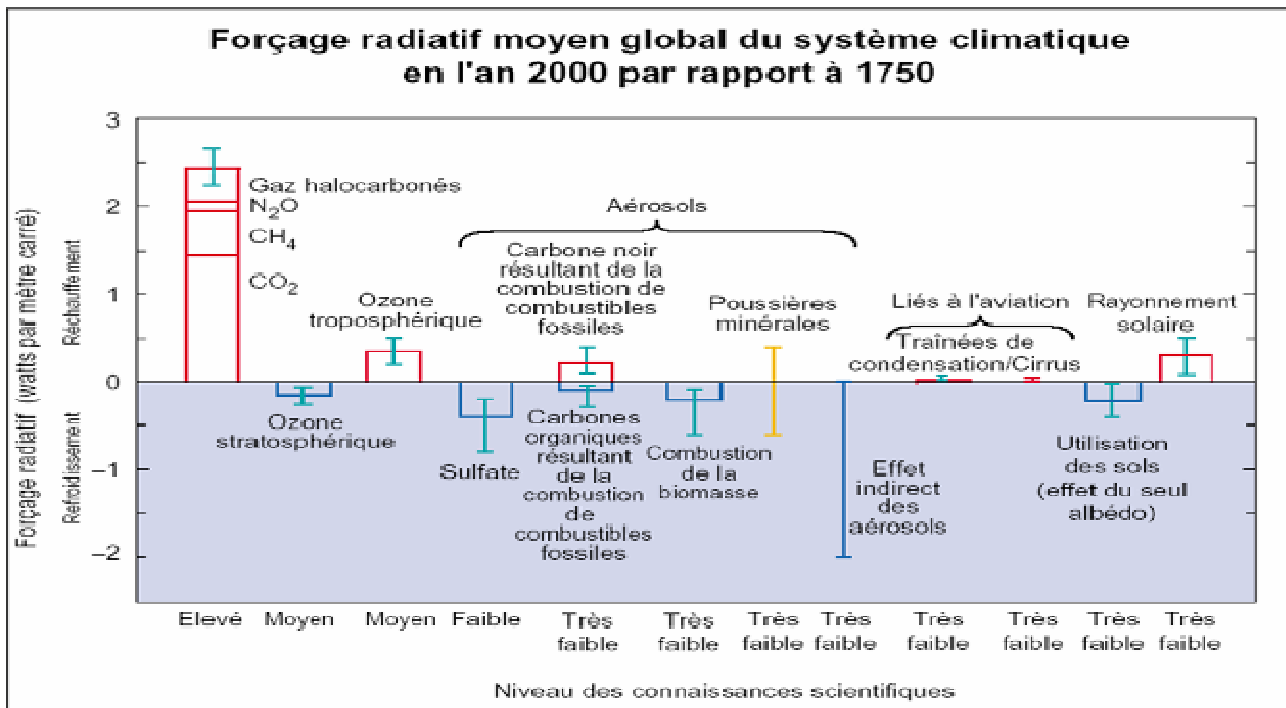


Leur effet dépend des caractéristiques du nuage (épaisseur, quantité d'eau condensée, altitude, forme et taille des gouttelettes) et de son environnement. L'augmentation du nombre de noyaux de condensation dans l'atmosphère, due à des rejets de plus en plus importants d'aérosols par les activités anthropiques, implique une augmentation du nombre de gouttes de nuages qui sont alors plus petites. La modification des propriétés microphysiques des nuages va augmenter l'albédo des nuages modifiant le bilan radiatif. C'est le premier effet indirect des aérosols

Du fait des aérosols les gouttes sont plus petites, elles auront moins tendance à précipiter et la durée de vie moyenne du nuage se verra être augmentée : la couverture nuageuse moyenne sur Terre sera plus importante



Les aérosols représentent l'une des sources d'incertitudes les plus importantes dans l'estimation des climats futurs



Problématique : Quel sont les rôles des aérosols dans la température de la Terre

Activité 1 : Les paramètres agissant sur la température de la Terre

L'objectif est ici d'expliquer l'origine de la température moyenne sur notre planète et de déterminer comment les aérosols participent à cette température

- Etude du bilan radiatif de la Terre

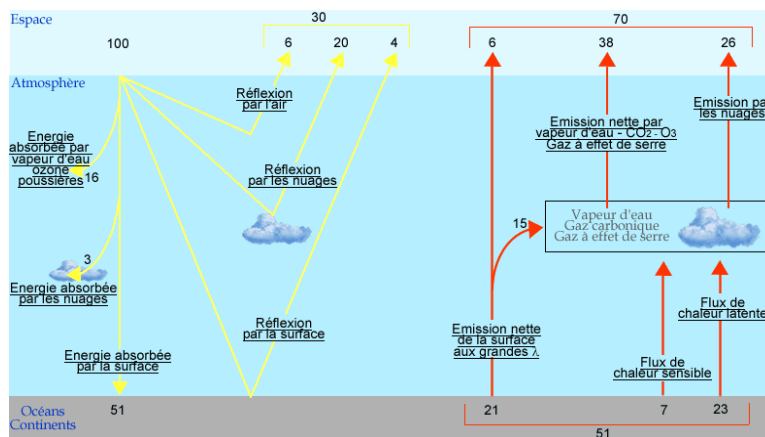
A l'aide des documents suivants, expliquer :

- Quels mécanismes contribuent à réchauffer la Terre ?
- Quels mécanismes contribuent à refroidir la Terre ?
- Les différentes conséquences possibles d'un déséquilibre du bilan radiatif

Document 1 : Bilan radiatif de la Terre

L'état thermique de l'enveloppe externe de notre planète (surfaces, océans, atmosphère) dépend de nombreux processus au sein du « système climatique », mais les échanges d'énergie dans le vide de l'espace se font entièrement par rayonnement. Le bilan énergétique de la Terre s'identifie donc avec son bilan radiatif. Le Soleil est, pour notre globe, le grand pourvoyeur de cette énergie de rayonnement mais la surface terrestre et son atmosphère émettent elles aussi beaucoup d'énergie sous forme de rayonnement, quoique celui-ci reste invisible : il est en effet émis dans les longueurs d'onde de l'infrarouge lointain, tandis que le rayonnement d'origine solaire se situe principalement dans le visible et le proche et moyen infrarouge. Plus généralement, chaque milieu de la Terre, jusqu'au plus modeste corps matériel, est soumis à un incessant ballet d'ondes électromagnétiques : d'un côté, sa surface reçoit des rayons incidents qu'il peut soit absorber, soit "délaisser" en les réfléchissant, en les diffusant ou en se laissant traverser par eux ; d'un autre côté, il émet lui-même au niveau de cette surface un certain flux de rayonnement. Le bilan radiatif du milieu considéré est alors l'évaluation de son flux de rayonnement "net", c'est-à-dire de la différence par unité de temps entre le gain d'énergie de rayonnement fourni par l'absorption de tout ou partie du rayonnement incident et la perte de cette même énergie causée par l'émission de rayonnement.

Document 2 : Bilan radiatif de la Terre (@<http://planet-terre.ens-lyon.fr>)



- Effet de serre et effet parasol

Montrer comment les aérosols contribuent au climat actuel de notre planète

Document 1 : Rôle des aérosols sur le climat

Acteurs de premier plan du système climatique, les aérosols, ces fines particules d'origine naturelle ou humaine présentes dans l'atmosphère, exercent plusieurs effets sur le climat, avec des conséquences plus ou moins connues sur le bilan radiatif.

- Effet parasol : Les aérosols et les nuages, faisant écran au rayonnement solaire, agissent comme un parasol et tendent à refroidir le système Terre-atmosphère.
- Les gaz à effet de serre et les nuages, en faisant écran au rayonnement infrarouge émis par la terre, tendent à l'inverse à réchauffer ce même système.

Les aérosols ont un effet direct qui est un effet refroidissant, sauf dans le cas d'aérosols absorbants au-dessus d'une surface très réfléchissante. Les aérosols peuvent également, en absorbant de façon plus ou moins importante le rayonnement solaire, modifier les profils de température et, par conséquent, influencer sur les conditions de formation des nuages, entraînant leur disparition ou modifiant leur extension géographique. C'est ce qu'on appelle l'effet semi direct.

L'effet radiatif indirect des aérosols résulte des interactions entre aérosols et nuages. Les aérosols servent de noyaux de condensation lors de la formation des nuages. Davantage d'aérosols dans un air pollué conduiront à un plus grand nombre de gouttelettes d'eau plus petites et par suite à un nuage plus réfléchissant. C'est le premier effet indirect, refroidissant. D'autre part, comme les gouttelettes sont plus petites, elles n'atteindront pas la taille critique au-delà de laquelle apparaît la précipitation et la persistance du nuage sera augmentée. La couverture nuageuse moyenne sur la Terre sera donc plus importante. Ce processus constitue le deuxième effet indirect des aérosols sur le climat, qui peut être refroidissant ou réchauffant, notamment selon l'altitude du nuage.

Expérience 1 : Modéliser l'effet de serre

Avant Propos :

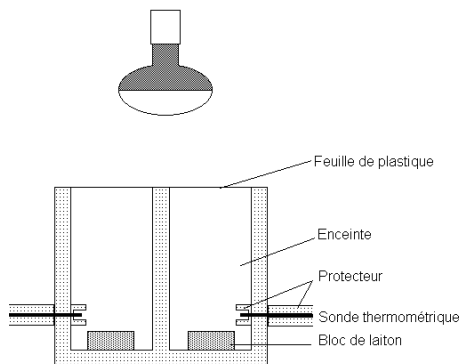
Le terme d'effet de serre est employé par analogie avec ce qui se passe dans les serres des agriculteurs. L'atmosphère piège les infrarouges thermiques rayonnés par le sol de la même façon qu'une plaque de verre piège le rayonnement infrarouge émis par le sol et les plantes, augmentant ainsi la température du sol. Malheureusement, l'analogie est trompeuse. Dans une serre, le réchauffement s'explique essentiellement par l'absence de convection (l'air chaud ne peut sortir) et non par l'absorption des radiations infrarouges.

En 1909, Robert Williams Wood (1868-1955) construisit deux serres similaires, l'une avec des plaques de verre (transparent au visible et opaque aux infrarouges), l'autre avec des plaques en sel gemme (transparent au visible et aux infrarouges). Dans les deux cas, l'air ne peut sortir. La température dans les deux serres augmenta de la même façon, démontrant ainsi que cet effet thermique s'explique essentiellement par l'absence d'advection. On estime que cet effet thermique est environ quatre fois plus importante que l'absorption du rayonnement infrarouge par le verre.

Objectifs :

On cherche par cette expérience à montrer que la vapeur d'eau constitue un gaz à effet de serre

Matériel :



Protocole :

On cherche ici à tester l'effet de serre de la vapeur d'eau. Pour générer ce gaz, un coton humide est introduit dans l'une des enceintes. Pour que tout soit égal, un morceau de coton sec est introduit dans l'enceinte témoin. On lance ensuite l'acquisition des sondes thermométriques.

Expérience 2 : Modéliser l'effet Parasol

Avant Propos :

On travaillera ici par analogie en montant l'effet de la concentration en particule dans un milieu liquide sur le passage de la lumière

Objectifs :

On cherche ici à montrer comment les aérosols diffusent la lumière au sein de l'atmosphère

Matériel :

Série d'éprouvette graduée 500ml, Cercle de couleur en plastique accroché par un fil, Talc, Eau

Protocole :

- Remplir les éprouvettes graduées d'eau, dans la première ajouter 40g de talc, 20g dans la seconde, 10g dans la troisième, 5g dans la quatrième
- Mettre le cercle coloré au fond de l'éprouvette graduée et en regardant par dessus, remonter le dispositif jusqu'à ce que le cercle coloré devienne visible ; mesurer et noter la distance parcourue par le dispositif.
- Entrer vos valeurs au sein du fichier tableur qui vous est proposé et tracer la courbe C : distance = f (concentration)
- Proposer une courbe de tendance à votre courbe.

Activité 2 : Evolution des aérosols dans l'atmosphère et réchauffement climatique

L'objectif est ici de déterminer la tendance actuelle quant à la production d'aérosols et donc d'envisager leurs influences sur le climat futur

A l'aide des documents, répondez aux questions suivantes :

- Quelles sources d'aérosols vous paraissent-elles les plus susceptibles de varier dans un avenir proche ?

- Quels problèmes pose la diversité des aérosols ?

Document 1 : Les sources d'aérosol

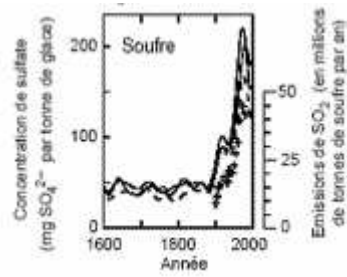
Aérosols naturels

- o la source terrigène : les aérosols sont générés par l'érosion éolienne des sols. Lorsque le vent dépasse trois mètres par seconde, les composés crustaux sont arrachés du sol. Cet aérosol est principalement constitué d'oxydes métalliques (fer, manganèse) et d'aluminosilicates (oxydes d'aluminium et de silicium). On trouve aussi des composés organiques provenant des débris de plantes et de l'humus.
- o la source marine : les aérosols sont produits par le spray océanique. Sous l'action des vagues déferlantes, des gouttelettes d'eau de grosse taille sont projetées dans l'atmosphère. Après évaporation de l'eau de mer, les sels marins solides se retrouvent dans l'atmosphère.
- o la source volcanique : les aérosols sont injectés dans l'atmosphère, non pas de façon continue comme les deux précédents, mais par bouffées. Il est constitué de métaux et de sulfates provenant de la conversion du SO₂ gazeux, émis en abondance par les volcans. Cet aérosol se retrouve principalement dans la stratosphère, car la force de propulsion verticale est très forte. Les apports troposphériques sont faibles.
- o la source biogénique : les aérosols proviennent, d'une part de l'émission directe d'hydrocarbures lourds par les plantes et les arbres et d'autre part de l'oxydation atmosphérique d'hydrocarbures biogéniques plus légers comme l'isoprène. On trouve aussi des cires vasculaires (esters) à haut poids moléculaire. Les aérosols anthropiques

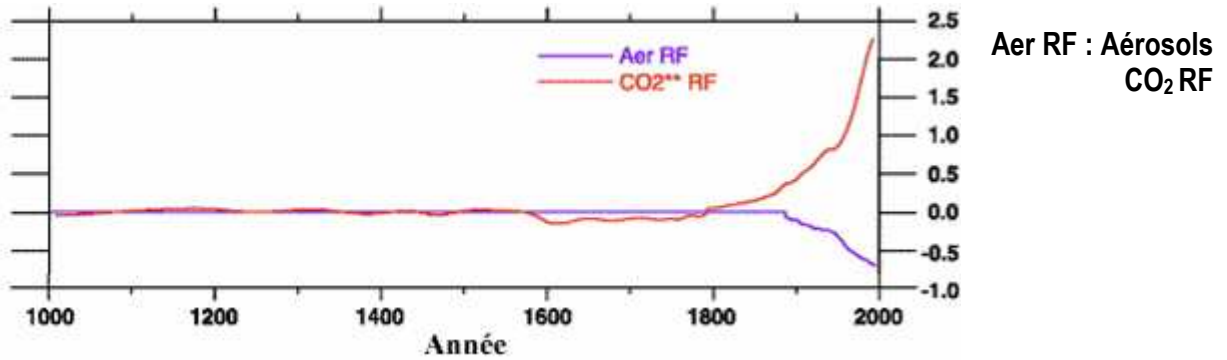
Aérosols anthropiques

- o Les aérosols primaires sont émis directement sous forme solide. Il représente de 20 à 30 % de l'aérosol de pollution. Il est constitué essentiellement de particules carbonées comme les débris de pneus ou de charbon et de particules métalliques comportant du plomb, du zinc, du fer, du cuivre, du vanadium, etc.
- o Les aérosols secondaires (70 à 80 %) sont produits par condensation des vapeurs émises. Il se forme des particules de très petites tailles, qui grossissent par coagulation ou fixation de la vapeur d'eau. Cet aérosol est appelé « aérosol de conversion ». Il provient des rejets industriels ou véhiculaires et des gaz émis par les combustions du bois et des combustibles fossiles. Il est principalement formé de matière organique fonctionnalisées et de sulfates.

Document 2 : Aérosols de sulfate déposé dans les glaces du Groenland



Document 3 : Estimation de la contribution des aérosols et du CO₂ (en variation d'insolation (W.m⁻²) sur l'évolution du climat



Partie 2 : Réalisation de mesures photométriques

POINT SCIENTIFIQUE : LE PROJET CALISPH'AIR DANS LE PROGRAMME GLOBE

Le projet Calisph'Air permet une sensibilisation aux enjeux environnementaux et aux problèmes climatiques. Il s'appuie sur le programme éducatif international GLOBE et sur les missions Calipso et Parosol, satellites d'étude de l'atmosphère. Alors que les effets des gaz à effet de serre commencent à être mieux cernés, le rôle des aérosols, fines particules en suspension dans l'air, ainsi que celui des nuages de haute altitude restent des sources d'incertitude fortes dans la prévision du climat. Calipso et Parosol font partie de l'A-Train, un "train" spatial de six satellites, premier observatoire mondial de l'atmosphère. Avec Calisph'Air, la France rejoint le programme international Globe. Globe est un programme ambitieux qui réunit élèves, enseignants et scientifiques autour de l'échange de données environnementales. C'est un moyen de sensibiliser les jeunes à la fois à la démarche scientifique et aux problèmes de l'environnement. Les élèves, enseignants et scientifiques français vont être reliés, via Internet, à plus de 15 000 établissements scolaires et 26 000 enseignants du monde entier.



Calisph'Air pour les élèves, c'est :

✧ Observer

- Apprendre à reconnaître les nuages.
- Visualiser les phénomènes météo.
- Prendre conscience de son environnement.

✧ Mesurer

- Construire sa station météo.
- Utiliser des instruments spécifiques pour mesurer les différents paramètres météo et la pollution de l'air.
- Manipuler suivant des protocoles scientifiques.

✧ Partager

- Mettre en commun ses données avec d'autres établissements
- Mettre en commun ses données avec des scientifiques du monde entier.



✧ Comprendre et chercher

- Appréhender l'équilibre fragile de cette atmosphère qui nous protège.
- Prévoir notre climat demain
- Déterminer l'influence de la pollution sur la quantité et la composition des nuages
- Travailler du local au global : utiliser des données satellites



✧ S'interroger

- Quelle est l'influence de mon comportement sur l'environnement local ?
- Peut-on à présent changer l'impact des activités humaines sur la machine climatique ?

Pour l'enseignant, Calisph'Air permet :

- d'amener les élèves à prendre conscience de leur environnement ;
- de sensibiliser les élèves à la démarche scientifique ;
- d'échanger des expériences et des projets avec des classes du monde entier ;
- d'accéder à une base de données de plus d' 1 million de mesures environnementales ;
- de suivre la recherche, de s'informer, de communiquer avec les scientifiques ;
- de construire des projets en équipe enseignante pluridisciplinaire ;
- d'utiliser l'informatique et les nouvelles technologies.



Problématique : Comment mesurer les aérosols atmosphériques

Activité 3 : Réalisation de mesures sur site

L'objectif est ici d'utiliser le photomètre pour déterminer l'épaisseur optique de l'atmosphère

- Réalisation de mesures avec des photomètres

A l'aide du photomètre, réaliser une série de mesures et compléter la fiche de relevés de données

FICHE DE RELEVES DE DONNEES

1. Informations générales

Nom de l'école : Noms des observateurs : Date :
Site d'étude : Heure locale Heure universelle (h : min) :
Angle d'élévation max. : Numéro de série du photomètre solaire :

2. Mesures photométriques

Remplissez la deuxième colonne de ce tableau et reportez vos données sur GLOBE. GLOBE vous fournira alors l'épaisseur optique d'aérosols (AOT) calculée que vous reporterez dans la sixième colonne

Numéro de la mesure	Heure locale	Heure universelle	tension maximale au soleil (volts)	tension "obscur" (volts)	Epaisseur optique d'aérosols (AOT)
1 (verte)					
1 (rouge)					
2 (verte)					
2 (rouge)					
3 (verte)					
3 (rouge)					

Conseils : Au moins trois séries de mesures sont nécessaires
Convertissez avec soin l'heure locale en heure universelle.
Reportez toujours les tensions avec 3 chiffres significatifs après la virgule.

3. Informations complémentaires

Type de nuages (cocher tous les types observés)

Cirrus	<input type="checkbox"/>	Cumulus	<input type="checkbox"/>
Cirrocumulus	<input type="checkbox"/>	Nimbostratus	<input type="checkbox"/>
Cirrostratus	<input type="checkbox"/>	Stratus	<input type="checkbox"/>
Altostratus	<input type="checkbox"/>	Stratocumulus	<input type="checkbox"/>
Alto cumulus	<input type="checkbox"/>	Cumulonimbus	<input type="checkbox"/>

Type de traînée de condensation (reporter le nombre de chaque type observé)

Traces éphémères		Traces persistantes étalées	
------------------	--	-----------------------------	--

Traces persistantes, non étalées	
----------------------------------	--

Couverture nuageuse (cocher si le ciel n'est pas obscurci)

Aucun nuage (0%)	<input type="checkbox"/>	Nuages fragmentés (50%-90%)	<input type="checkbox"/>
Clair (0%-10%)	<input type="checkbox"/>	Couvert (> 90%)	<input type="checkbox"/>
Nuages isolés (10%-25%)	<input type="checkbox"/>	Ciel obscurci	<input type="checkbox"/>
Nuages épars (25%-50%)	<input type="checkbox"/>		

Taux de couverture des traînées de condensation (cocher si le ciel n'est pas obscurci)

Aucune	<input type="checkbox"/>	25-50%	<input type="checkbox"/>
0-10%	<input type="checkbox"/>	> 50%	<input type="checkbox"/>
10-25%	<input type="checkbox"/>		

Autres informations

Couleur du ciel		Clarté du ciel		Ciel obscurci par			
Bleu profond	<input type="checkbox"/>	Exceptionnellement clair	<input type="checkbox"/>	Brouillard	<input type="checkbox"/>	Sable	<input type="checkbox"/>
Bleu	<input type="checkbox"/>	clair	<input type="checkbox"/>	Fumées	<input type="checkbox"/>	Bruine/embruns	<input type="checkbox"/>
Bleu lumineux	<input type="checkbox"/>	Légèrement brumeux	<input type="checkbox"/>	Brume	<input type="checkbox"/>	Forte pluie	<input type="checkbox"/>
Bleu pale	<input type="checkbox"/>	Très brumeux	<input type="checkbox"/>	Cendres volcaniques	<input type="checkbox"/>	Chute de neige	<input type="checkbox"/>
Laiteux	<input type="checkbox"/>	Extrêmement brumeux	<input type="checkbox"/>	Poussières	<input type="checkbox"/>	Tempête de neige	<input type="checkbox"/>

- Température actuelle de l'air :
- Humidité relative :
- Pression barométrique : pression au niveau de la mer pression de la station

Sélectionnez la source des mesures (cocher une case)

- En ligne ou télémessure
- Baromètre anéroïde
- Autre baromètre

- **Détermination des mesures AOT**

De manière générale, l'épaisseur optique (grandeur sans unité) décrit la quantité de lumière qui traverse un matériau. Plus l'épaisseur optique est grande, moins la lumière traverse le matériau. Dans le cadre du photomètre, l'épaisseur optique mesurée est celle de l'atmosphère. Elle caractérise donc en quelque sorte la transparence de l'atmosphère. Plus notre visibilité est réduite, plus l'épaisseur optique de l'atmosphère est importante. La transparence de l'atmosphère est altérée par plusieurs facteurs comme la présence de nuages, des aérosols mais aussi par les molécules de l'atmosphère elles mêmes. Il y a un rapport simple entre l'épaisseur optique et la transmission exprimée en pourcentage

Transmission (%) = $100 \times e^{-\text{épaisseur optique}}$

Dans un ciel très clair, l'épaisseur optique peut avoir des valeurs proches de 0.05 (transmission d'environ 95%). Pour un ciel très brumeux ou gris, elle peut avoir une valeur au-dessus de 1.0 (transmission d'environ 39%).

L'épaisseur optique d'aérosols ou AOT décrit plus spécifiquement à quel point les aérosols affectent le passage de la lumière à travers l'atmosphère, pour une longueur d'onde donnée.

Il est possible de calculer cette épaisseur optique en employant la formule suivante :

$$OT_A = \frac{[\ln(V_o/R^2) - \ln(V - V_{\text{dark}}) - a_R (p/p_o).m]}{m}$$

- V_o est la constante de calibration du photomètre solaire. Chaque canal (rouge et vert) possède sa propre constante, que vous pouvez obtenir depuis le serveur GLOBE.
- R est la distance Terre Soleil exprimée en Unité Astronomique (UA). La distance moyenne Terre Soleil est de 1 UA. Cette valeur varie au cours de l'année car l'orbite terrestre n'est pas circulaire mais elliptique.

$$R = \frac{(1 - \varepsilon^2)}{1 + \varepsilon \cos(2\pi \times d / 365)}$$

- Où ε est l'excentricité de l'orbite de la terre, approximativement 0.0167, et d représente le jour de l'année.
- Notez que cette équation part du constat que la valeur minimale de R est atteinte au début de l'année. Or, la distance minimale réelle Terre Soleil se produit début janvier mais pas réellement au 1er janvier.
- V et V_{dark} sont respectivement la mesure de la tension de la lumière solaire et la mesure de la tension obscure du photomètre solaire.
- a_R est la contribution à l'épaisseur optique de la dispersion moléculaire de la lumière dans l'atmosphère. Pour le canal rouge a_R vaut environ 0.05793 et pour le canal vert environ 0.13813.
- p est la pression de la station (la pression barométrique réelle) à l'heure de la mesure.
- p_o est la pression atmosphérique au niveau de la mer (1013.25 millibars).
- m est la masse d'air relative. Sa valeur approximative est :

$$\diamond m = \frac{1}{\sin \alpha}$$

En utilisant le tableur Excel qui vous est fourni et les mesures que vous avez réalisées, déterminer l'épaisseur optique correspondante à votre mesure. En déduire la transmission.

Activité 3 : Les mesures du satellite Calipso

L'objectif est ici de récupérer des données de la mesure de la transparence atmosphérique à partir du satellite Calipso.

- A quoi sert Calipso ?

Vous disposez des vidéos suivantes :

Extrait du Journal de l'Espace (CNES) (Français)

Vidéo de présentation du projet Calipso (NASA) (Anglais)

Vidéo de présentation du l'A-Train



A l'aide de ces vidéos présenter les objectifs du satellite Calipso

- Les instruments de mesure de Calipso

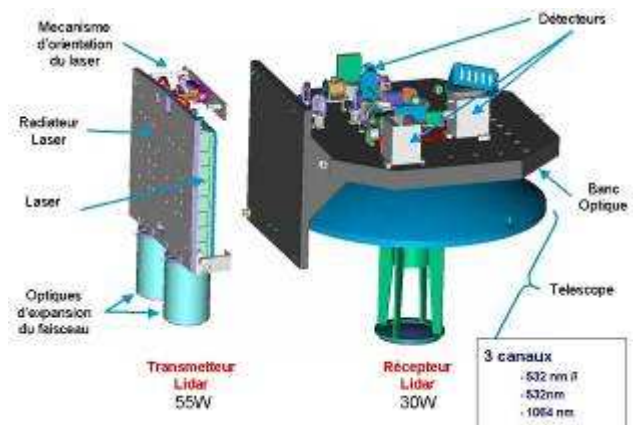
Document 1 :

Le satellite **CALIPSO**, qui utilise une plate-forme **PROTEUS**, embarque une charge utile composée d'un **Lidar à rétrodiffusion**, instrument principal équipé d'un **télescope de 1 mètre**, une **caméra visible**, et un **imageur infrarouge** fourni par le **CNES**. Lidar CALIOP

✧ **CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization)** : c'est un lidar à rétrodiffusion à deux longueurs d'ondes (532 et 1064 nm) et sensible à la polarisation à 1064 nm. Il fournit des profils verticaux à haute résolution des nuages et des aérosols. CALIOP a trois canaux de réception qui mesurent l'intensité rétrodiffusée à 1064 nm et deux composantes polarisées, parallèlement et perpendiculairement au plan de polarisation du faisceau émis, à 532 nm. Le télescope de réception a un diamètre de 1 m.

✧ **Caméra visible (WFC)** : elle est destinée à fournir de jour, le contexte de la mesure lidar. Le champ de vue est de 60 km, centré sur le spot lidar. Le détecteur est une matrice de CCD 512 x 512 pixels. La taille du pixel est de 125 m au sol. La pleine résolution est conservée dans une zone de 5 km de part et d'autre de la trace du satellite. En dehors de cette zone la résolution est dégradée à bord à 1 km. Les images de la caméra fournissent le contexte météorologique pour l'analyse scientifique des profils verticaux réalisés par le lidar et permettront colocaliser les observations faites par CALIPSO avec celles faites par AQUA ou PARASOL.

✧ **L'instrument Imageur Infrarouge** : c'est la fourniture française à la charge utile scientifique de la mission CALIPSO. L'instrument IIR est un radiomètre imageur à 3 canaux dans l'infrarouge thermique à 8.65 μm , 10.6 μm et 12.05 μm . Les images de l'IIR permettent de situer le contexte de la mesure lidar de nuit et d'assurer la co-registation avec le radiomètre multispectral MODIS embarqué sur le satellite Aqua. Les mesures de l'IIR, utilisées avec les produits du lidar, permettront de plus de restituer la taille des particules de glace dans les nuages semi-transparents.



Document 2 : Le lidar

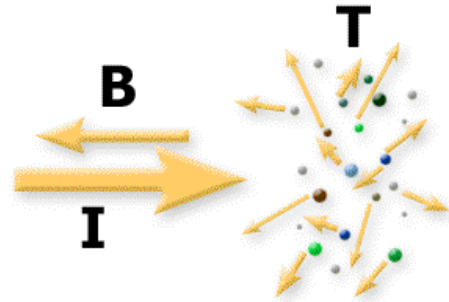
LIDAR est l'acronyme de « Light Detection and Ranging » qui désigne une technologie de télédétection ou de mesure optique basée sur l'analyse des propriétés d'une lumière laser renvoyée vers son émetteur. Son fonctionnement est le même que celui du radar mais alors que le radar fonctionne dans le domaine des ondes radio, le lidar couvre en particulier le domaine du visible, d'autre part, le lidar utilise un faisceau laser, tandis que le radar utilise un faisceau électromagnétique classique, non polarisé. Un lidar se compose d'un système laser chargé d'émettre l'onde lumineuse, d'un télescope qui récoltera l'onde rétrodiffusée par les particules rencontrées, et d'une chaîne de traitement qui quantifiera le signal reçu. Le laser émet une onde lumineuse. Elle interagit avec les différents composants qu'elle rencontre. Une partie de cette onde est rétrodiffusée et collectée par le télescope. À partir de cette composante rétrodiffusée, on peut alors déduire des informations quant au diffuseur (sa concentration par exemple) et sa distance

par rapport au système de mesure. Lors de la propagation de l'onde émise par le lidar, on peut envisager deux types de diffusions par les composants rencontrés :

- ✧ Une diffusion élastique : elle se produit sans échange d'énergie entre les photons incidents et la molécule rencontrée. Le photon est alors diffusé sans changement de fréquence. C'est le cas de la diffusion Rayleigh (lorsque la taille du diffuseur est largement inférieure à la longueur d'onde utilisée) ou de celle de Mie (lorsque la taille du diffuseur est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde utilisée).
- ✧ Une diffusion inélastique, beaucoup plus faible, appelée aussi diffusion Raman. Celle-ci est à l'origine d'un décalage de la fréquence de l'onde incidente ν_i . Les photons sont alors diffusés selon 2 fréquences : $\nu_0 + \nu_r$ (décalage vers les hautes fréquences - correspond aux raies appelées « raies anti-Stokes ») et $\nu_0 - \nu_r$ (décalage vers les basses fréquences - correspond aux raies appelées « raies Stokes »). Ce décalage de fréquence est caractéristique de la molécule rencontrée et permet donc de la discriminer.

Document 3 : La rétro diffusion

La rétrodiffusion est la déflexion de particules ou de rayonnements due à la diffusion par la matière suivant des angles supérieurs à 90° par rapport à leur direction d'émission.



- **Mais où est le satellite Calipso ?**

A l'aide de l'application située sur le site :
<http://science.nasa.gov/realtime/jtrack/Spacecraft.html>

- ✧ Localiser la position du satellite (utiliser le mode plan et le mode 3D)
- ✧ Déterminer le prochain passage du satellite au dessus de la France



A l'aide du site <http://www.n2yo.com>

- ✧ Déterminer la date et l'heure d'une série de mesures pouvant être réalisées simultanément au sol et par le satellite

6 DAY PREDICTION TABLE FOR CALIPSO

Home location based on your IP address: 81.50.60.81
 Latitude: 44.833°
 Longitude: -0.567°
 Local time zone: GMT 02:00
 CALIPSO status: Click on Draw to see the path.
 Check to show OVI.V variable passes.

#	Day	Mag	100km		500km		1000km		Mag
			Start	End	Start	End	Start	End	
1	May 24	-	13:14:30	06	13:14:55	06	0:30	12:25:50	11
2	May 24	-	14:49:00	16	14:55:50	17	01:10	15:02:45	10
3	May 24	-	16:25:35	21	16:34:00	20	15:07	16:36:58	10
4	May 25	0.4	02:47:35	00	02:52:45	00	15:08	02:58:30	14
5	May 25	0.4	04:24:35	11	04:31:55	20	0:30	04:37:56	20
6	May 25	-	08:52:55	38	08:57:55	38	0:30	09:12:58	20
7	May 25	-	13:55:10	12	14:01:10	03	20:07	14:07:20	3

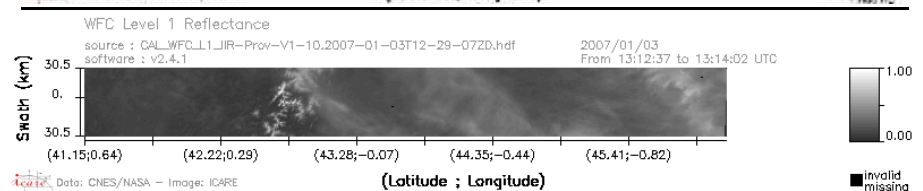
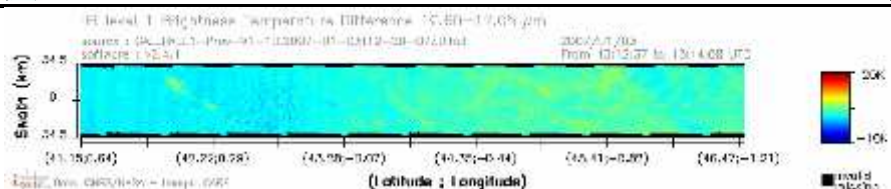
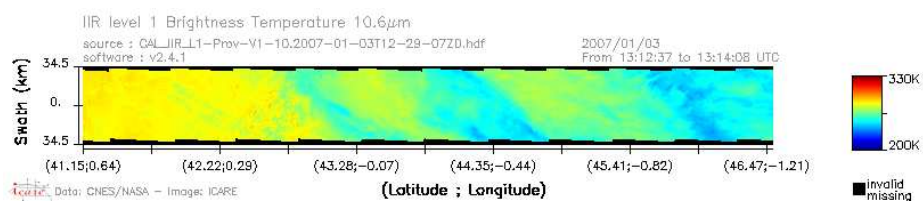
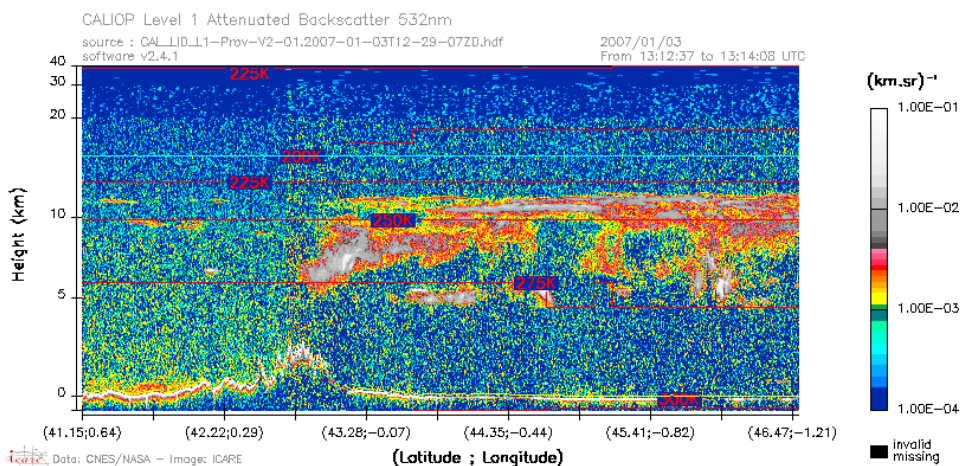
- **Comment récupérer des données Calipso ?**

Pour accéder à l'interface et récupérer les données Calipso, aller sur le site dédié : <http://www-icare.univ-lille1.fr/>

Sélectionner sur la droite **Access data sets through a dedicated interface**
 sélectionner Calipso : une nouvelle fenêtre s'affiche :



1. Sélectionner la date (on choisira ici la date du 3 janvier 2007)
2. Sur la carte, sélectionner l'orbite passant par la France
3. Sur la colonne de gauche, sélectionner les images souhaitées (on sélectionnera ici : Backscatter 532 ; BT_10_60 ; BT_10_12 ; et Reflectance)
4. Sur la carte présentant l'orbite sélectionnée, cliquer sur la France pour faire apparaître les images (Browse)



Il est possible d'obtenir sur le même site des données complémentaires issues d'autres satellites :
 Pour ce faire :

revenez sur la page d'accueil et dans la colonne de gauche, sélectionner [Multi-sensor Browse Interface](#),

dans cette interface il faut alors sélectionner la date correspondant au passage du satellite (ici le 3 janvier).

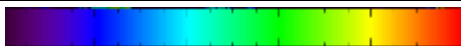
Zoomer ensuite la France

Récupérer les données obtenues par le satellite Parosol (données sur la couverture nuageuse)

par le satellite Cloudsat, ainsi que les données obtenues par le satellite Aqua sur les aérosols

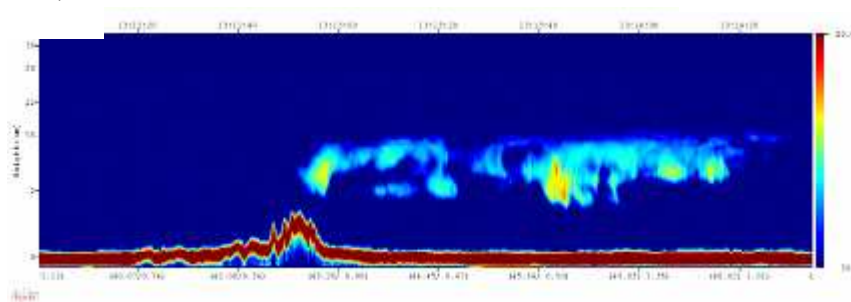


% COUVERTURE NUAGEUSE (Parasol)



MESURE AEROSOL (Aqua)

COUVERTURE NUAGEUSE (Cloudsat)



- Comment lire des données Calipso

Proposer une interprétation des données obtenues le janvier 2007

Document 1 : Aide à la lecture des images (Browsets)

- ◇ Le browse CALIOP du signal rétrodiffusé à 532nm nous renseigne sur la composition verticale de l'atmosphère (type, épaisseur, nombre de couches)
- ◇ Le browse de température de brillance à 10.6µm nous fournit des informations sur la température des nuages et sur la composition de l'atmosphère autour de la trace du lidar
- ◇ Le browse suivant est une composition entre la température de brillance à 12.05µm représentée par la luminosité et la différence de température de brillance 10.6µm - 12µm représentée par la teinte de l'image. Ce browse met en avant les petites particules (codage couleur rouge) et les nuages froids (forte luminosité)
- ◇ De jour, le browse de la réflectance visible nous apporte une information complémentaire sur la composition de l'atmosphère

Document 2 : Utilisation de l'interface NASA

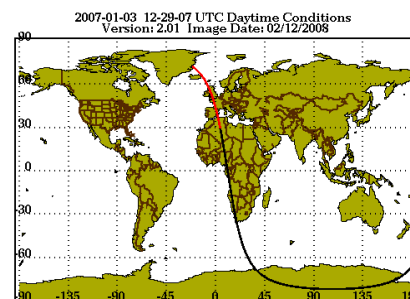
Pour récupérer les données Calipso, aller sur le site dédié de la NASA à l'adresse : <http://www-calipso.larc.nasa.gov/products/>

Sélectionner dans la colonne de gauche LIDAR BROWSES IMAGES

puis sélectionner la date du 3 janvier 2007.

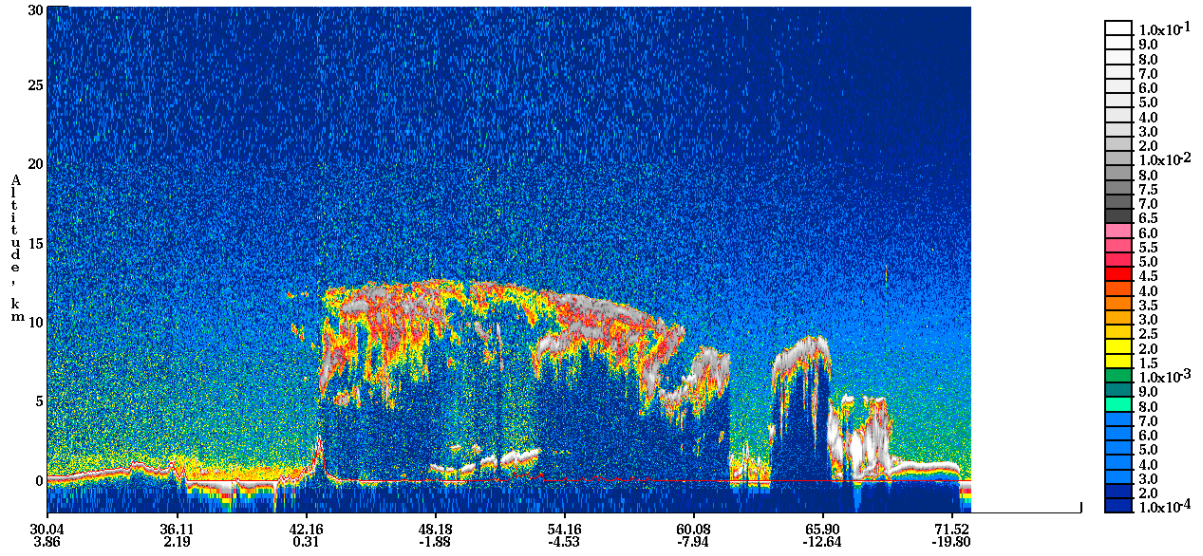
Sélectionner ensuite l'image correspondant au passage au dessus de la France à l'heure choisie

Différentes données sont fournies, elles correspondent à celles obtenues précédemment mais la dernière image proposée correspond à une interprétation du profil obtenu.



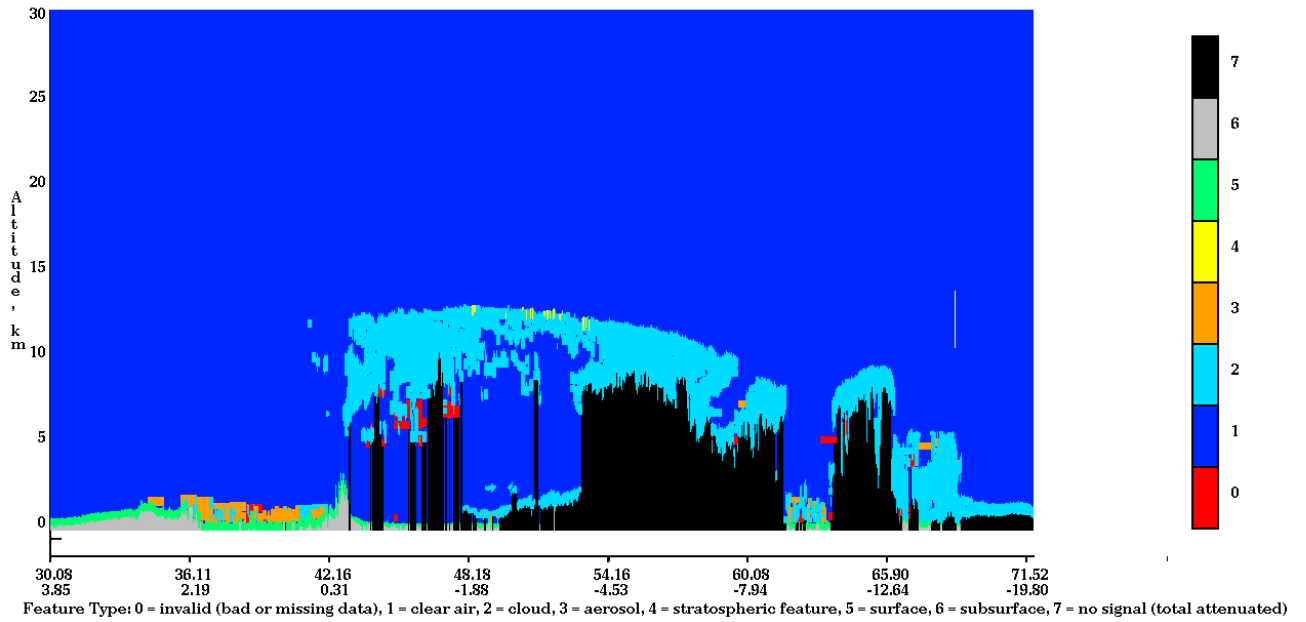
532 nm Total Attenuated Backscatter, /km /sr Begin UTC: 2007-01-03 13:09:32.1031 End UTC: 2007-01-03 13:21:35.1981

Version: 2.01 Image Date: 02/12/2008



Vertical Feature Mask Begin UTC: 2007-01-03 13:09:32.8462 End UTC: 2007-01-03 13:21:25.5272

Version: 2.01 Image Date: 02/13/2008



Partie 3 : Utilisation et interprétation des différentes données

Problématique : Comment utiliser les mesures au sol et les observations satellites

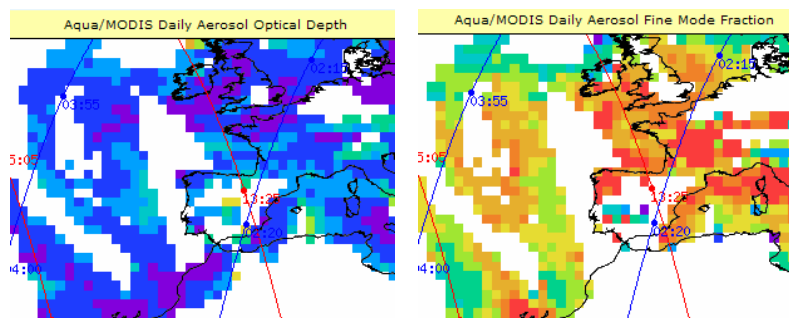
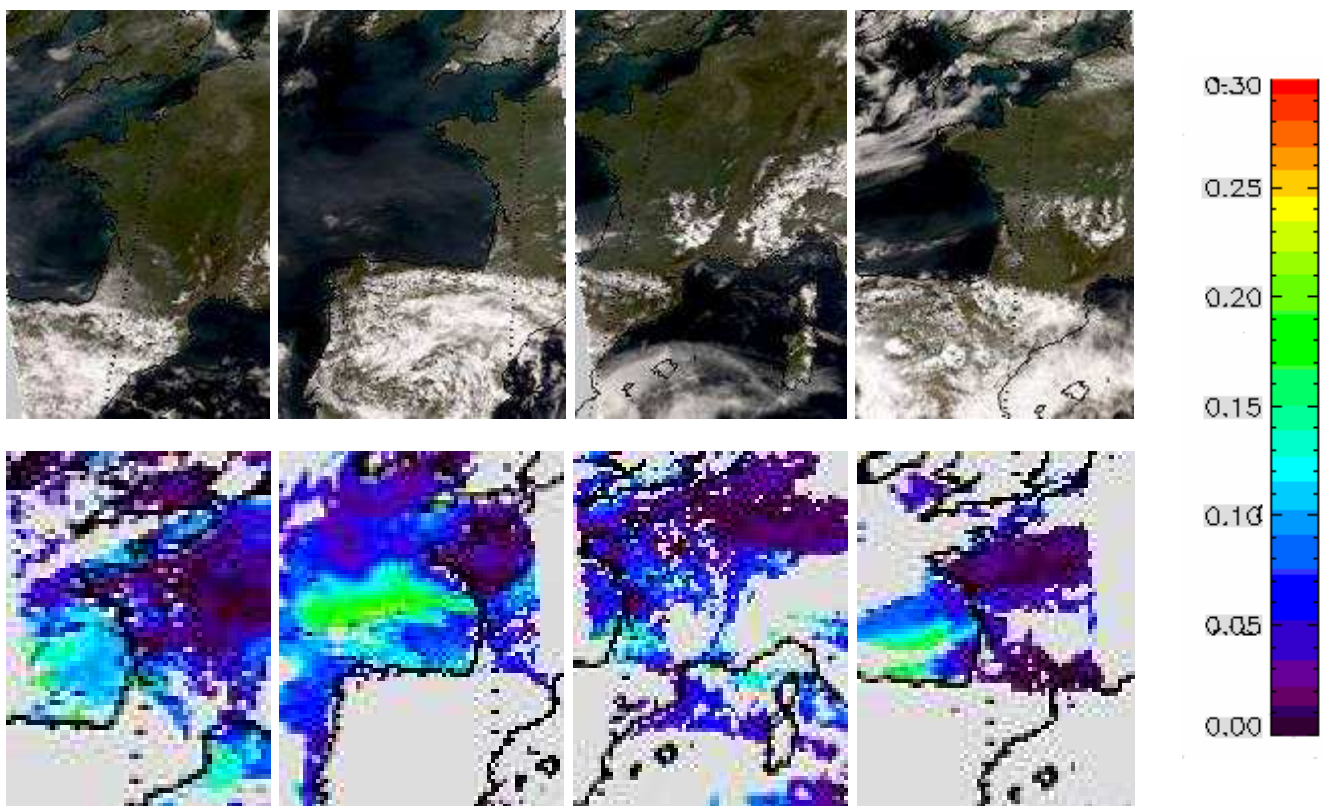
Activité 5 : Corréler les mesures in situ et les mesures satellites

L'objectif est ici de comparer des mesures d'élèves et des mesures satellitaires

On se propose ici d'étudier les journées du 6 et 9 avril 2007, et de comparer les mesures obtenues au sol et celles obtenues par satellite

Document 1 : Des aérosols au dessus de la France !

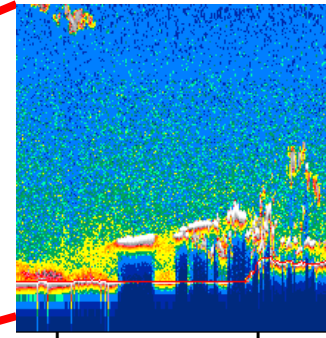
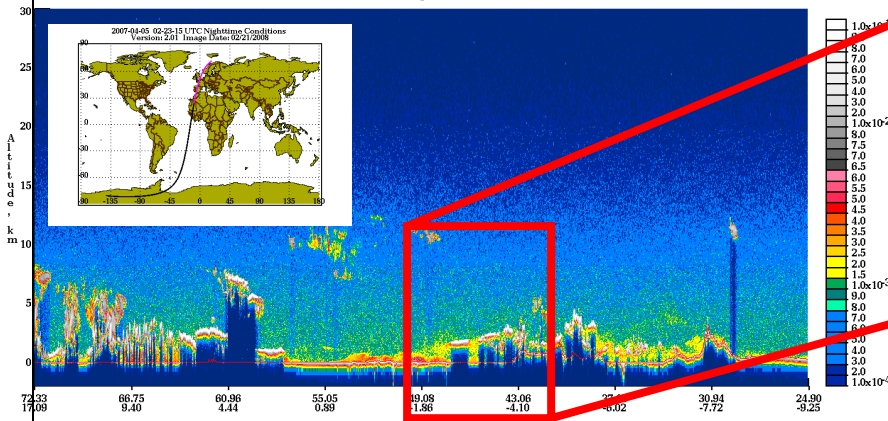
Les données ci-dessous représentent les images obtenues par le satellite Aqua (en haut : domaine du visible ; en bas mesure des aérosols) au dessus de la France du 6 au 9 avril et par le satellite Parasol (au milieu : mesure de l'AOT (échelle sur la droite))



Document 2 : Les données Calipso (5,7 et 11 avril 2007)

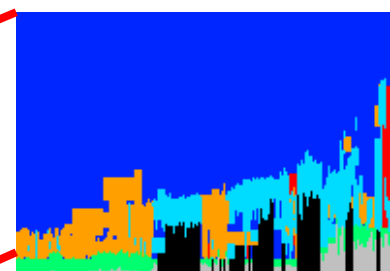
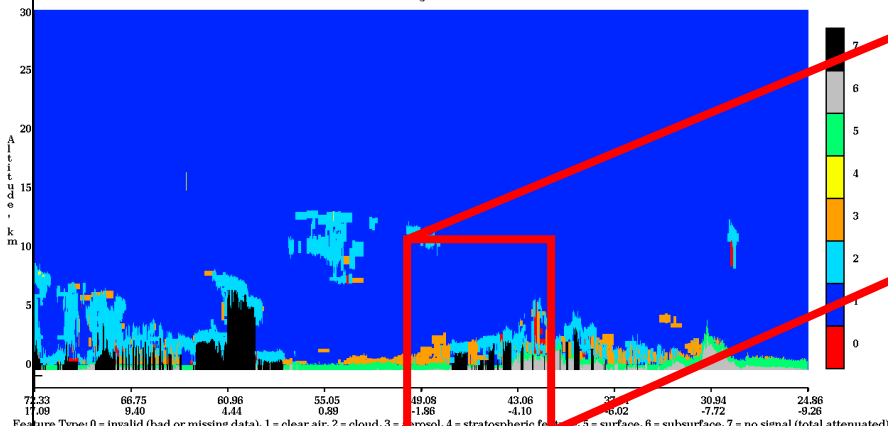
532 nm Total Attenuated Backscatter, /km /sr Begin UTC: 2007-04-05 02:23:15.7771 End UTC: 2007-04-05 02:36:44.4242

Version: 2.01 Image Date: 02/21/2008



Vertical Feature Mask Begin UTC: 2007-04-05 02:23:15.7771 End UTC: 2007-04-05 02:36:45.1882

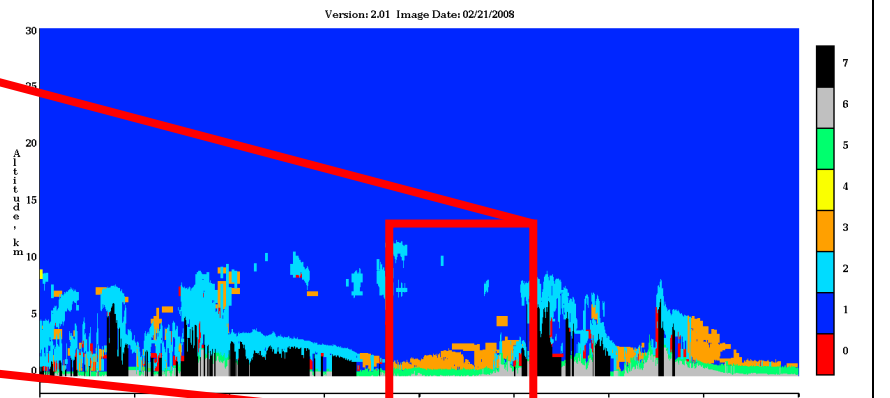
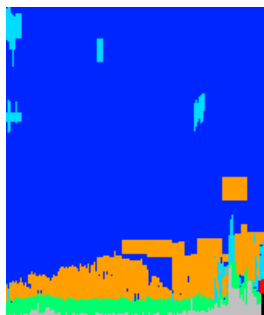
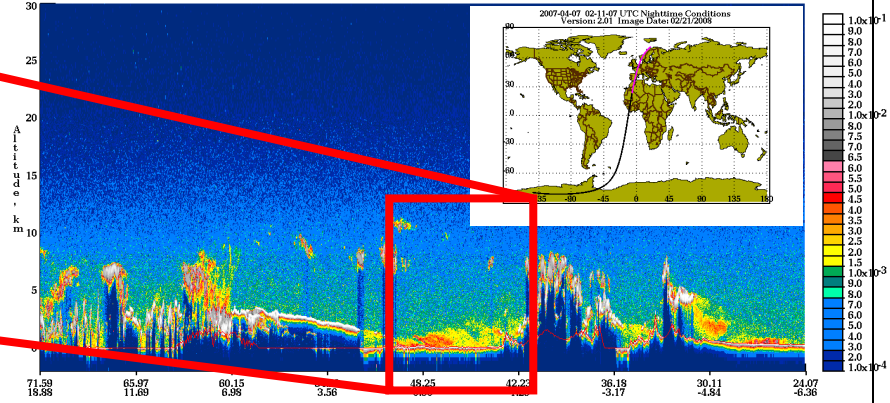
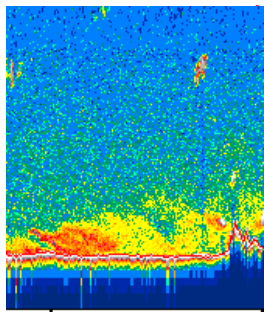
Version: 2.01 Image Date: 02/21/2008



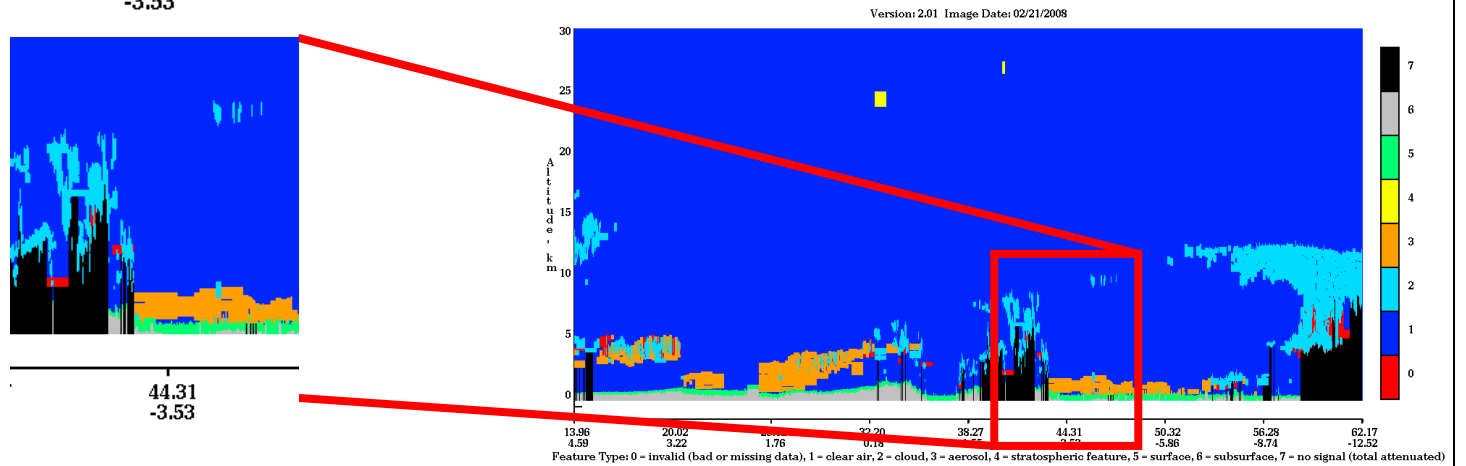
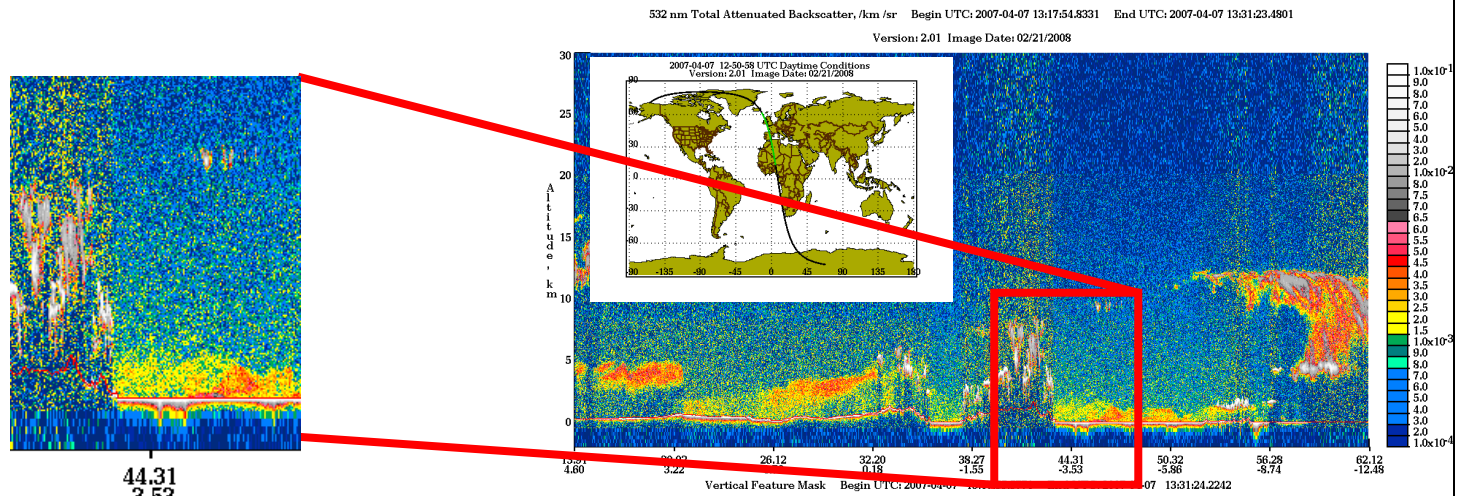
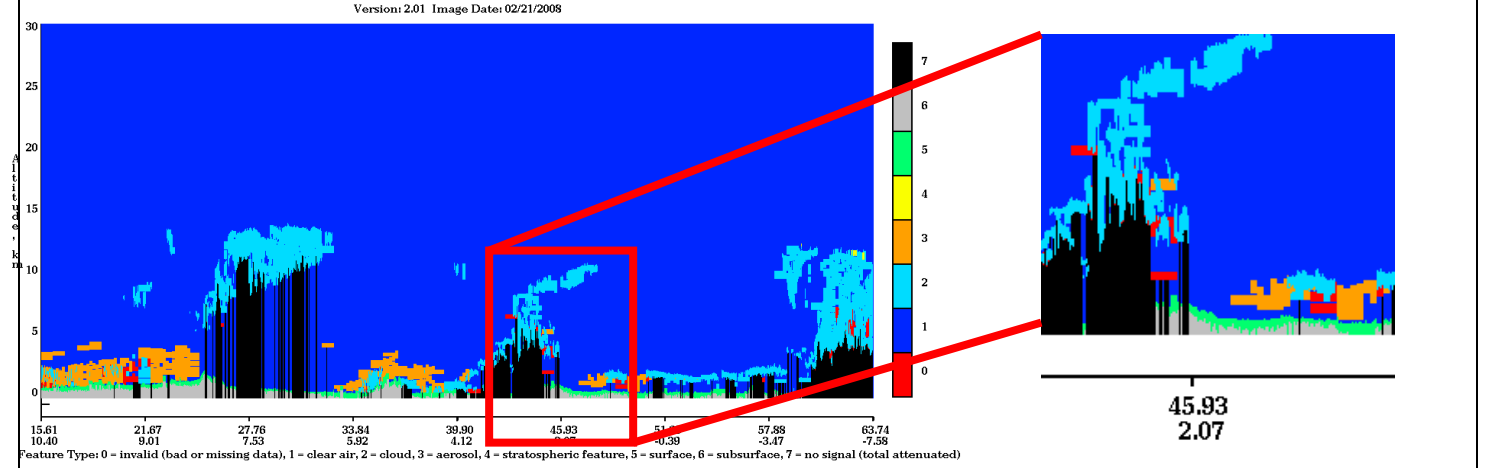
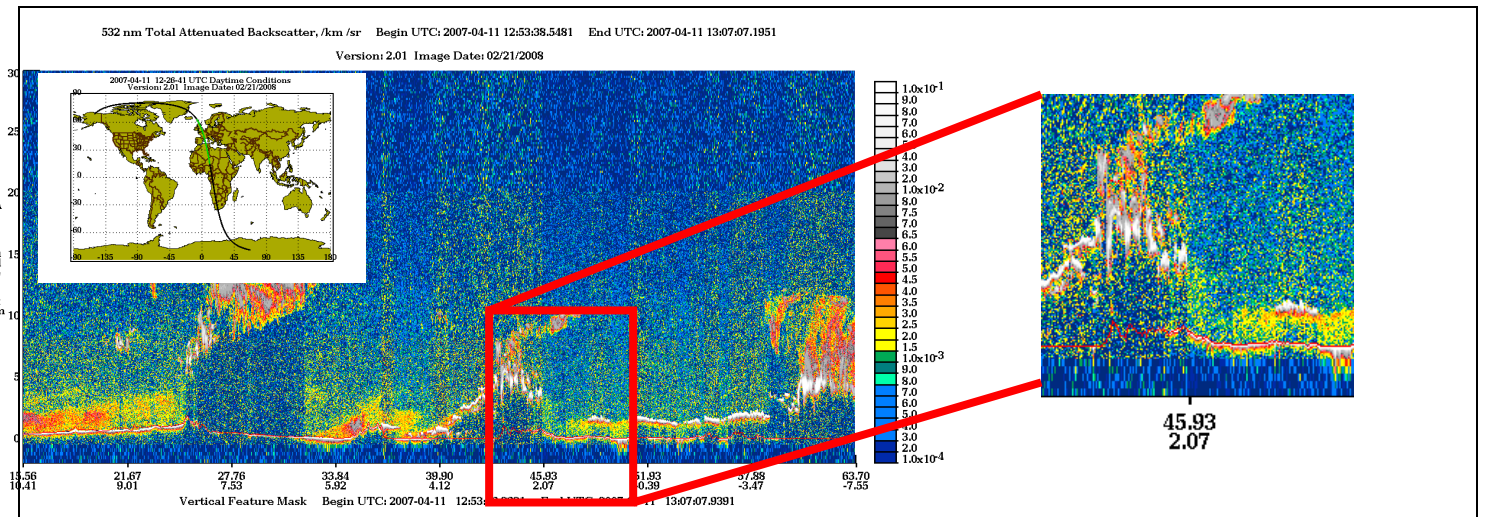
Feature Type: 0 = invalid (bad or missing data), 1 = clear air, 2 = cloud, 3 = aerosol, 4 = stratospheric feature, 5 = surface, 6 = subsurface, 7 = no signal (total attenuated)

532 nm Total Attenuated Backscatter, /km /sr Begin UTC: 2007-04-07 02:11:08.0022 End UTC: 2007-04-07 02:24:36.6191

Version: 2.01 Image Date: 02/21/2008



Feature Type: 0 = invalid (bad or missing data), 1 = clear air, 2 = cloud, 3 = aerosol, 4 = stratospheric feature, 5 = surface, 6 = subsurface, 7 = no signal (total attenuated)



Document 3 : Les mesures au sol

Date	Mesures	Lieux de mesures				
		Toulouse (31)	Agen (47)	Cestas (33)	Bordeaux (33)	Andernos (33)
5 avril 2007	Transmission calculée				83	
	Transmission mesurée par Parasol		91		87	74
6 avril 2007	Transmission calculée	62			71	75
	Transmission mesurée par Parasol	79	87	72	69	73
7 avril 2007	Transmission calculée	52		74		
	Transmission mesurée par Parasol	87		85		
8 avril 2007	Transmission calculée	75		68		
	Transmission mesurée par Parasol	80		67		
9 avril 2007	Transmission calculée	90		85		
	Transmission mesurée par Parasol	97		88		
10 avril 2007	Transmission calculée					
	Transmission mesurée par Parasol					
11 avril 2007	Transmission calculée					
	Transmission mesurée par Parasol					

Activité 6 : Utiliser des mesures satellites

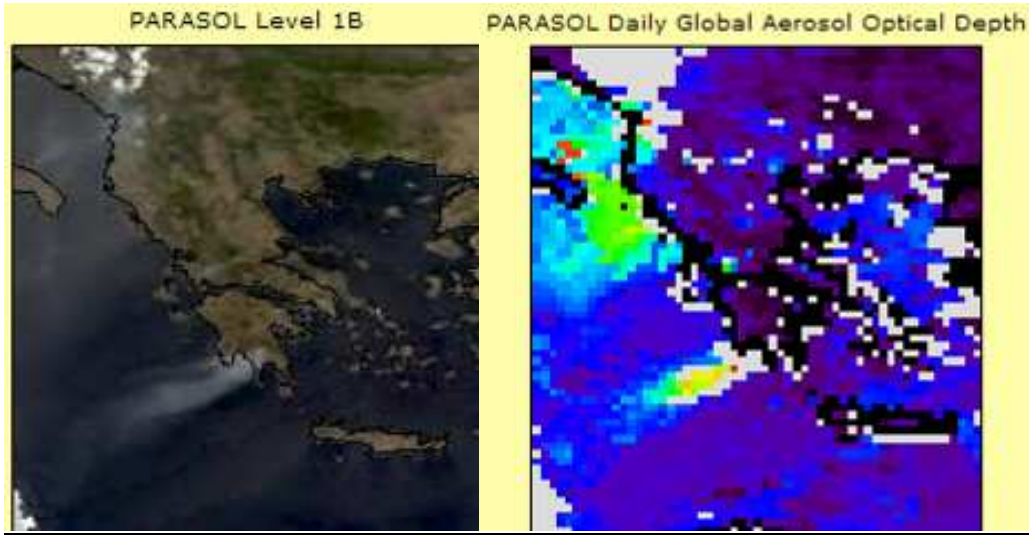
L'objectif est ici d'utiliser des mesures satellitaires pour caractériser des modifications de la composition atmosphérique

A l'aide des documents proposés, présenter différents phénomènes susceptibles de modifier la concentration en aérosols de l'atmosphère

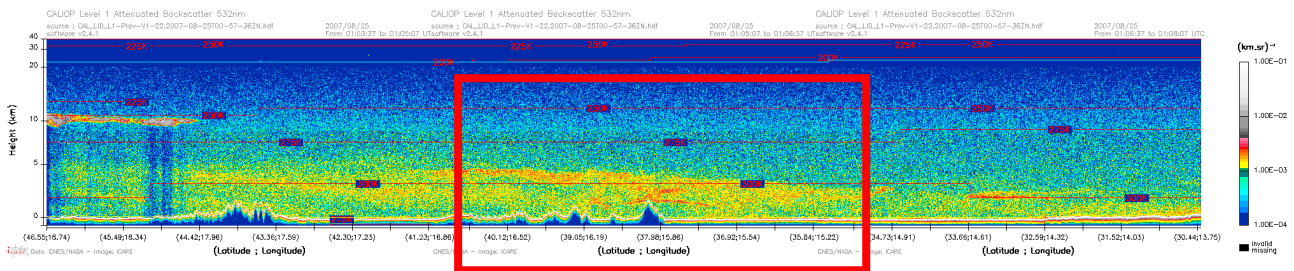
Document 1 : Incendie en Grèce (été 2007)



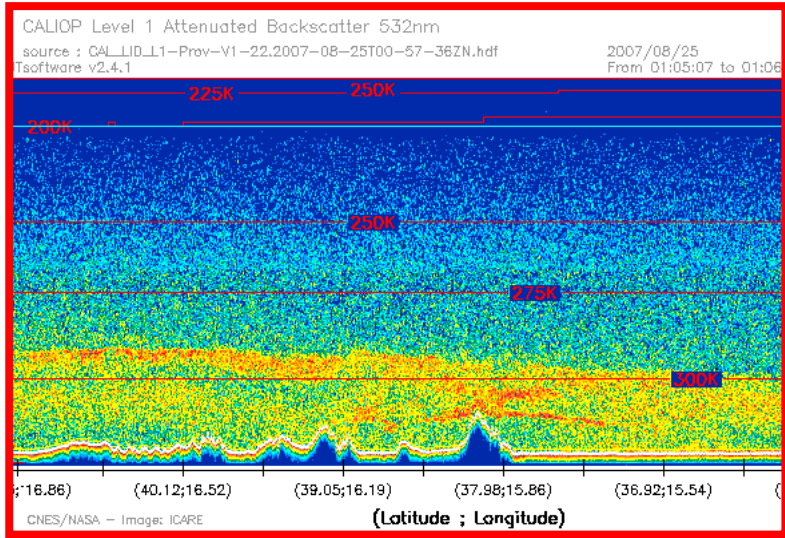
Données Aqua



Données
Parasol



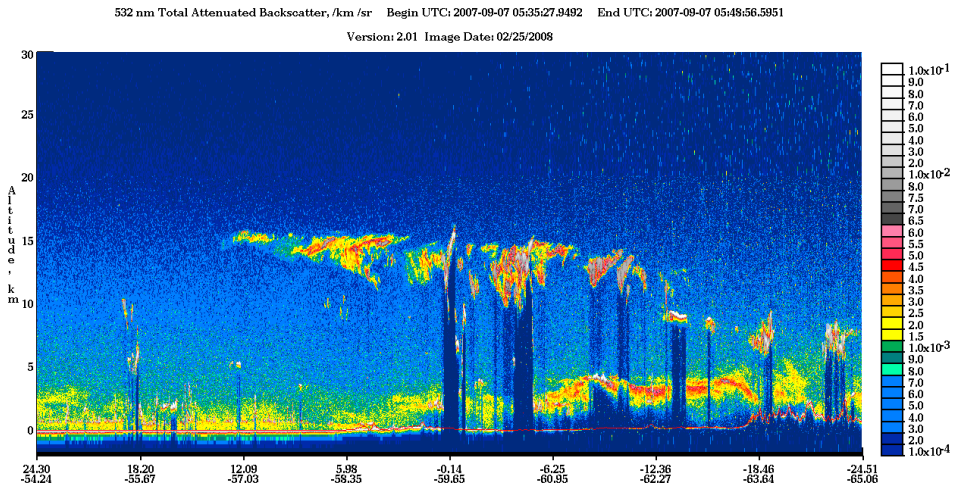
Données
Calipso



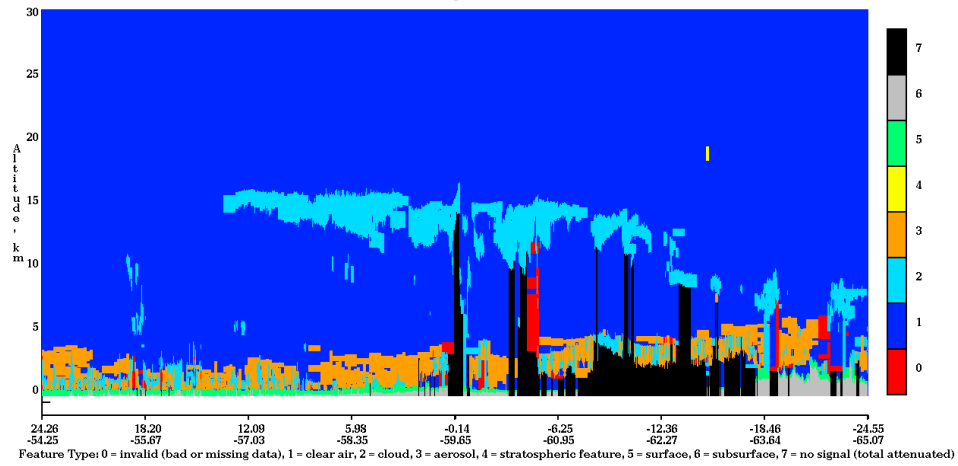
Document 2 : Déforestation en Amazonie



<http://www.cours.fse.ulaval.ca>



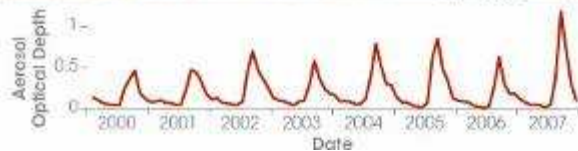
Vertical Feature Mask Begin UTC: 2007-09-07 05:35:28.6921 End UTC: 2007-09-07 05:48:57.3392
Version: 2.01 Image Date: 02/25/2008



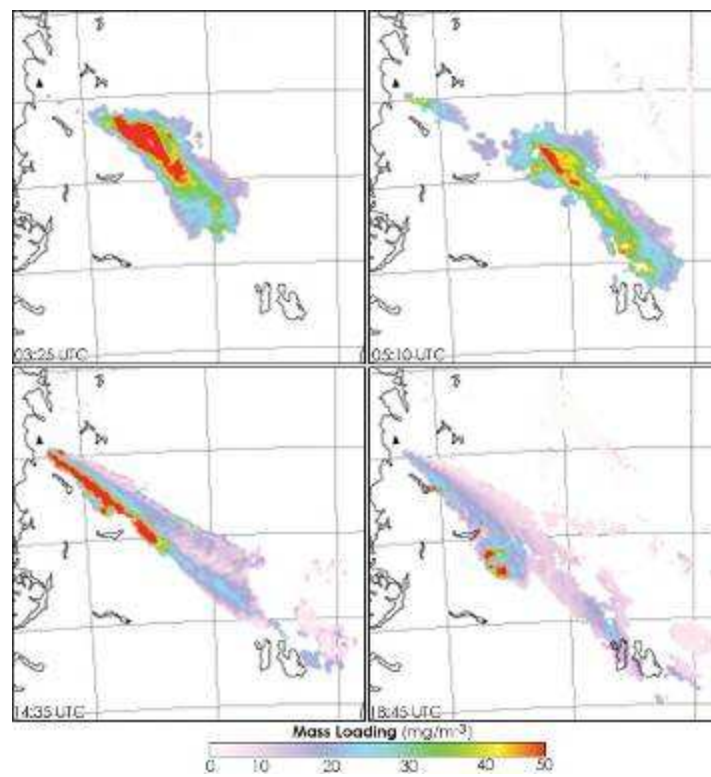
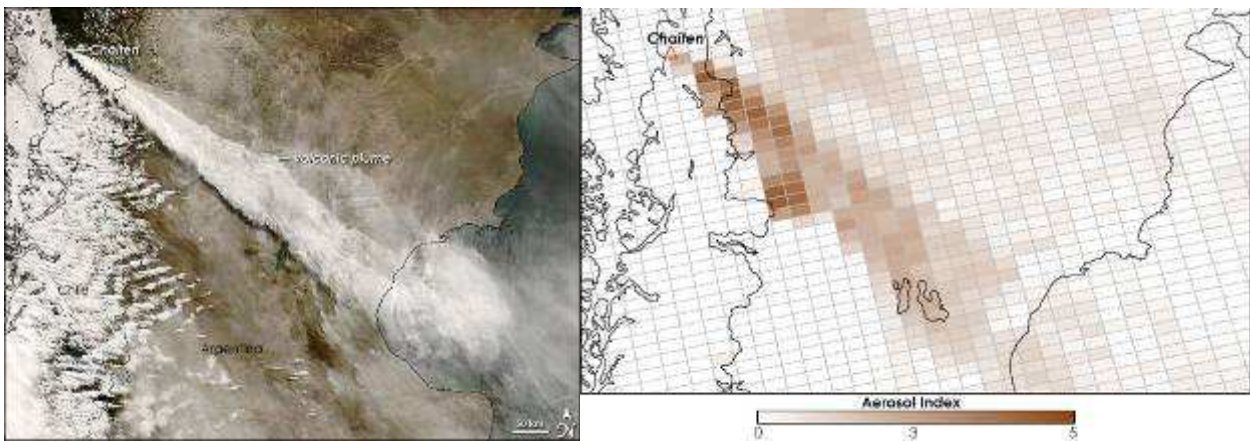
Données
Calipso



Données
Aqua



Document 3 : Eruption volcanique : Mont Chaiten (Chili ; mai 2008)



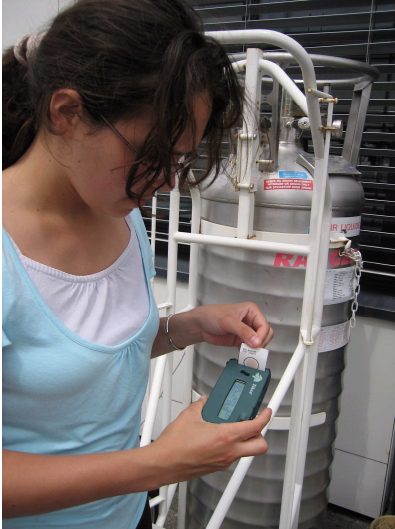
Document 4 : Smog au dessus de Pékin



POINT SCIENTIFIQUE : LES EXTENSIONS DU PROJET CALISPH'AIR

Les mesures

En complément des mesures d'aérosols pour lesquelles le CNES met à disposition des enseignants formés un photomètre solaire, des mesures (température, humidité et pression et vent) et des observations (types de nuages et couvert nuageux) de l'atmosphère sont nécessaires.



De plus, le projet Calisph'air propose la mesure de gaz à effet de serre comme l'ozone troposphérique (ou ozone de surface) en mettant à disposition des enseignants des systèmes de mesure préconisés par GLOBE

Plus récemment, pour étudier les aérosols dans des zones à forte pluviométrie, on a été amené à étudier les aérosols non plus simplement quantitativement, mais qualitativement. On a ainsi analysé des aérosols lessivés par la pluie ; on a recueilli des échantillons de pluie, on les a filtrés et on les a fait analyser. Ceci nous a permis, connaissant les constituants des aérosols (silice, fer...) et utilisant des cartes de déplacement des courants atmosphériques, de retrouver le trajet de ces aérosols, dont certains sont susceptibles de traverser un océan (sables africains transporté au dessus de l'Atlantique jusqu'en Amazonie)

Nous avons également l'intention de démarrer dès l'année scolaire prochaine des mesures de rayonnement solaire, pour pouvoir comparer ces mesures d'une saison à l'autre et entre classes situés à des latitudes très différentes.

Les systèmes de mesure

GLOBE n'assurant plus le développement des photomètres solaires, nous avons démarré un développement en France et nous sommes en cours de qualification de cet instrument. De la même manière, nous comptons l'année prochaine développer un pyranomètre pour réaliser les mesures de rayonnement.

Les campagnes de mesure

Dans le cadre du programme GLOBE, il est recommandé de réaliser des mesures le plus régulièrement possible. Pour les enseignants qui ne souhaitent pas s'engager dans un programme de mesures systématiques, nous proposons une *Campagne de mesure*, période, de l'ordre de un mois, pendant laquelle un maximum de classes font des mesures.

Les échanges

En début d'année scolaire une réunion des enseignants travaillant sur le projet est organisée dans un établissement scolaire pour élaborer le programme de l'année. Pendant l'année scolaire nous proposons des rencontres avec des scientifiques et des ingénieurs ainsi que des échanges avec des classes étrangères (nous organisons au CNES des visioconférences avec des classes américaines et même cette année une classe mexicaine...) En fin de Campagne de mesure (généralement en fin d'année scolaire) une journée de synthèse des résultats est également organisée.

Les stages de formation

Tous les enseignants participant à ce programme sont formés et certifiés GLOBE lors de stage régulièrement organisés par le CNES : une cinquantaine d'enseignants sont déjà certifiés en France.