



Stages de Secondes 2026 : Le Climat

Philippe Dubuisson

Professeur - Université de Lille

Laboratoire d'Optique Atmosphérique

LOA UMR 8518

philippe.dubuisson@univ-lille.fr

*Les bases physiques du changement climatique :
une histoire de rayonnement*

Introduction

Réchauffement climatique, un peu d'histoire:

Dès la fin du 18^e siècle, **Joseph Fourier** pose les bases physiques de l'effet de serre pour expliquer la température de l'atmosphère terrestre.

Il stipule que c'est le bilan d'énergie qui contrôle la température à la surface de la Terre

*Voir: Jean-Baptiste Joseph Fourier et la découverte de l'effet de serre,
Jean-Louis Dufresne, La Météorologie - n° 53 - mai 2006.*

En 1896, **Svante Arrhenius**: « un doublement de la concentration en CO₂ augmenterait la température moyenne à la surface de la Terre d'environ 4 °C ».

Cette théorie relie l'augmentation du CO₂ atmosphérique à celle des températures terrestres en raison d'un effet de serre. Depuis 1896, la concentration en CO₂ a doublé et la température a augmenté de 1,5 °C ...

Années soixante: rapport de l'administration américaine (CIA, USAF)

1988: création du **GIEC (IPCC)** et premier rapport en 1990.

1992: premier « sommet de la Terre » organisé à Rio de Janeiro au Brésil, pour le développement durable.

2015: **COP21**, accord de Paris (COP1 en 1995 à Berlin).

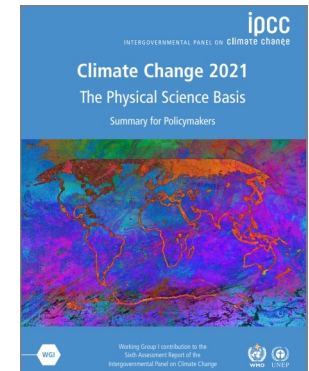
2021-2022: sixième rapport du GIEC.



« Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires », publié en 1824



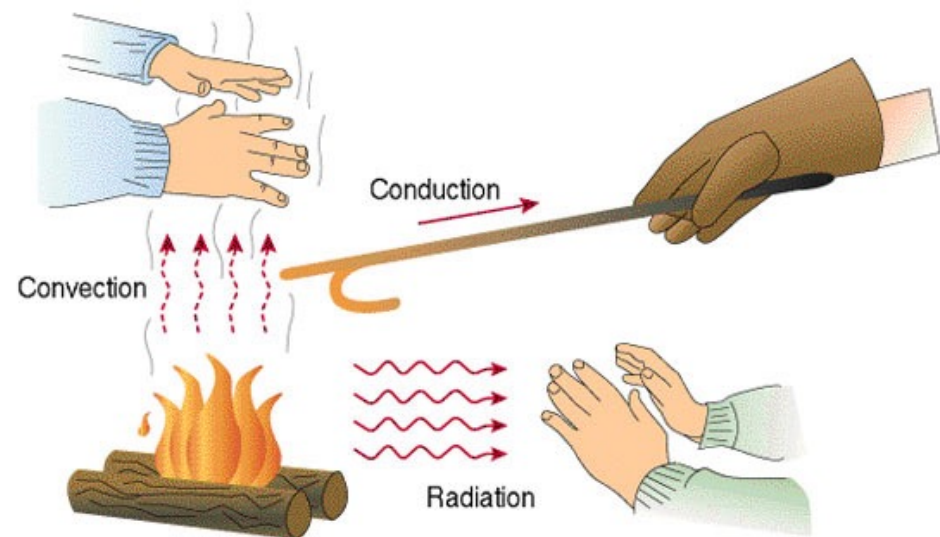
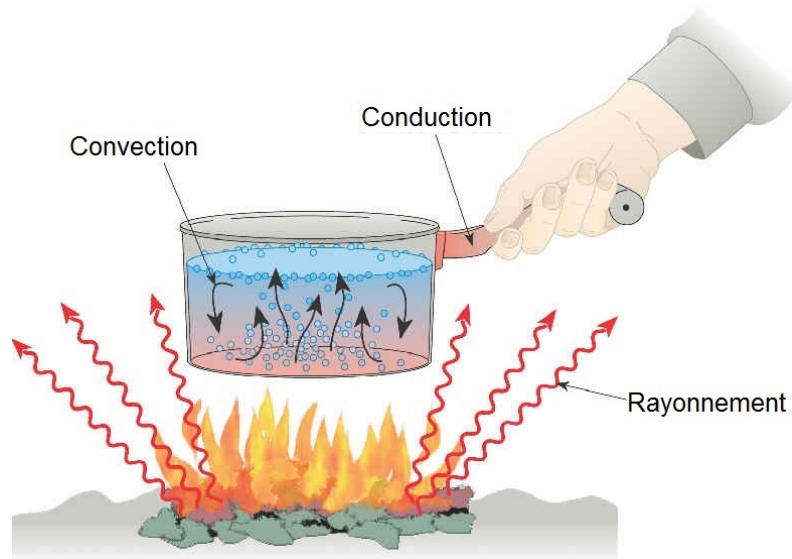
S. Arrhenius (1886), Prix Nobel de chimie de 1903.



Echanges d'énergie thermique

Rappel : échanges d'énergie entre deux systèmes

- Par **rayonnement** (qui se propage parfaitement dans le vide): **transfert d'énergie radiative**.
- Par **conduction** (contact des systèmes), ou par **convection** (déplacement de fluide, liquide ou gaz): **transferts d'énergie sensible** (modification de la température de la matière sans en changer la phase).
- Par **changement d'état** (de phase), tel que **l'évaporation** qui nécessite un apport d'énergie extérieur ou la **transpiration** des plantes: transfert d'énergie latente (modification de la phase mais sans changement de température).



Bilan d'énergie et température globale

Energie solaire: Principale source d'énergie du système climatique (99,98 % de l'énergie entrante)

Système climatique constitué par cinq grands compartiments : atmosphère, hydrosphère, cryosphère, biosphère et surfaces continentales.



Equilibre énergétique global de ce système : fonction des quantités **d'énergie entrante et sortante**.

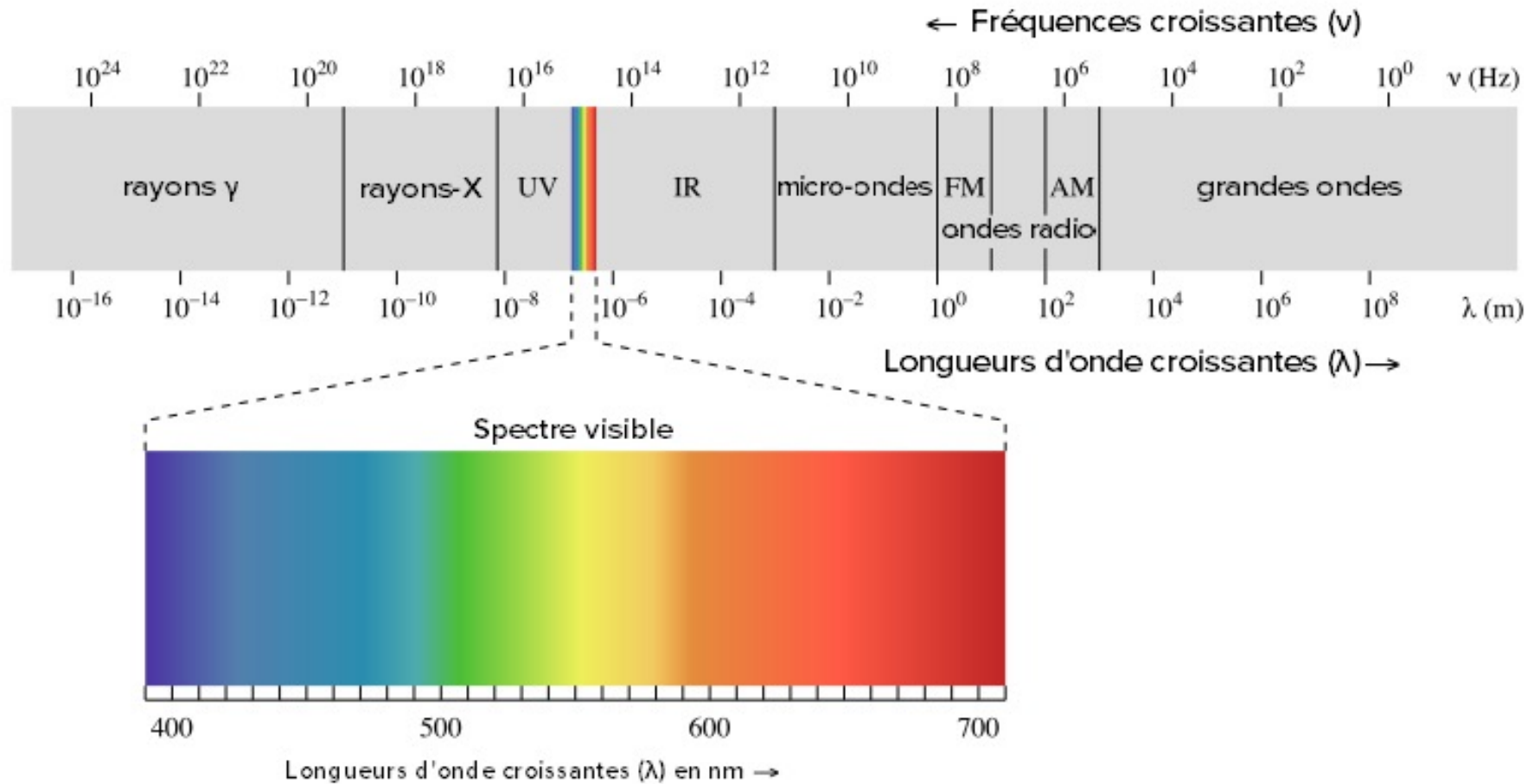
La quasi-totalité des échanges d'énergie de ce système avec son environnement spatial: **énergie radiative** (les autres sources d'énergie pouvant être négligées, telle que celle provenant de l'intérieur de la Terre, géothermie).

À l'équilibre, le bilan énergétique du système, donc son bilan radiatif, est nul, la part de rayonnement gagnée par le système compensant exactement celle perdue par rayonnement vers l'espace.

Dans ce cas, la **température moyenne du système climatique reste stable**.

Le rayonnement

Etude du rayonnement atmosphérique:



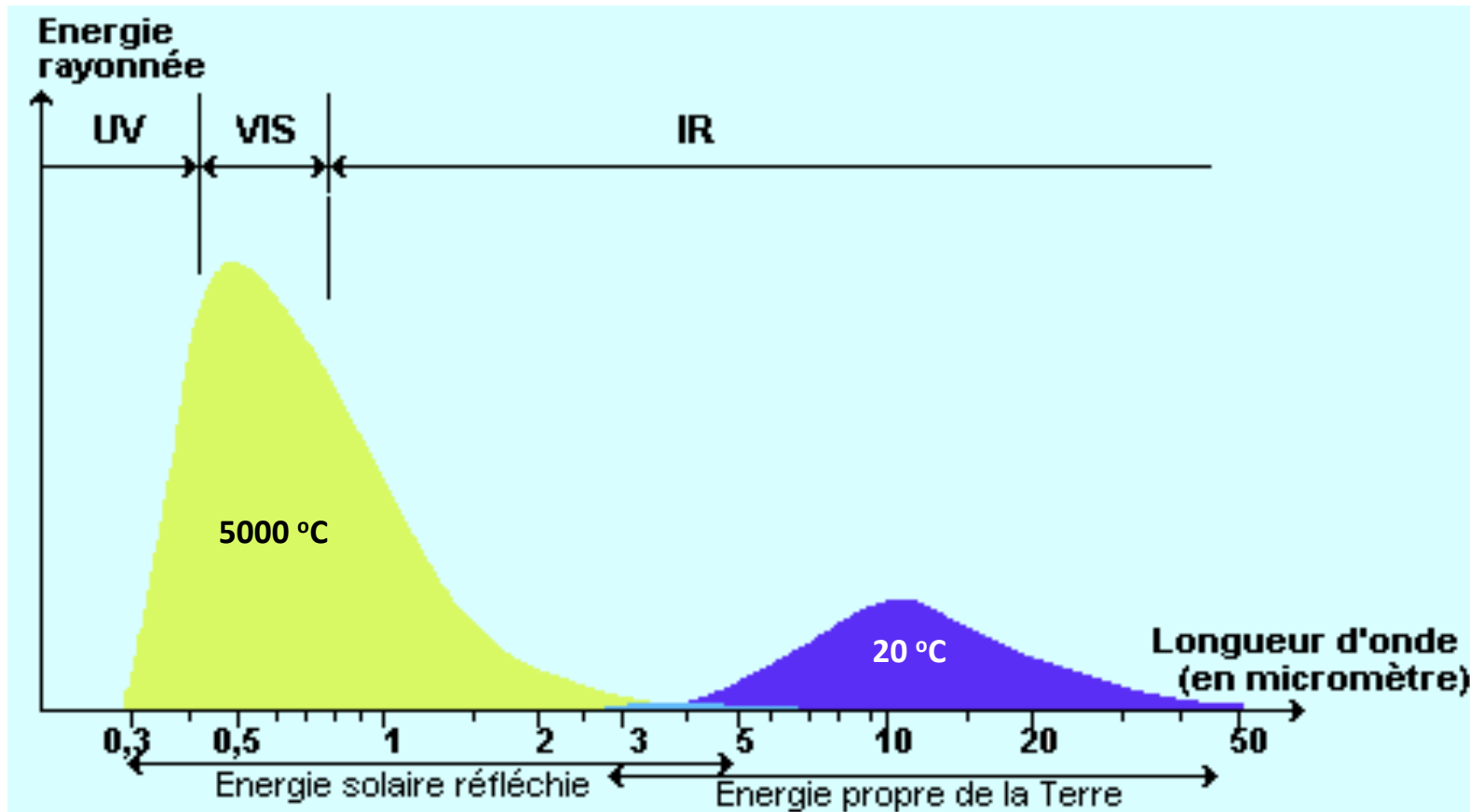
Bilan d'énergie et température globale

Energie solaire: **rayonnement électromagnétique** – émission d'un rayonnement selon la **loi du corps noir (Planck)**

Rayonnement électromagnétique – émission d'un rayonnement selon la loi du corps noir (Planck):

Source chaude (5000 °C) : émission rayonnement visible (vers 0,5 μm)

Source plus froide (20 °C) : émission rayonnement infrarouge (vers 10 μm)



Bilan d'énergie et température globale



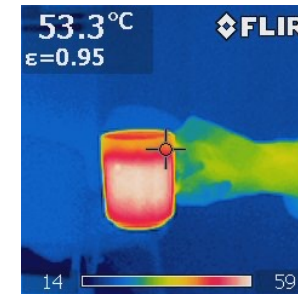
image enregistrée dans le
domaine visible:

Rayonnement solaire réfléchi

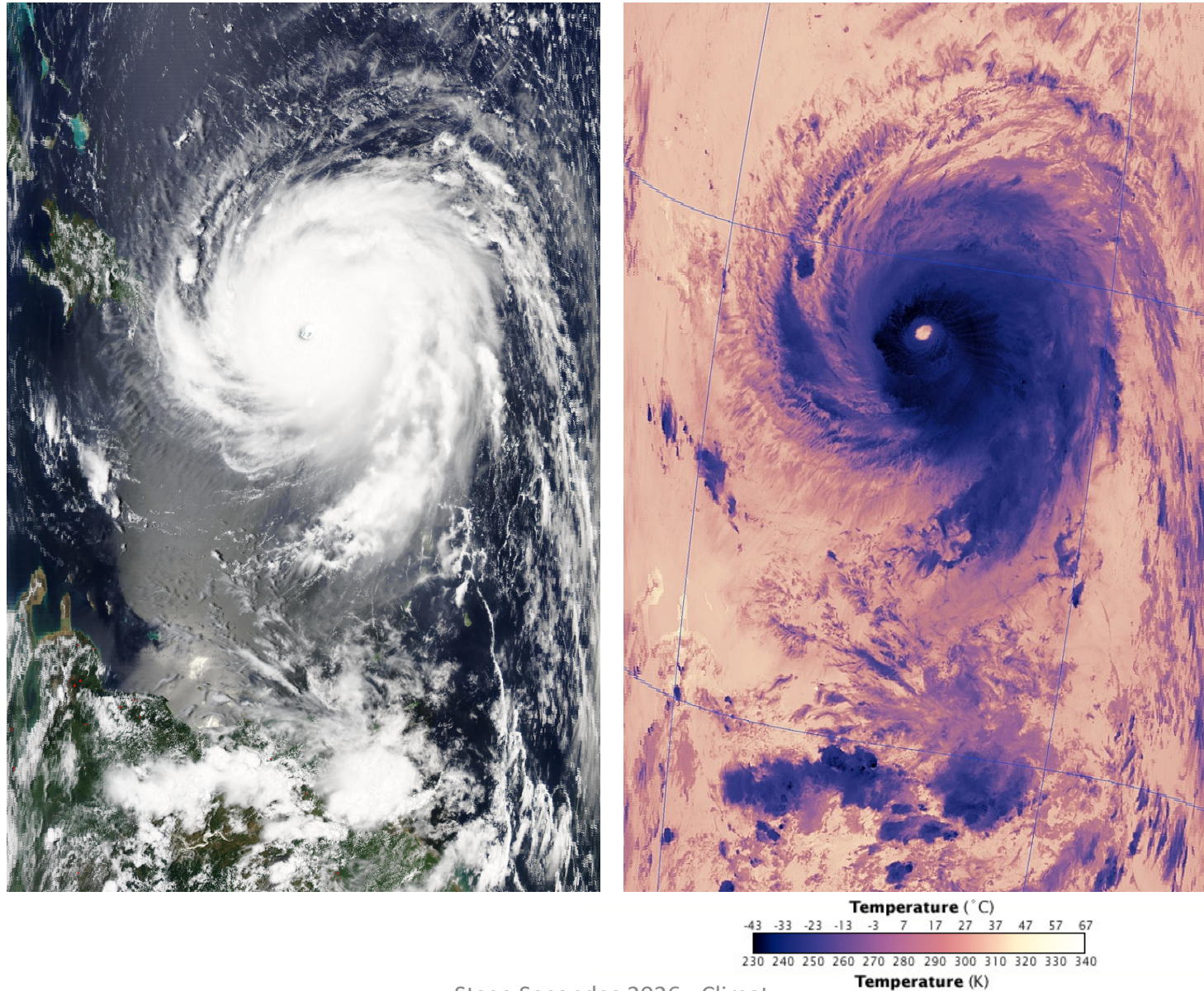


image enregistrée dans le
domaine infrarouge thermique:

Rayonnement infrarouge émis



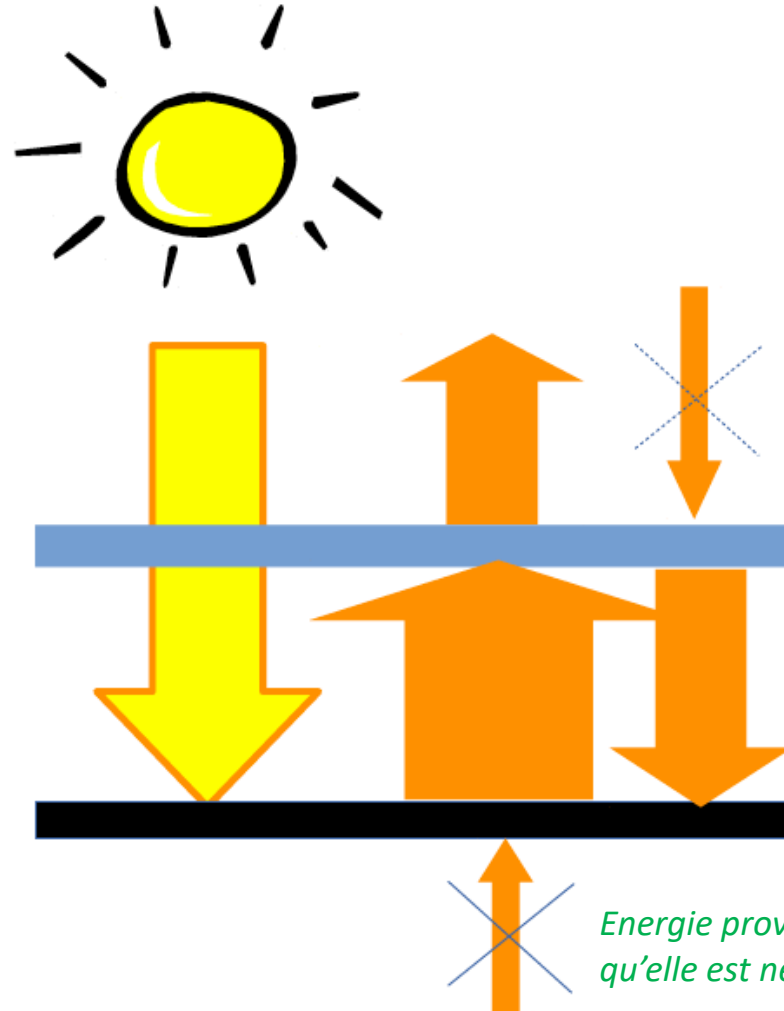
Bilan radiatif



Bilan d'énergie et température globale

Bilan de J. Fourier: énergie gagnée / énergie perdue

Rayonnement solaire incident



Energie provenant de l'espace: il la surestime, estimant la température de l'espace à celle des pôles.

Il introduit le rôle de l'océan et des vents, esquisse un effet de serre (retient plus la chaleur sortant du système que celle entrante) et le rôle des activités humaines.

Energie provenant de l'intérieur de la Terre: il montre qu'elle est négligeable (0,02%)

Bilan d'énergie et température globale



Rayonnement solaire incident

Rayonnement solaire absorbé

Rayonnement solaire réfléchi

Rayonnement infrarouge émis

La température moyenne à la surface est le résultat du bilan d'énergie global:

Energie gagnée = énergie perdue

Crédits: J.-L. Dufresne

Deux effets antagonistes:

L'EFFET PARASOL

et

L'EFFET DE SERRE

Bilan d'énergie et température globale



Rayonnement solaire incident



Rayonnement solaire réfléchi
Entre 0,2 et 4 μm

Rayonnement solaire absorbé



Rayonnement infrarouge émis
entre 4 et 100 μm

La température moyenne à la surface est le
résultat du bilan d'énergie global:
Energie gagnée = énergie perdue



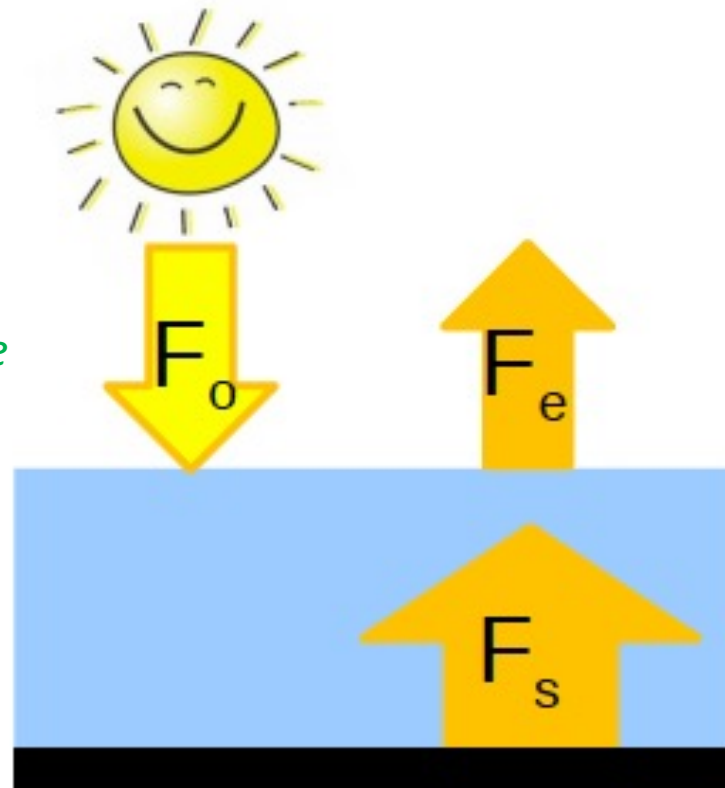
Bilan d'énergie et température globale

En réalité: température à la surface = 288 K = 15 °C

C'est le **résultat de l'effet de serre.**

Sans effet de serre : T serait donc proche de -18 °C !

*Au sommet de l'atmosphère:
énergie incidente (gagnée) = énergie perdue
Système climatique équilibré*



Effet de serre : $F_s - F_e$

*Effet de serre = rayonnement
infrarouge absorbé par l'atmosphère*

L'atmosphère et les gaz à effet de serre

L'atmosphère

L'atmosphère:

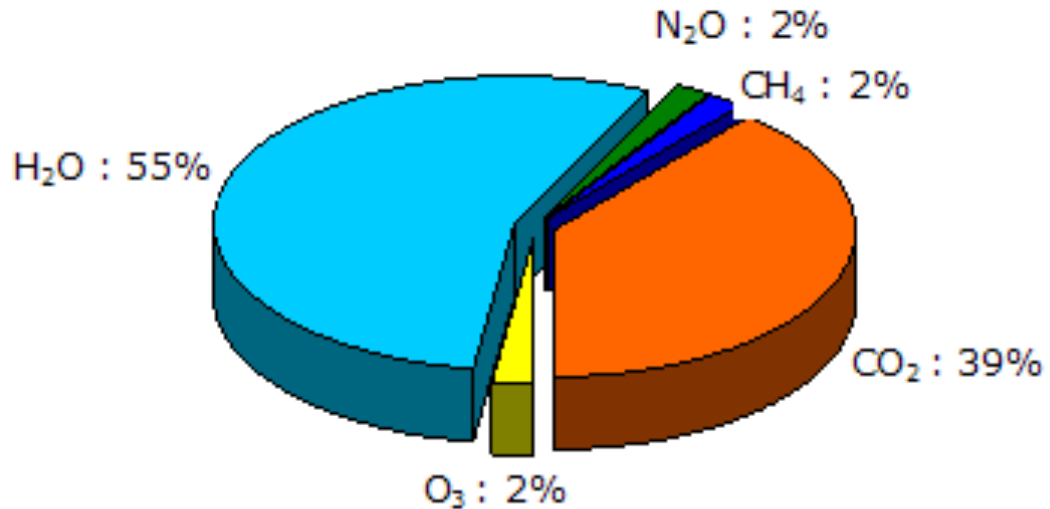
- Fine pellicule, d'épaisseur inférieure à 1% du rayon terrestre.
- 90% de la masse de l'atmosphère en dessous de 16 km (troposphère). 99,9% de l'atmosphère en dessous de 55 km (troposphère + stratosphère). Pas de limite supérieure bien définie. La présence des gaz atmosphériques se fait sentir vers 130 km d'altitude.
- L'atmosphère: les gaz à effet de serre la réchauffent, les particules la refroidissent.



Effet de serre atmosphérique

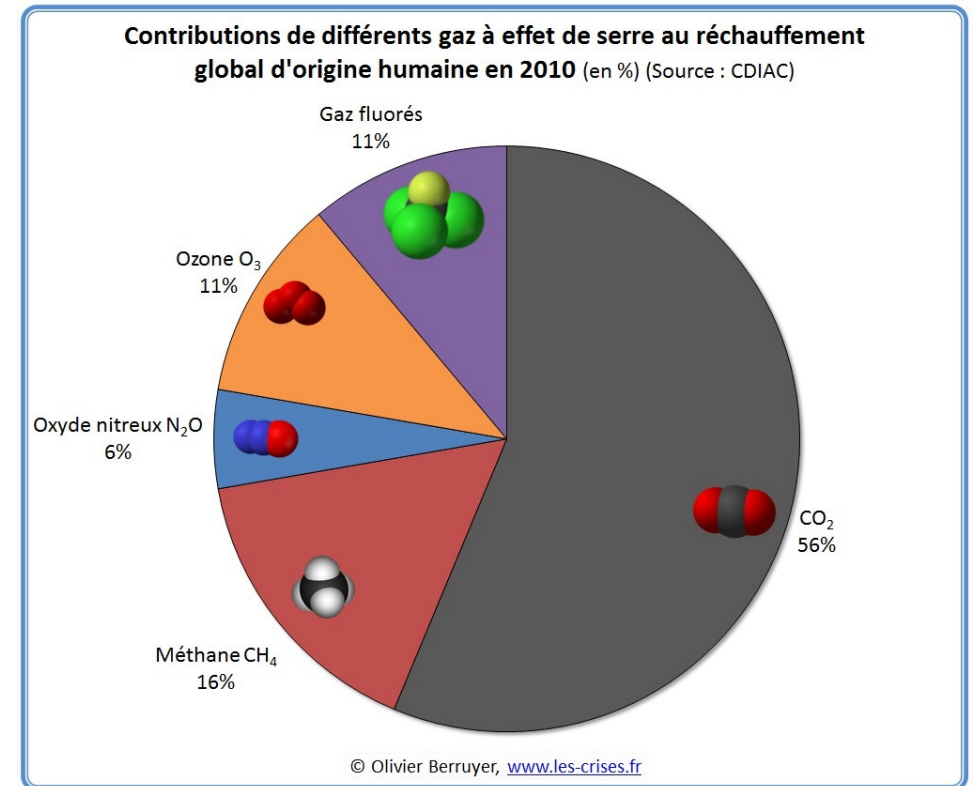
Principal gaz à effet de serre ?

Contribution à l'effet de serre naturel des différents gaz présents dans l'atmosphère



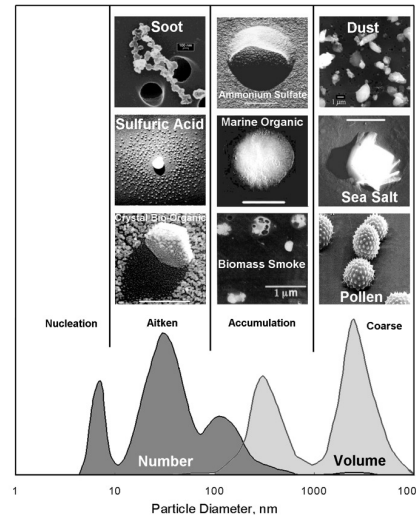
GES:
absorption (globalement un réchauffement)

Principaux GES d'origine humaine



Les particules atmosphériques

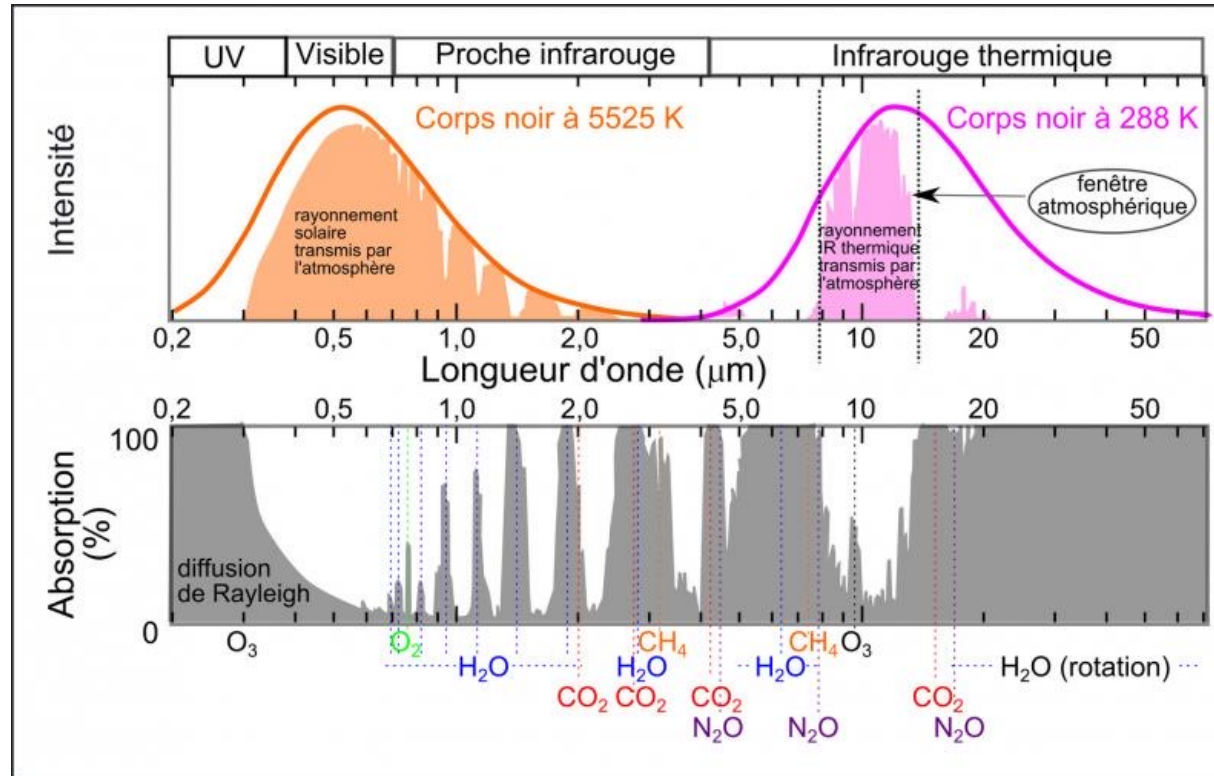
Les particules atmosphériques: nuages et aérosols



**Particules atmosphériques :
diffusion (globalement un refroidissement)**

Effet de serre atmosphérique

Effet de serre: énergie – rayonnement infrarouge absorbé par l'atmosphère



Crédits: le climat en question

La théorie nous montre que:

- Les molécules triatomiques ou non symétriques (H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , O_3 , etc.) sont très absorbantes pour le rayonnement infrarouge.
- Les molécules bi-atomiques et symétriques (O_2 , N_2 , etc.), pourtant très abondantes dans notre atmosphère, sont peu absorbantes dans l'infrarouge et solaire.

Bilan d'énergie et équilibre

Température d'équilibre radiatif des planètes du système solaire

Planète	Mercure	Vénus	Terre	Mars
Paramètres				
T mesurée en K (°C)	440 (+166,85)	737 (+463,85)	288 (+14,85)	210 (-63,15)
Pression moyenne à la surface (en hPa)	proche de 0	90 000	1000	6
Albédo A	0,06	0,7	0,3	0,15
Irradiance solaire C_s (en $W.m^{-2}$)	9083	2601	1360,8	586
Distance moyenne au Soleil (en ua)	0,38	0,72	1	1,52

Les îlots de chaleur urbains

Effet d'albédo

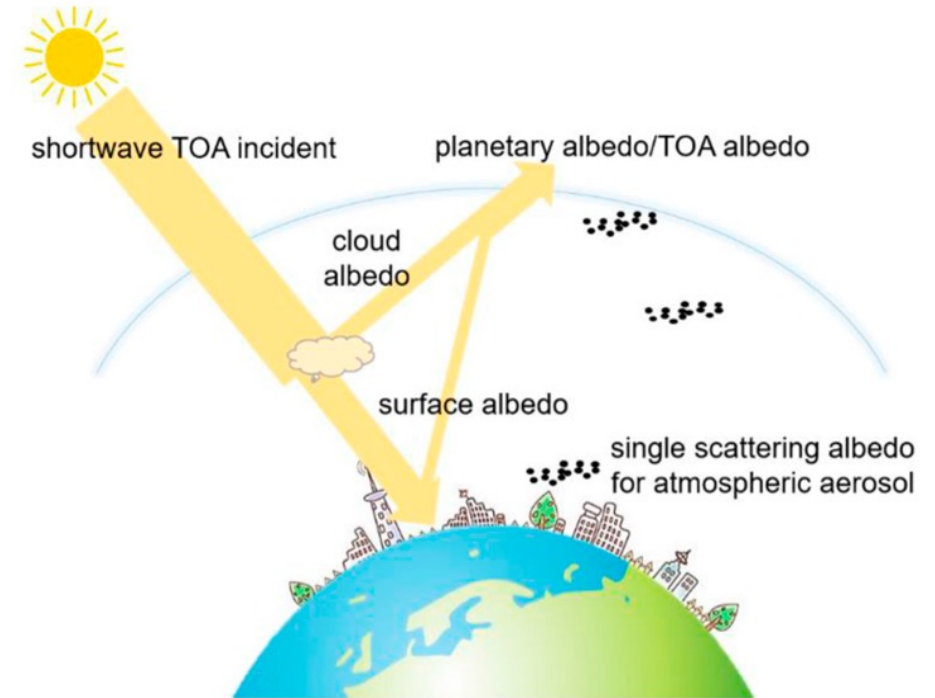
Exemple de l'albédo

L'albédo d'un corps définit la fraction de rayonnement qu'il renvoie, donc le rapport entre le flux d'énergie radiative réfléchi sur celui qu'il reçoit.

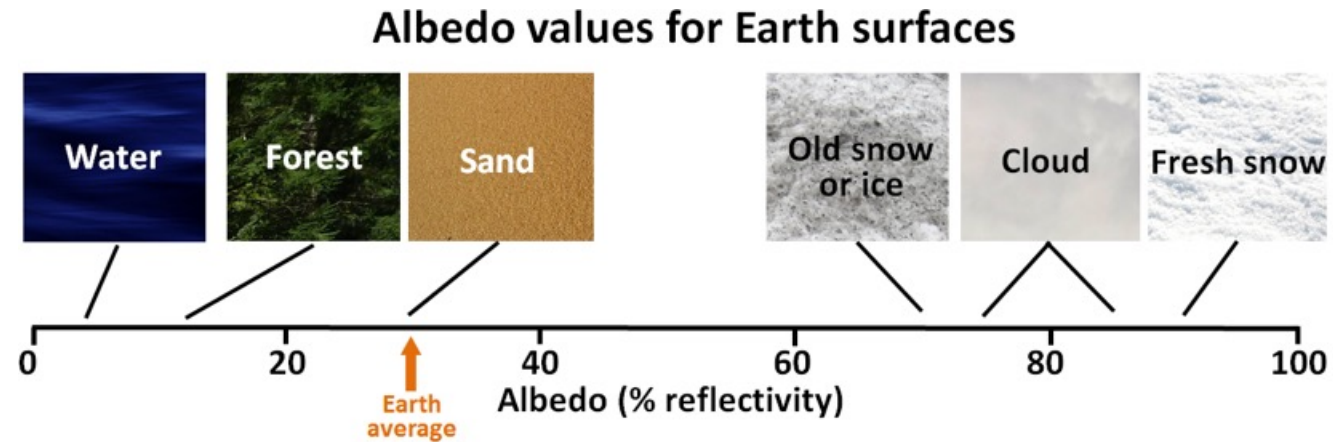
- ✓ Pour un **albédo élevé** : la majeure partie du rayonnement incident est réfléchi et donc perdue pour ce corps. Cela **contribue à le refroidir**.
- ✓ Au contraire, pour un **albédo faible** : une part importante de l'énergie incidente est **absorbée par ce corps et contribue à le réchauffer**.

Pour la Terre, en moyenne, l'albédo planétaire avoisine actuellement 0.3 (parfois aussi exprimé en pourcentage, ici 30 %), signifiant ainsi que 70% de l'énergie radiative reçue du Soleil sont absorbés, en majorité par la surface. Les 30% autres pourcents sont réfléchis vers l'espace et donc perdus pour le système climatique. Une augmentation de l'albédo contribue ainsi à refroidir le système.

Cet effet d'albédo, aussi appelé **effet parasol**, est ainsi un paramètre clé pour le bilan d'énergie du système climatique terrestre et pour mieux comprendre et prévoir le climat.



L'effet d'albédo



Albédo de différents milieux

La neige et la glace, perçues comme des éléments brillants à fort pouvoir réflecteur, ont un albédo A variable, mais élevé (A entre 0.6 et 0.9).

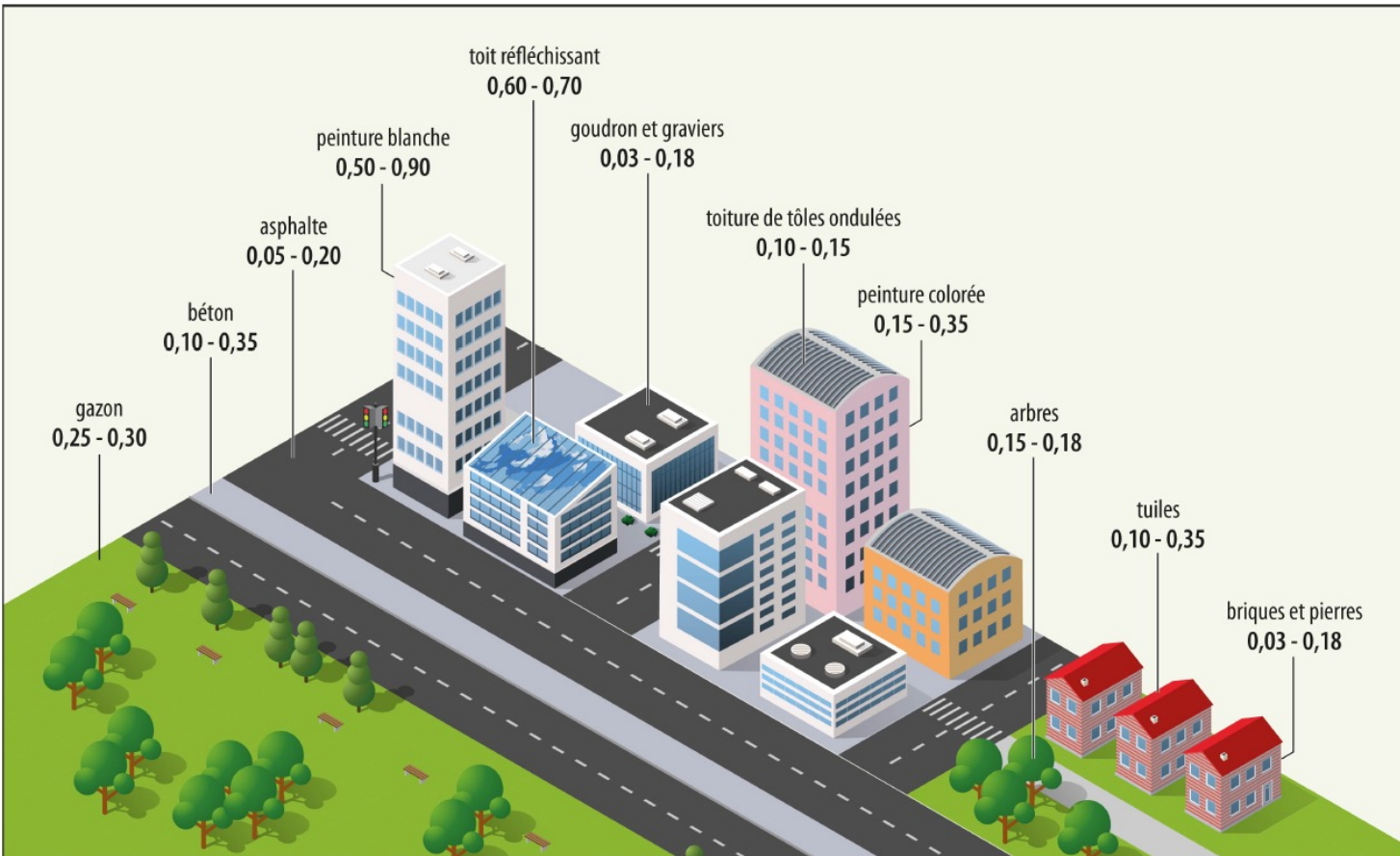
L'eau liquide a par contre un albédo très faible (A proche de 0.05), car elle absorbe le rayonnement sur tout le spectre, excepté entre 400 et 500 nm (ce qui explique la couleur bleue de la mer). L'albédo des lacs et de la mer, en particulier près des côtes, reste faible (A entre 0.05 et 0.15) mais dépend de sa composition en matière végétale et minérale en suspension dans le milieu.

D'autres surfaces, telle que la végétation ou les sols nus ont également un albédo faible. Le couvert végétal a un albédo compris entre 0.05 et 0.15 pour une forêt et entre 0.2 et 0.3 pour les cultures et prairies.

Les sols nus ont un albédo faible, qui varie de 0.05 à 0.15. Les matériaux d'origine volcanique, telle la lave ou le basalte, ou l'asphalte ont un albédo proche de 0.05. Les milieux plus complexes, constitués de mélange de matière, ont un albédo très variable, comme le sable, constitué de matière minérale et organique (A entre 0.2 et 0.5) ou les nuages constitués d'eau liquide ou glacée (A entre 0.1 et 0.9).

L'albédo moyen de la Terre, calculé après avoir tenu compte de l'ensemble des surfaces et des composants atmosphériques, avoisine 30%.

Effet d'albédo



Source: Encyclopædia Universalis France

Albédo des zones urbaines

L'albédo des villes dépend en grande partie des matériaux utilisés pour les différents revêtements. Des exemples d'albédo caractéristiques des villes sont présentés sur cette figure. Les surfaces sombres, d'albédo faible, absorbent efficacement le rayonnement solaire et contribuent au réchauffement de l'air ambiant. L'augmentation de ce type de surfaces (routes, parkings, toits goudronnés, etc.) représente l'une des causes principales des îlots de chaleur urbains. L'albédo du couvert végétal est par contre plus élevé et participe à rafraîchir les villes.

Rappels :

L'énergie solaire incidente peut être absorbée ou réfléchi.

Énergie absorbée = réchauffement

Énergie réfléchi = pas absorbée, donc refroidissement

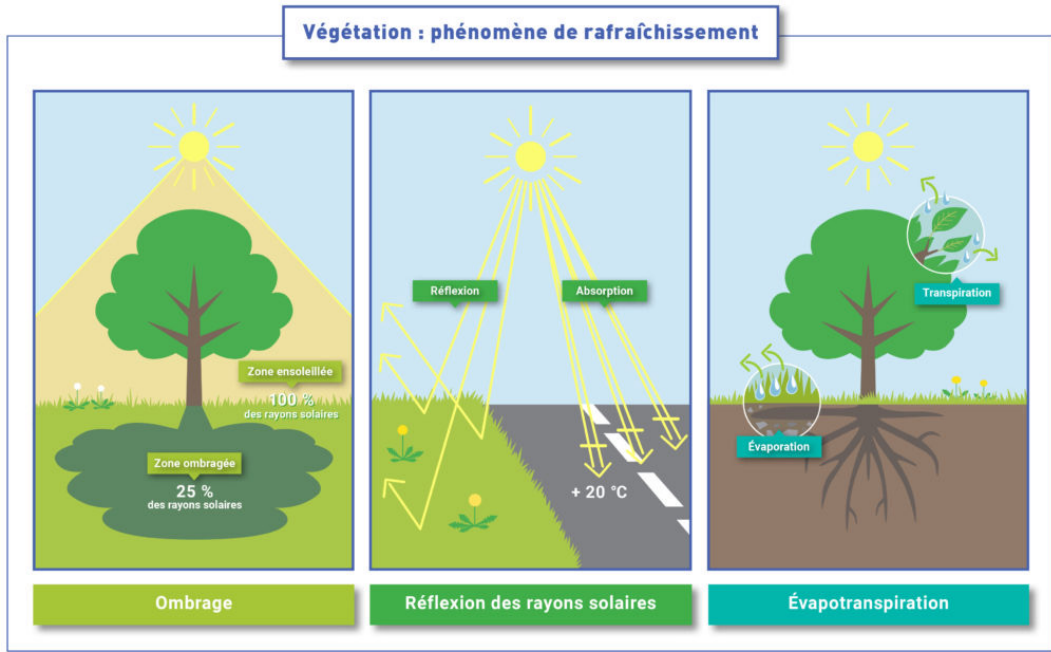
Albédo = énergie réfléchi / énergie incidente

Albédo faible = majeure partie de l'énergie incidente absorbée

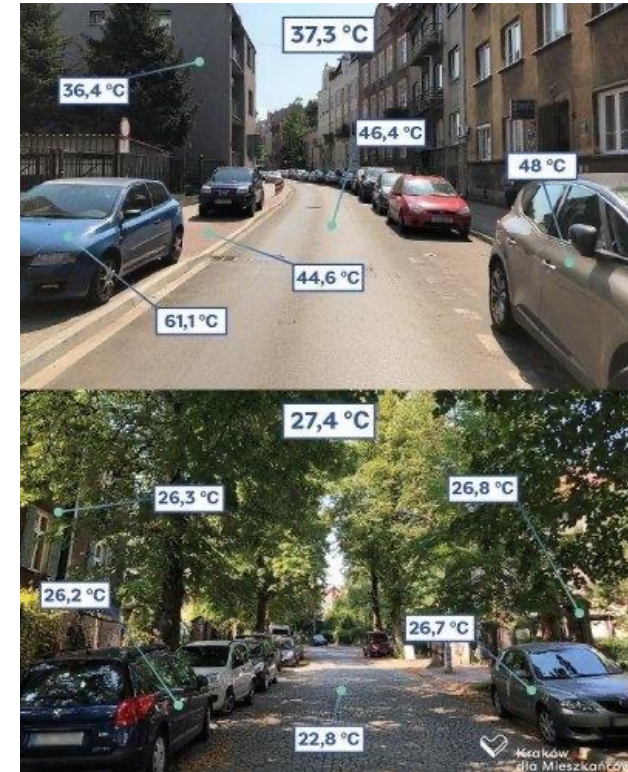
Ilots de chaleur urbains

Une solution possible : revégétaliser les villes.

Le couvert végétal permet de diminuer la température ambiante des villes par son effet d'ombrage et les processus d'évapotranspiration.
Des réflexions de revégétalisation des grandes villes sont actuellement à l'étude.



Processus de rafraîchissement de l'environnement par la végétation.



La prise en compte de l'albédo urbain dans un contexte de réchauffement climatique est finalement délicate et doit être pensée et réalisée en relation avec les autres mesures possibles (isolation, végétalisation, etc.) et les pratiques des habitants.

L'effet d'albédo sur la neige



Episode de nuage de sable en provenance du Sahara dans les Pyrénées en 2022. Borja Delgado/Dersu.uz/Cover Images

Effet d'albédo sur la neige

Lors de fortes tempêtes, de grandes quantités de poussière du Sahara peuvent être transportées vers l'Europe. Le dépôt de ces poussières sahariennes sur la neige a été observé en particulier dans les Alpes et les Pyrénées en février 2021 et mars 2022.

L'albédo du sable (environ 0.3/0.4) étant moins élevé que celui de la neige (supérieur à 0.6), l'énergie solaire absorbée sera plus importante entraînant une fonte plus rapide du manteau neigeux ou des glaciers.

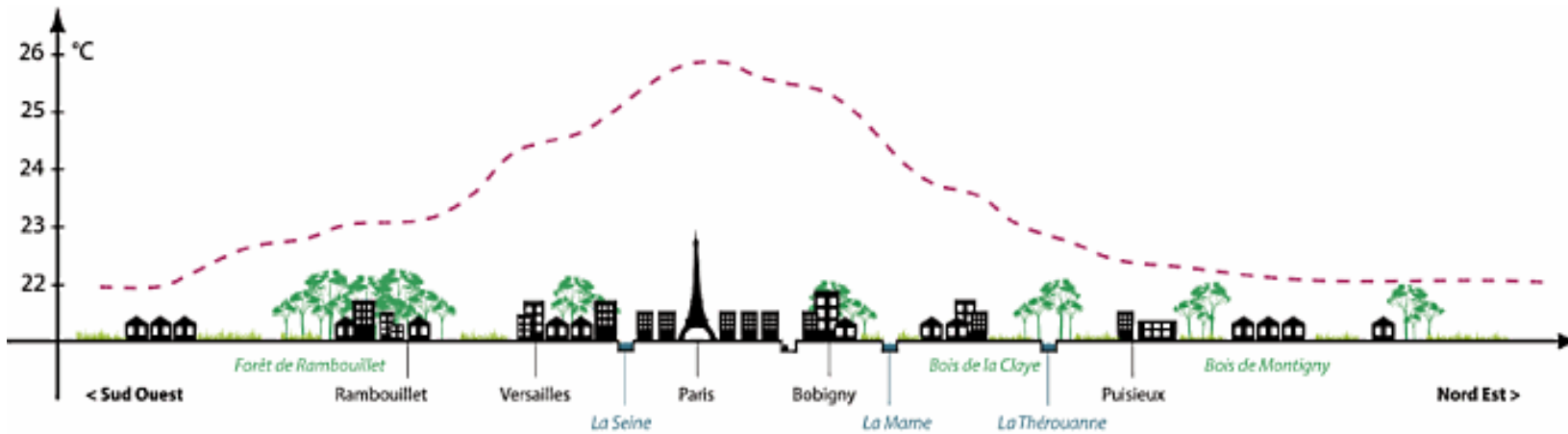
On observe le même effet lors du dépôt sur ces surfaces de poussières volcaniques ou industrielles (carbone suie) provoquant un noircissement de la neige à fort effet d'absorption.

Ilots de chaleur urbains

La chaleur est accentuée la nuit dans les grandes agglomérations. Cet effet est appelé **îlot de chaleur urbain**.

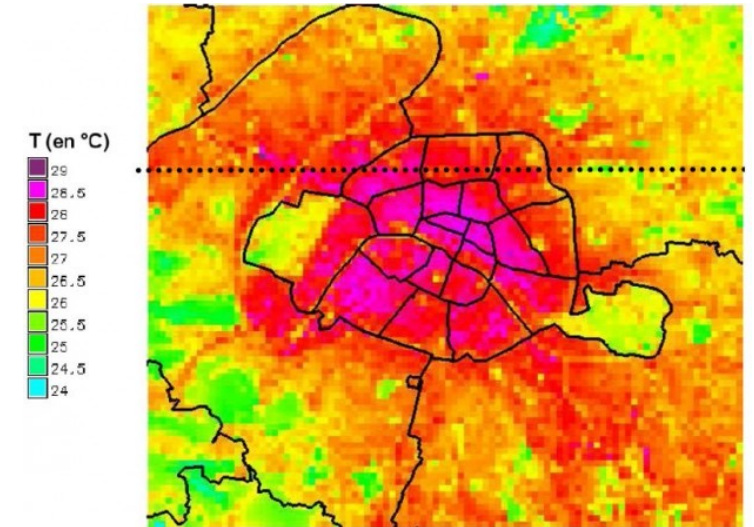
La nuit, la température en ville peut rester plus élevée que dans les zones rurales voisines.

Il se crée ainsi une bulle de chaleur sur la ville, appelée îlot de chaleur urbain (ICU).



Coupe schématique de visualisation des températures en 2008 pour une nuit de canicule (type été 2003)

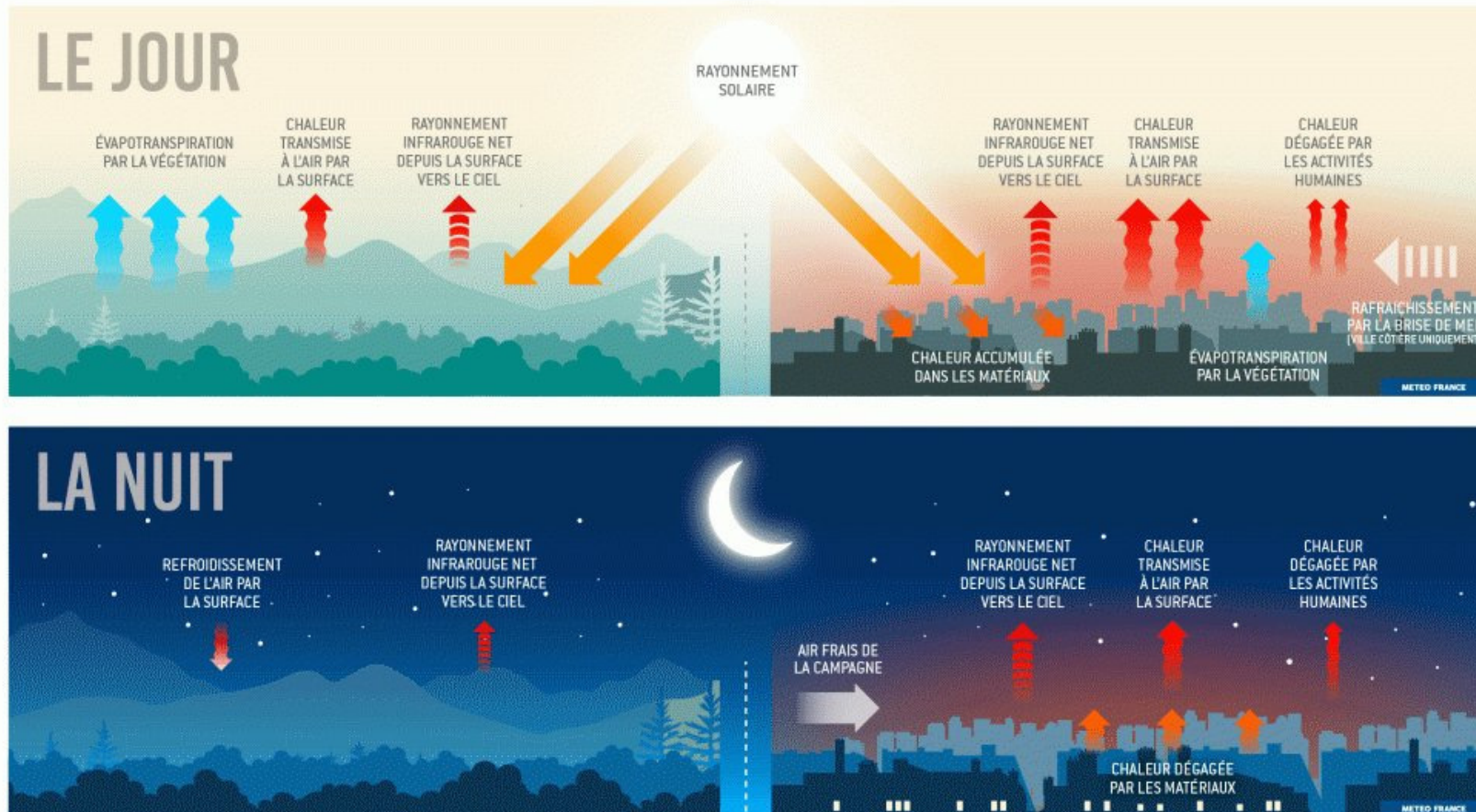
© Groupe DESCARTES - Consultation internationale de recherche et de développement sur le grand pari de l'agglomération parisienne, 02/2009



Ilot de chaleur urbain simulé sur l'agglomération parisienne. © Météo-France

Ilots de chaleur urbains (ICU)

En ville, les matériaux des bâtiments et des surfaces urbaines emmagasinent l'énergie solaire et la restitue à l'atmosphère urbaine. L'air au-dessus de la ville se refroidit donc moins qu'à la campagne générant ainsi l'ICU, phénomène essentiellement nocturne qui traduit l'écart de température observé entre une agglomération et les zones moins urbanisées .



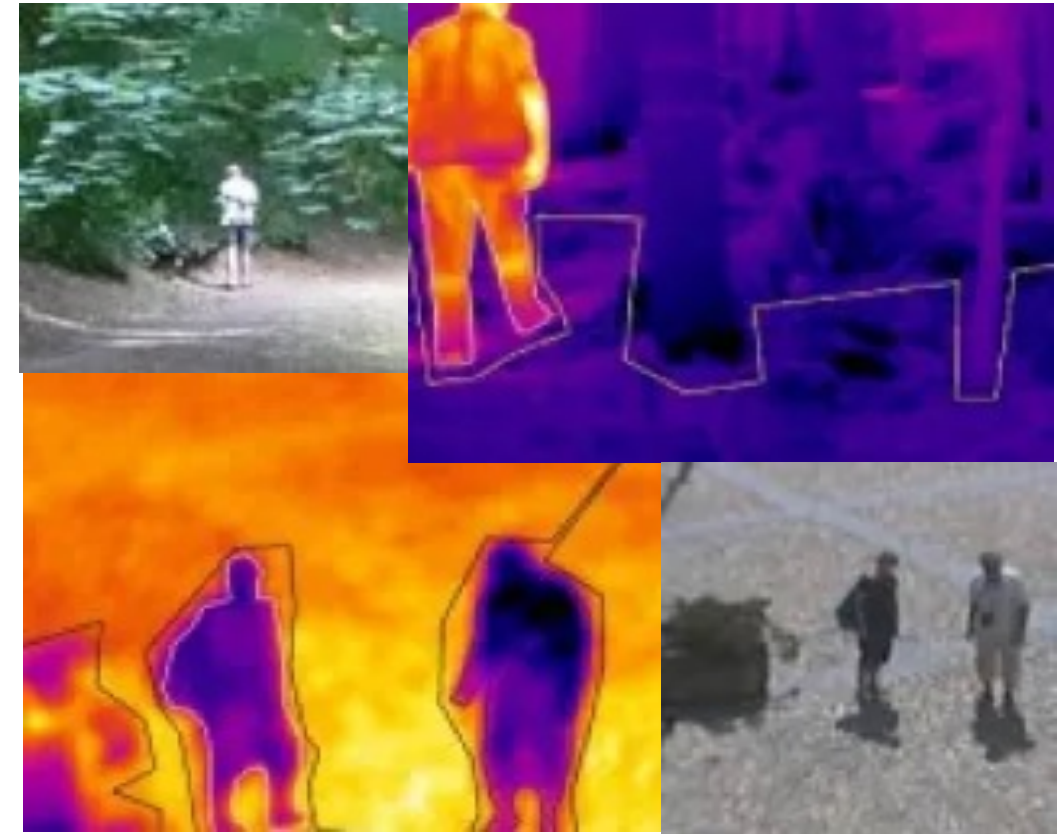
Ilots de chaleur urbains

Gestion des sols et des surfaces

Dans un climat qui se réchauffe, **les villes sont particulièrement concernées par les îlots de chaleur**. Les différences de température entre le centre des grandes villes et la campagne peuvent atteindre +5 °C en journée et +10 °C durant la nuit.

Augmenter l'albédo des villes est une solution, parmi d'autres, afin d'y faire baisser de façon significative la température. L'utilisation de **matériaux à fort pouvoir réfléchissant**, en particulier sur les toitures, peut contribuer à rafraîchir les bâtiments et à réduire leur consommation d'énergie en évitant l'utilisation de climatisation durant l'été. Des études ont montré que l'élimination de revêtements sombres, tel que l'asphalte, au profit de **matériaux plus réfléchissants permet de faire baisser localement la température de plusieurs degrés** sur l'air ambiant.

Toutefois, peindre en blanc des zones très fréquentées la journée, les rendant ainsi très réfléchissantes pour les rayons du Soleil, peut s'avérer désagréable pour ceux s'y trouvent. À l'inverse, pour les zones urbaines fréquentées la nuit, des matériaux réfléchissants permettent d'emmagasiner moins d'énergie solaire la journée et de les rendre ainsi plus fraîches à la nuit tombée.

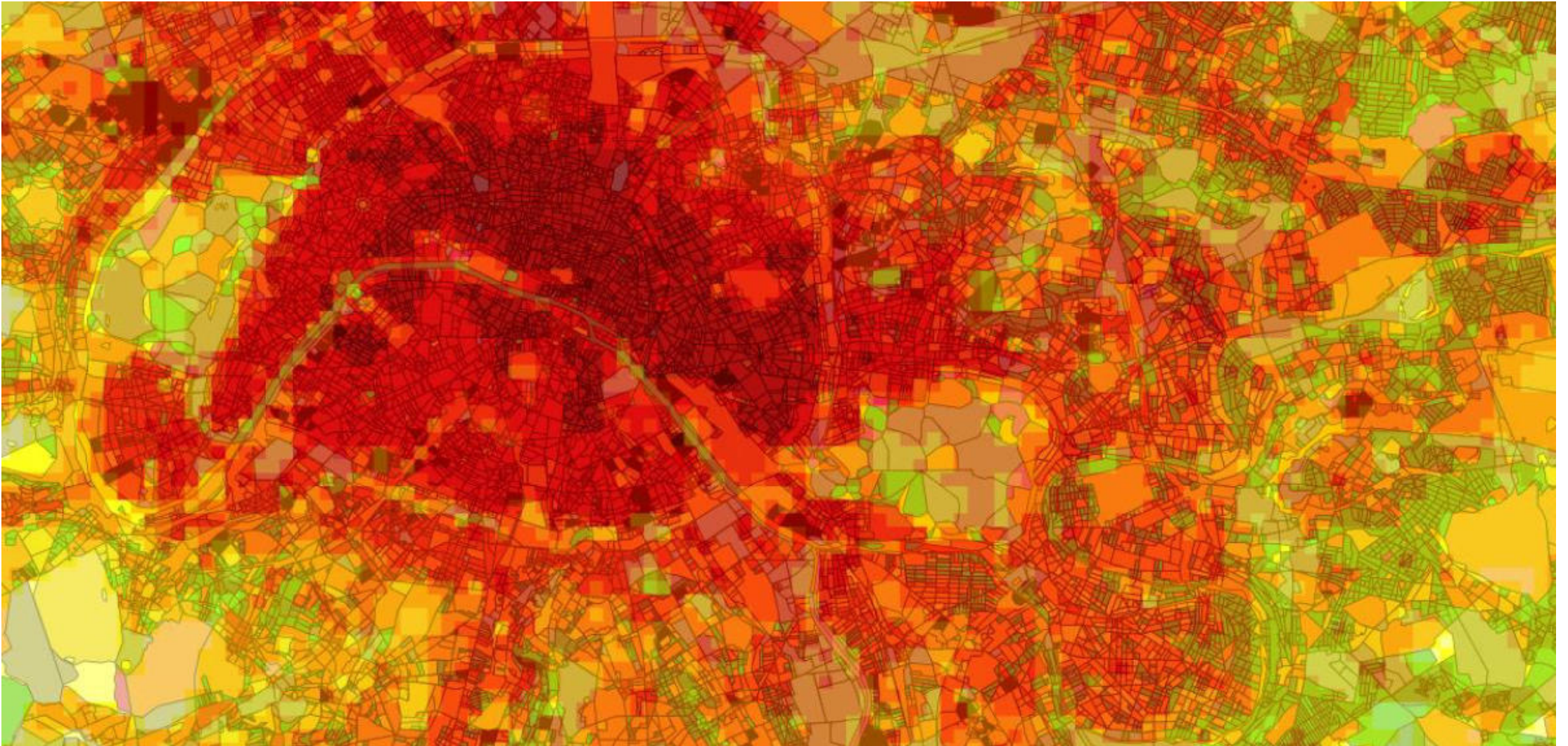


Scènes prises dans le visible et l'infrarouge.

Une personne debout à l'ombre d'arbres (haut) a une température de surface de 25,1 °C, alors que la végétation est seulement à 19,6 °C. Parce que la personne est plus chaude que son environnement, elle émet de la chaleur (sous forme de radiation d'ondes longues) aux objets plus frais. À l'inverse, une personne debout sur une rue en ville au soleil (bas) est environ 10°C plus fraîche que son environnement.

Images prises dans l'infrarouge: bleu = froid; rouge = chaud.

Ilots de chaleur urbains



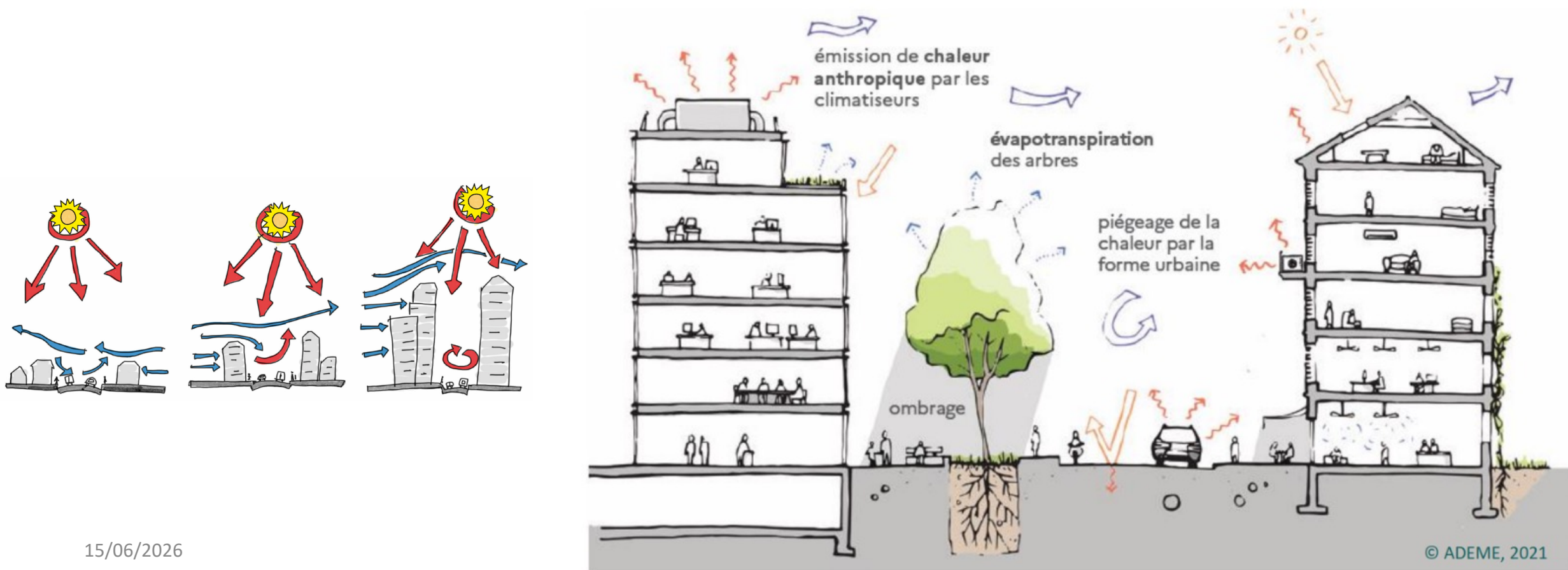
Visualisation des îlots de chaleur sur Paris et sa banlieue, obtenue par modélisation numérique lors d'une belle soirée d'été (CNRM, données sources : <http://mapuce.orbisgis.org>)

Ilots de chaleur urbains (ICU)

Exemple de canyon urbain et des éléments qui interagissent dans la zone d'étude (différents types de matériaux et de géométries, échanges thermiques naturels et artificiels et les conditions microclimatiques locales).

Les canyons urbains, formés par des bâtiments rapprochés, limitent la circulation de l'air et piègent la chaleur, amplifiant ainsi les îlots de chaleur urbains (ICU), surtout pendant la journée.

Le canyon urbain amplifie les îlots de chaleur en confinant l'air chaud et en augmentant le flux radiatif. La convection, bien qu'elle permette un échange d'air, reste insuffisante pour compenser la chaleur accumulée dans les canyons très denses.



Ilots de chaleur urbains

Rayonnement solaire et rayonnement infrarouge en milieu naturel et urbain.

Les perturbations radiatives sont généralement étudiées au regard **des canyons urbains**: rues relativement étroites bordées par des bâtiments de plusieurs étages.

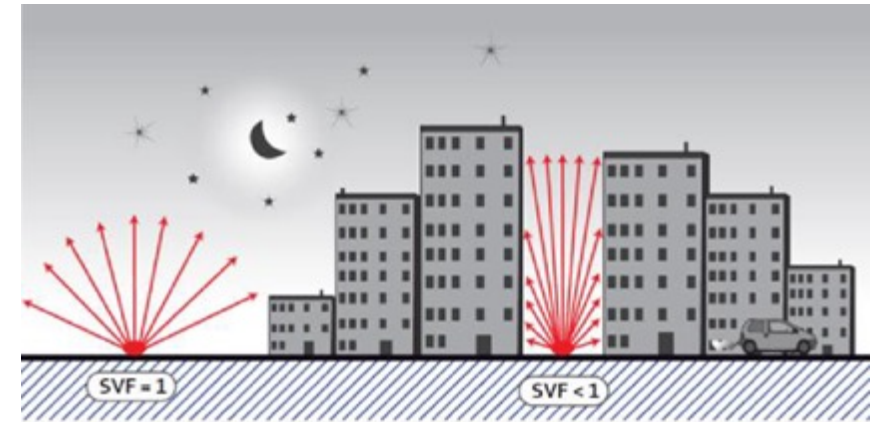
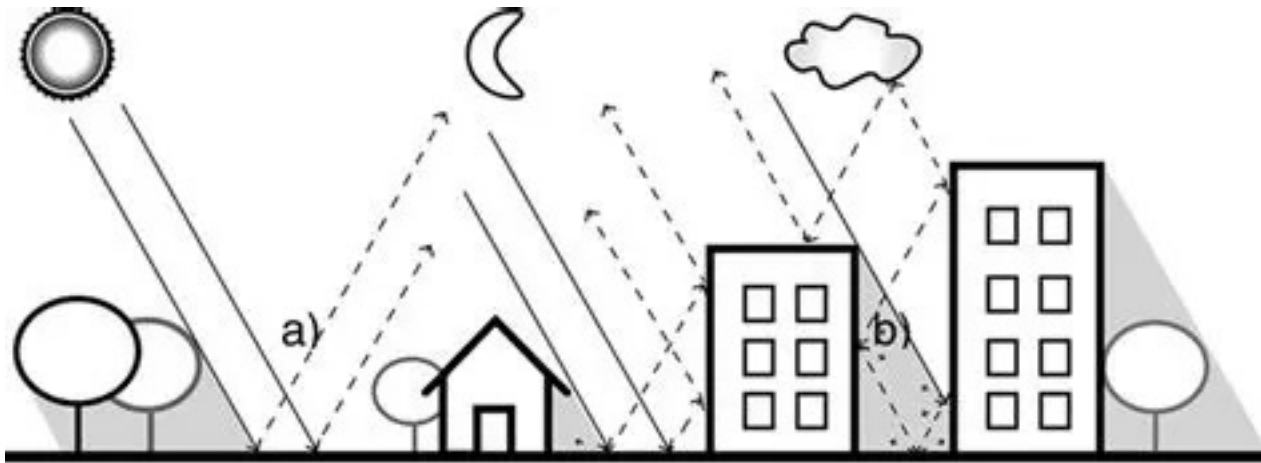
Au cours d'une journée, un même canyon urbain peut susciter **des effets diamétralement opposés** sur l'absorption et la dissipation de la chaleur:

- il génère un « **îlot de fraîcheur** » du fait de l'ombre des bâtiments les uns sur les autres.
- il constitue un « **piège radiatif** », car la chaleur y demeure emprisonnée en raison du jeu successif d'absorption et de réémission des rayons infrarouges par les différentes surfaces du canyon.

Le refroidissement radiatif se produit la nuit lorsque les infrarouges sont réémis vers la voûte céleste. Il est optimal dans les zones rurales bénéficiant d'une ouverture complète (Sky-View Factor - SVF) sur le ciel et le pire là où les canyons urbains obstruent partiellement la vue du ciel.

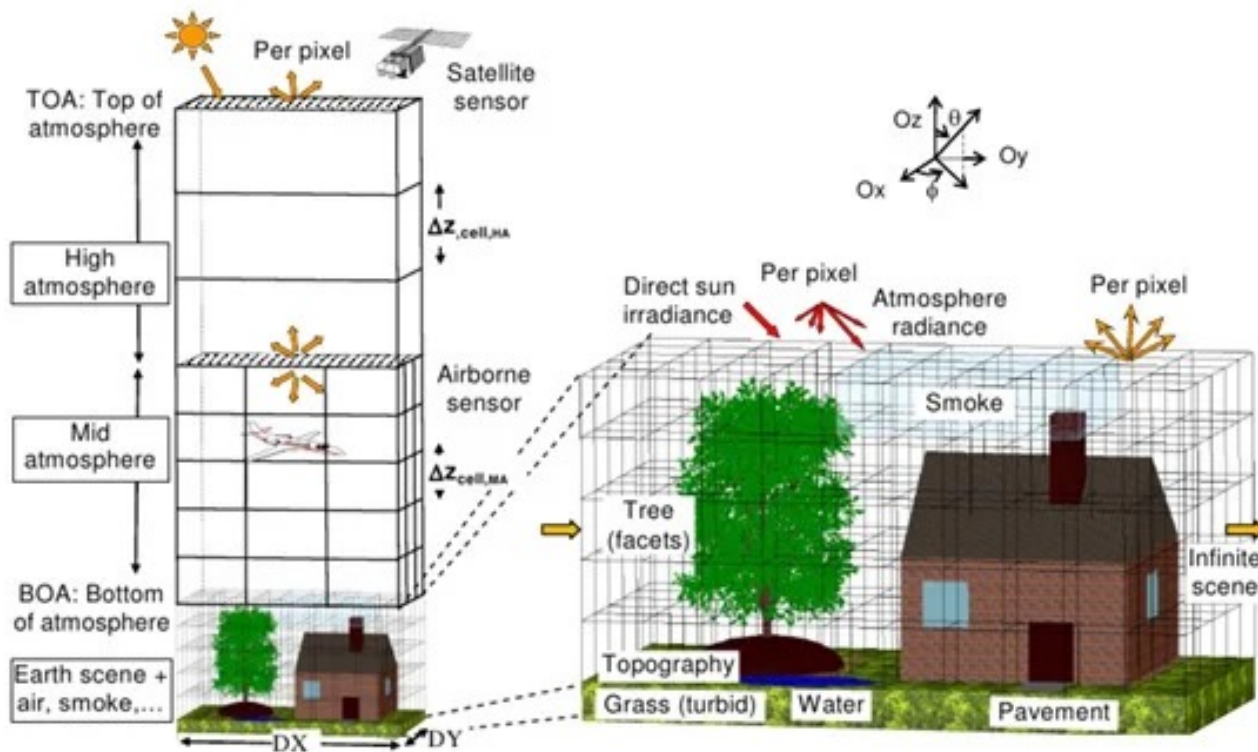
Ce phénomène est notamment à l'origine des différences de températures nocturnes mesurées entre le centre et la périphérie d'une agglomération.

Source : Catherine Dubois, 2014.



Modélisation du transfert radiatif urbain

- **DART** (*Discrete Anisotropic Radiative Transfer*), développé au CESBIO (Université de Toulouse), est un modèle 3D de **transfert radiatif** développé pour simuler les interactions du rayonnement visible à infrarouge thermique dans le système Terre-atmosphère, incluant les **îlots de chaleur urbains** ; .
- **3DMCPOL** (*Three-dimensional polarized Monte Carlo atmospheric radiative transfer model*) est un code numérique de **transfert radiatif atmosphérique** développé au LOA (Université de Lille). Il permet de simuler la propagation du rayonnement électromagnétique dans des milieux atmosphériques 3-D en tenant compte de la polarisation du rayonnement.



Transfert radiatif dans un milieu avec sources : équation de Schwarzschild

$$\frac{dE_\lambda}{d\sigma_\lambda} = -E_\lambda + M_\lambda^*(T_s)$$

intégrons cette équation entre s et s_1 ...

$$-\frac{dE_\lambda}{d\sigma_\lambda} \exp(-\sigma_\lambda(s_1, s)) = -E_\lambda \exp(-\sigma_\lambda(s_1, s)) + M_\lambda^*(T_s) \exp(-\sigma_\lambda(s_1, s))$$

$$-E_\lambda(s_1) = -E_\lambda(0) \exp(-\sigma_\lambda(s_1, 0)) + \int_0^{s_1} M_\lambda^*(T(s)) \exp(-\sigma_\lambda(s_1, s)) d\sigma_\lambda(s_1, s)$$

$$E_\lambda(s_1) = E_\lambda(0) \exp(-\sigma_\lambda(s_1, 0)) + \int_0^{s_1} k_\lambda \rho M_\lambda^*(T(s)) \exp(-\sigma_\lambda(s_1, s)) ds$$

Les volcans

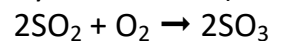
L'effet des volcans

Rôle des volcans sur l'albédo planétaire

Un cas intéressant et spectaculaire d'effet d'albédo est celui des volcans. Une forte éruption volcanique peut injecter une très grande quantité de gaz et poussière dans la troposphère (en moyenne pour des altitudes inférieures à 12 km), qui sont lessivées par les pluies et le vent dans les jours et semaines suivantes.

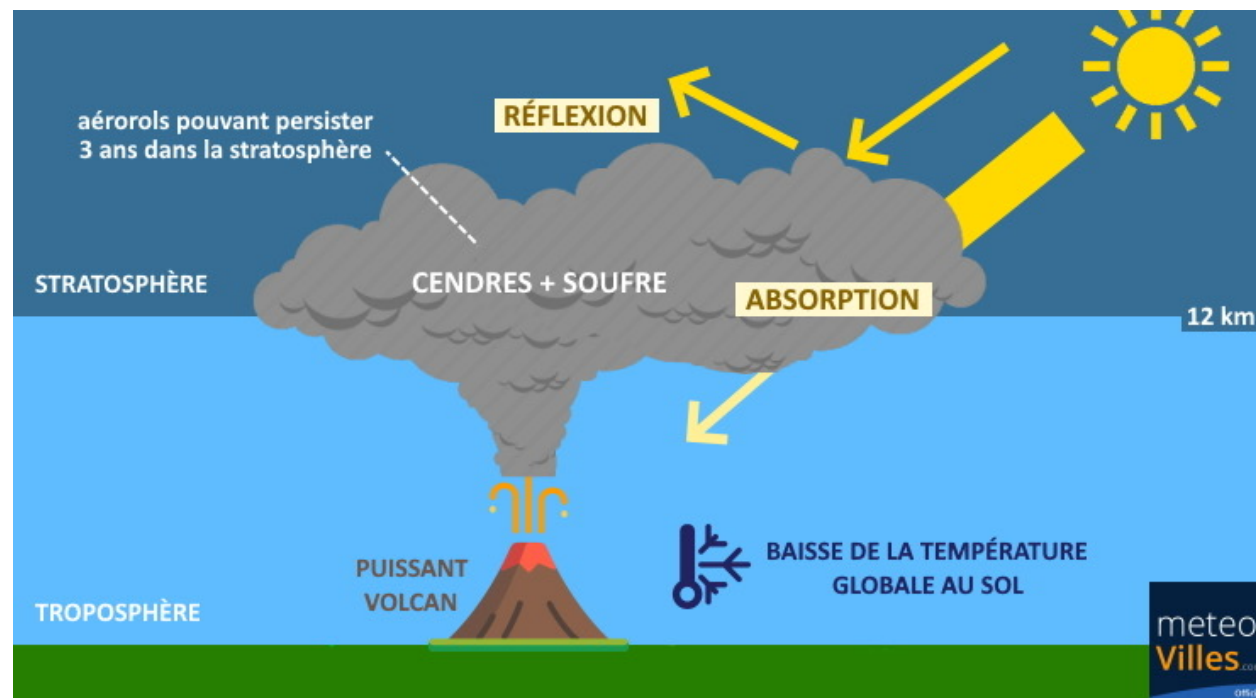
Mais dans le cas d'éruptions majeures, de fines particules peuvent se créer plus haut, dans la stratosphère (couche atmosphérique d'altitude comprise entre environ 12 et 50 km), et y perdurer durant des mois avec un fort effet d'albédo. En effet, ces panaches volcaniques sont composés de gaz (vapeur d'eau H₂O, dioxyde de carbone CO₂, dioxyde de soufre SO₂, etc.) et de cendres. Si la plupart de ces composés vont rapidement retomber à la surface, certaines espèces soufrées, sous forme de SO₂, vont réagir avec la vapeur d'eau pour former de l'acide sulfurique H₂SO₄ qui va lui-même se condenser en fines particules qui vont séjourner dans la stratosphère pendant des mois, voire plusieurs années. Ces aérosols possèdent un fort effet d'albédo et réfléchissent une fraction du rayonnement solaire incident. Elles peuvent ainsi occasionner une réduction de la température de surface de quelques dixièmes de degrés sur l'ensemble de la planète et sur une période pouvant aller jusqu'à plusieurs années.

Réaction chimique du dioxyde de soufre pour former de l'acide sulfurique (avec le trioxyde de soufre):

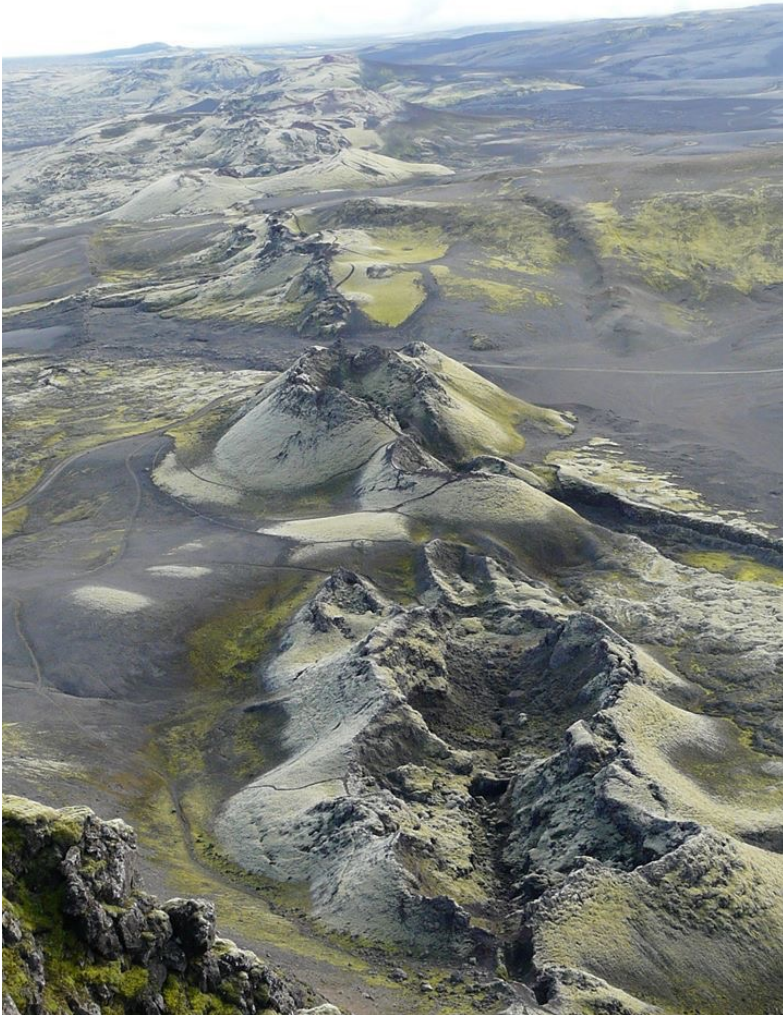


N.B.: Ces panaches vont également créer un effet de serre, mais qui sera bien moins important que celui d'albédo.

Géoingénierie ? Ensemble des techniques qui visent à manipuler et modifier le climat de la Terre.



L'effet des volcans : le Laki

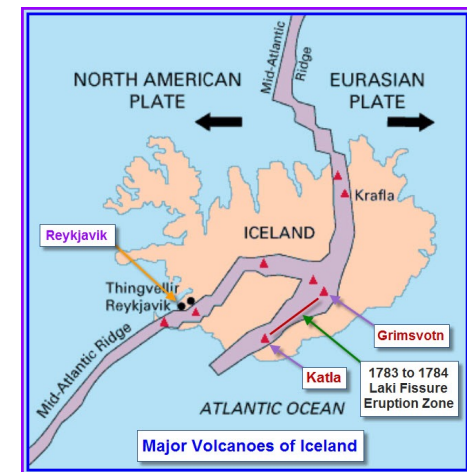


Fissure du Laki (Islande)

Autre caprice volcanique, le **8 juin 1783, le Laki**, ou Lakagigar, endormi depuis des siècles, entre dans une terrible éruption. Les Lakagígar, « les cratères du Laki », sont un ensemble de plus de cent cratères alignés sur 27 kilomètres de longueur le long d'une fissure ouverte de part et d'autre du Laki. Plus importante éruption lavique des temps historiques.

L'éruption commença le 8 juin 1783. Au début elle fut explosive, puis elle continua en émission de lave pendant des mois, jusqu'en février 1784. Les cendres recouvrirent l'île et 50 à 80% des animaux d'élevages moururent. La famine qui suivit décima environ 20% de la population islandaise.

Une autre éruption eut lieu la même année: le volcan japonais Asama. Ils ont influencé l'hémisphère nord pendant des années.



"Dis moi, et j'oublierai. Montre moi et je me souviendrai. Implique moi et je comprendrai." Confucius

S'impliquer ...

