

Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 1 · L'énergie du système climatique

1.1. L'énergie solaire

1.2. Le bilan radiatif

1.3. Le rôle des gaz à effet de serre

1.4. Forçage radiatif et variations climatiques

Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 1 · L'énergie du système climatique

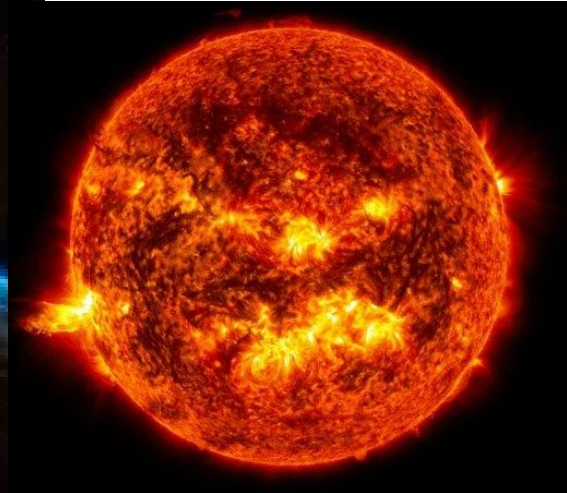
1.1. L'énergie solaire

1.2. Le bilan radiatif

1.3. Le rôle des gaz à effet de serre

1.4. Forçage radiatif et variations climatiques

→ L'énergie la + apparente est celle qui nous vient du Soleil



Composition : 74% H et 24% He

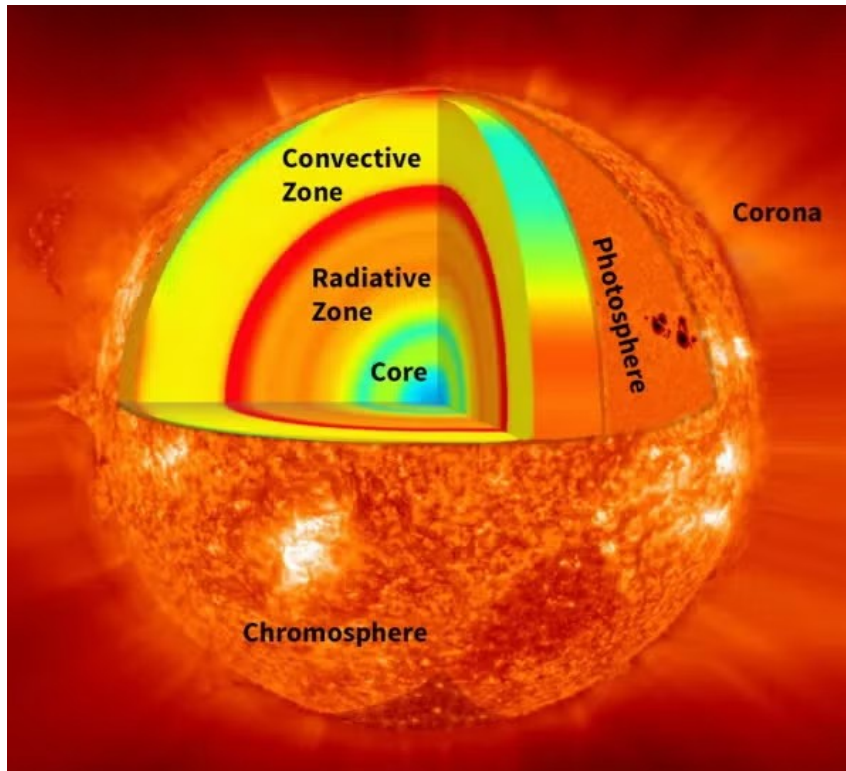
Masse ~ 2.10^{30} kg

Rayon ~ 696 340 km

Température de surface ~ 5 772 K

Cette énergie nous parvient sous la forme d'un rayonnement électromagnétique dans le domaine du visible + proche infrarouge.

Comment est-elle produite ?



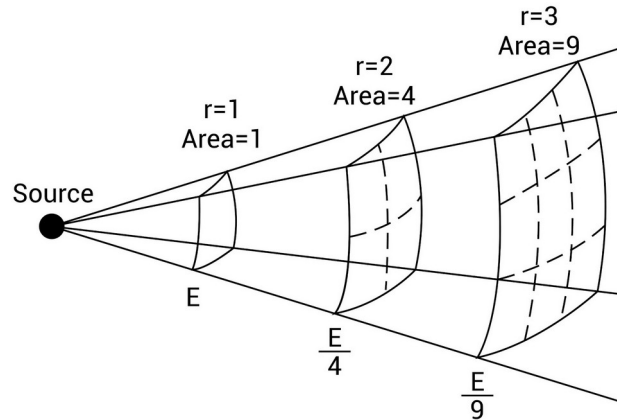
- 1) **Fusion nucléaire dans le noyau**
 $4\ ^1\text{H} \rightarrow\ ^4\text{He} + \text{énergie (photons gamma)}$
- 2) Traversée de la zone radiative en 10 000 et 170 000 ans à cause des innombrables collisions dans le plasma
- 3) Zone convective : transport de l'énergie par mouvements de matière (convection)
- 4) Photosphère : émission finale sous forme de photons visibles

Puissance rayonnée par le Soleil dans l'espace
 $3,8 \times 10^{26}\text{ W}$

Le rayonnement solaire se propage dans l'espace à la vitesse $c = 3 \times 10^8$ m/s
Il atteint la surface de la Terre en 8 minutes seulement.



L'énergie solaire se répartit au sommet de l'atmosphère



L'**irradiance** (énergie reçue) à la distance d du Soleil est :

$$S_d = \frac{P_{Soleil}}{4\pi d^2}$$

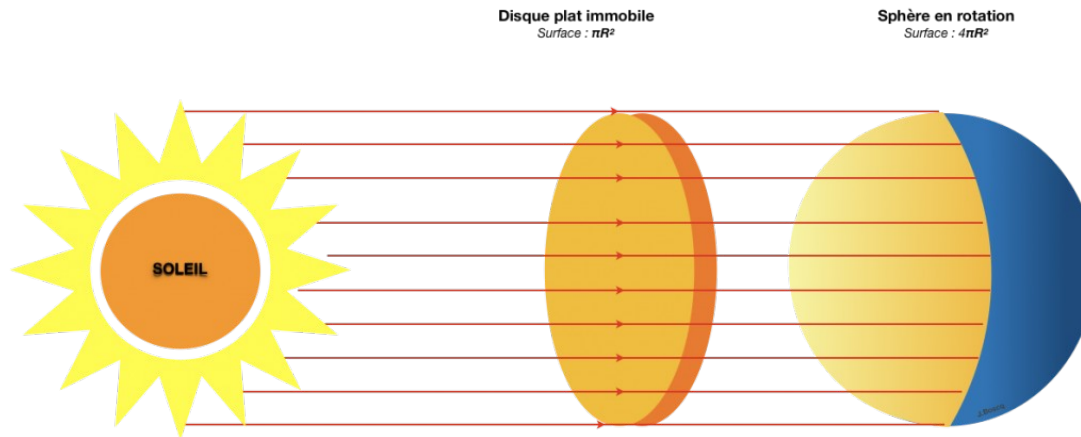
- Puissance rayonnée par le Soleil dans l'espace : **$3,8 \times 10^{26} \text{ W}$**
- Distance Terre-Soleil : **149 millions de km**

Irradiance à la distance Terre-Soleil

$S_d = 1361 \text{ W/m}^2$ → C'est la constante solaire

La constante solaire (1361 W/m^2) correspond à l'énergie reçue par unité de surface perpendiculaire aux rayons du Soleil, et non par une surface courbe.

La Terre intercepte donc le flux solaire sur sa section efficace πR^2 , puis cette énergie est redistribuée sur l'ensemble de la surface terrestre avant de pénétrer dans l'atmosphère.



Quel est le flux solaire moyen reçu sur l'ensemble de la surface terrestre avant de pénétrer l'atmosphère ?

Quel est le flux solaire moyen reçu sur l'ensemble de la surface terrestre avant de pénétrer l'atmosphère ?

Constante solaire : $C = 1361 \text{ W m}^{-2}$

Surface du disque : $S_{\text{disque}} = \pi R^2$

Surface de la sphère : $S_{\text{sphère}} = 4\pi R^2$

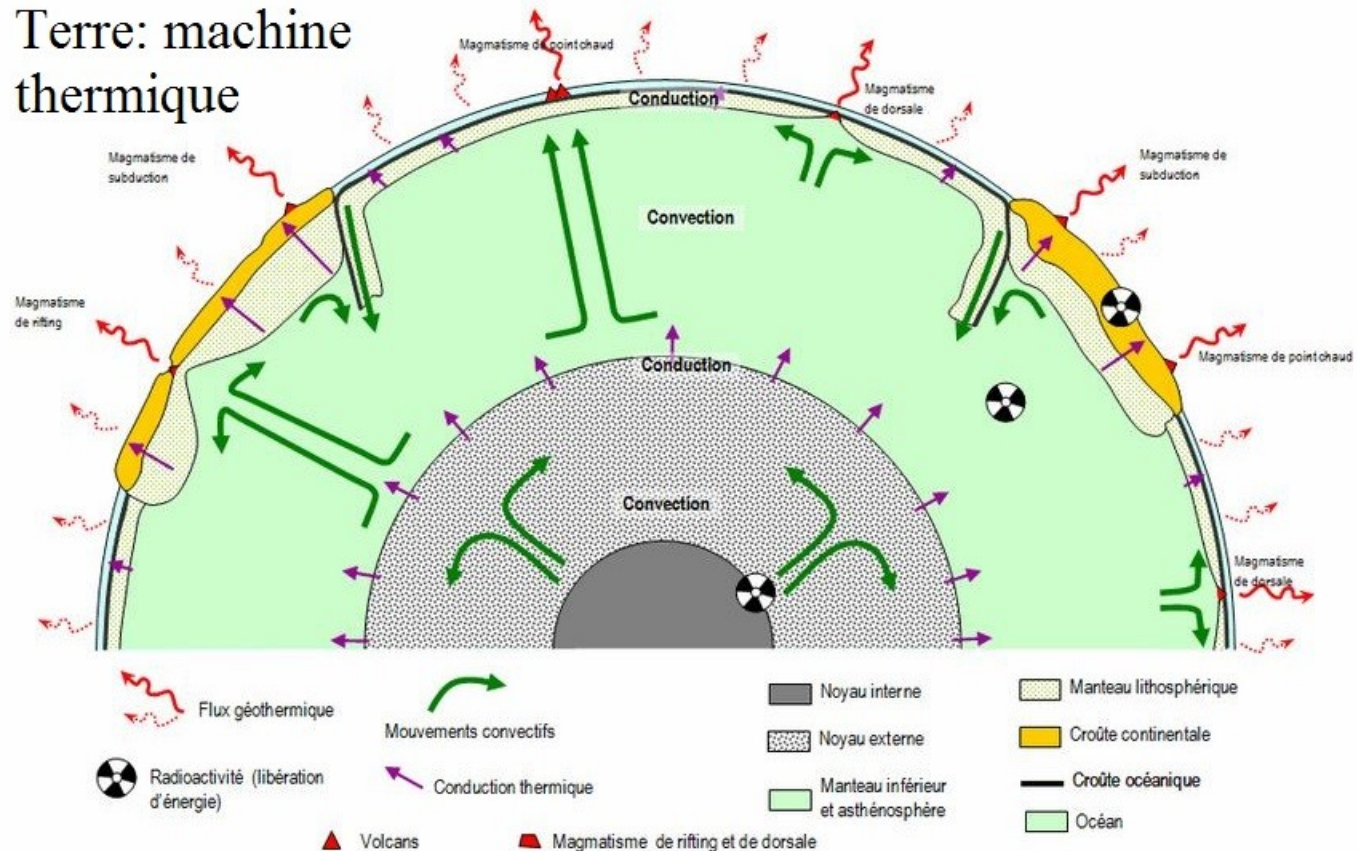
Puissance totale reçue par la Terre : $P = C \times S_{\text{disque}} = C \times \pi R^2 \simeq 1.7 \times 10^{17} \text{ W}$

Flux moyen reçu à la surface de la Terre : $F_{\text{moyen}} = \frac{P}{S_{\text{sphère}}} = \frac{C \times \pi R^2}{4\pi R^2} = \frac{C}{4} \simeq 340 \text{ W m}^{-2}$

(avant d'entrer dans l'atmosphère)

Une autre source d'énergie importante existe à la surface de la Terre : c'est l'énergie géothermique. Celle-ci est générée par les réactions nucléaires dans le noyau terrestre (désintégration de l'uranium et du thorium).

Terre: machine thermique

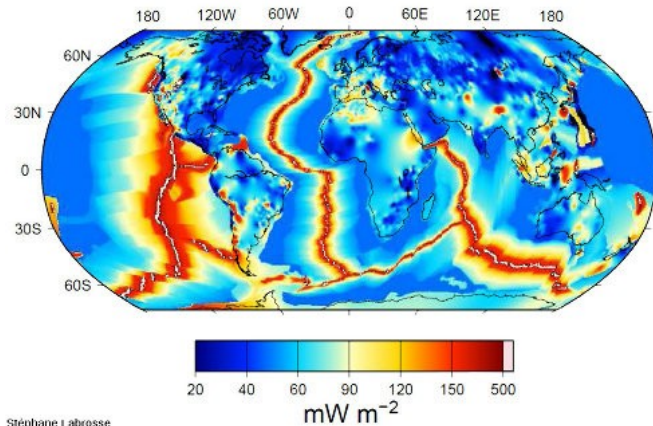


Flux géothermique $\cong 0.05 \text{ W/m}^2$
mais très variable suivant les lieux

**Rôle majeur pour la tectonique
des plaques**

**Rôle négligeable pour les
phénomènes climatiques (*)**

(*) *impact indirect sur l'atmosphère via le volcanisme*



$$\frac{F_{\text{Soleil}}}{F_{\text{géothermique}}} = \frac{340}{0.05} = 6800$$

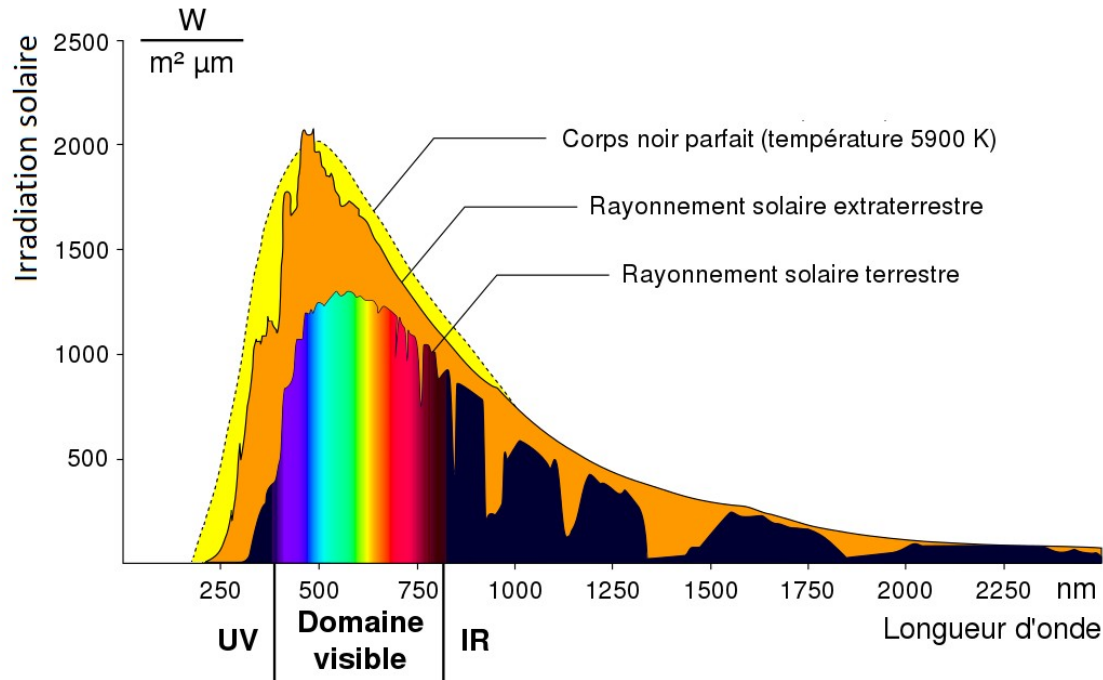
L'essentiel de l'énergie reçue à la surface du globe nous vient du Soleil.

Le sommet de l'atmosphère reçoit un flux solaire moyen de 340 W/m^2 .

Quelles sont les caractéristiques de cette énergie ?



Le **spectre solaire au sommet de l'atmosphère** est mesuré **directement par des spectromètres embarqués sur des satellites**, placés au-dessus de l'atmosphère, qui enregistrent l'irradiance solaire en fonction de la longueur d'onde.



Le spectre solaire au sommet de l'atmosphère est bien décrit, en première approximation, par le spectre d'un **corps noir** à une température d'environ 5900 K.

On appelle **corps noir** un objet idéal qui absorbe tous les rayonnements qu'il reçoit.

Si l'on chauffe ce corps, le rayonnement qu'il émet suit deux lois :

Loi de Stefan-Boltzmann

Le flux d'énergie émis (par unité de surface) suit la relation :

$$F_{\text{émis}} = \sigma T^4$$

$$\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$$

T : température de surface du corps noir en Kelvin ; F en F en W/m^2

Loi de Wien

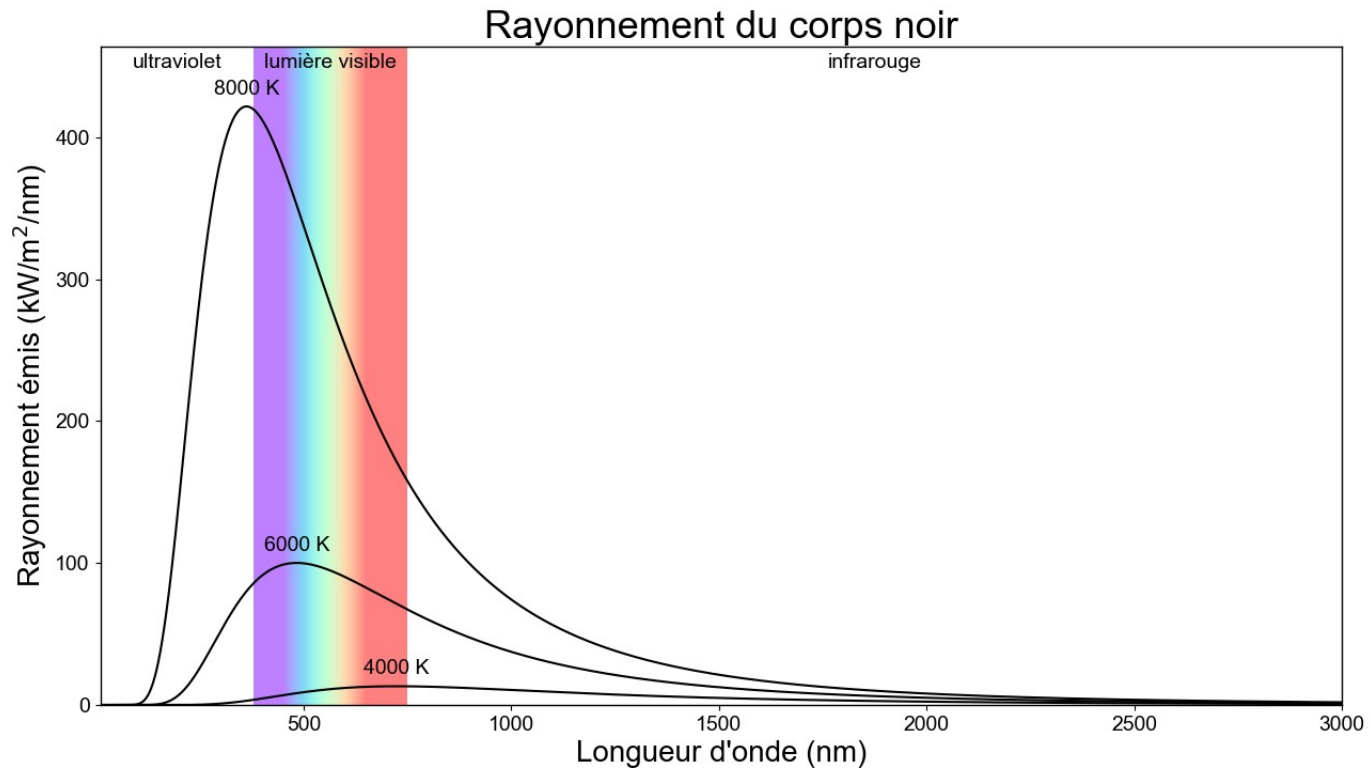
Le rayonnement n'est pas concentré sur une seule longueur d'onde mais réparti autour d'un maximum qui se déplace en fonction de la température du corps noir selon la relation :

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2898}{T}$$

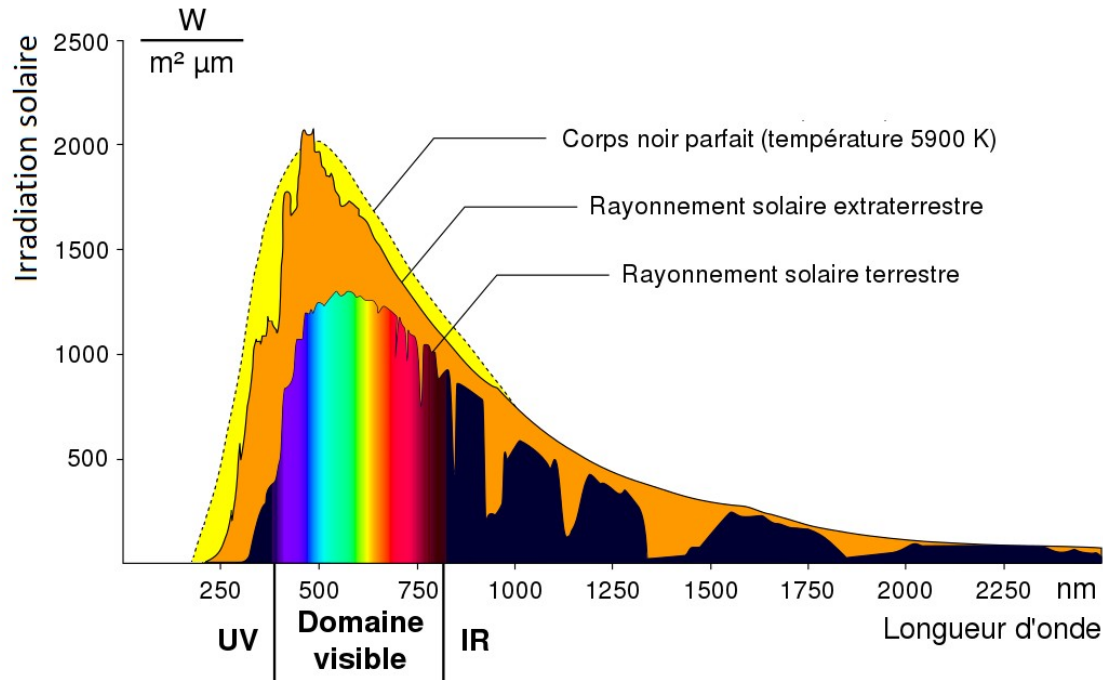
λ_{max} en μm ; T en K

On appelle **corps noir** un objet idéal qui absorbe tous les rayonnements qu'il reçoit.

Plus la température du corps noir augmente, plus l'énergie émise augmente et plus la longueur d'onde du maximum d'émission est courte.



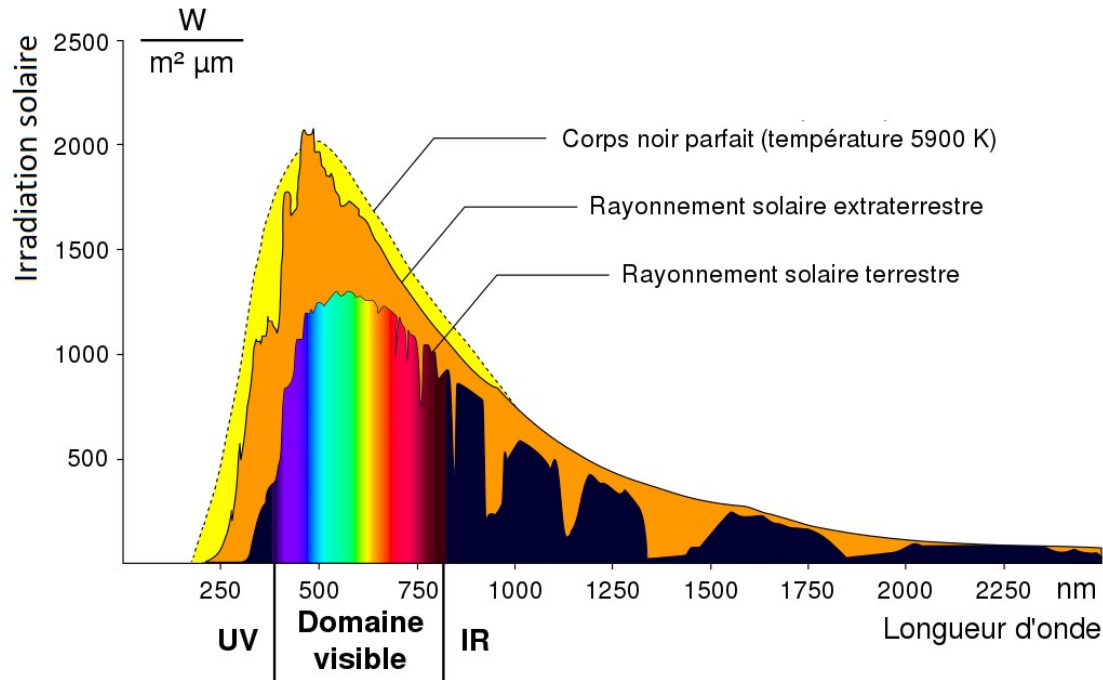
Le **spectre solaire au sommet de l'atmosphère** est mesuré **directement par des spectromètres embarqués sur des satellites**, placés au-dessus de l'atmosphère, qui enregistrent l'irradiance solaire en fonction de la longueur d'onde.



Le spectre solaire au sommet de l'atmosphère est bien décrit, en première approximation, par le spectre d'un **corps noir** à une température d'environ 5900 K. La **longueur d'onde du maximum d'émission du Soleil** peut donc être estimée par la loi de Wien.

$$\lambda_{max} \approx 0.491 \mu m = 491 nm > \text{bleu-vert}$$

Si l'on compare les spectres du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère et celui du rayonnement solaire mesuré au sol, on observe une atténuation du maximum de l'irradiance et la disparition de certaines longueurs d'onde.



Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 1 · L'énergie du système climatique

1.1. L'énergie solaire

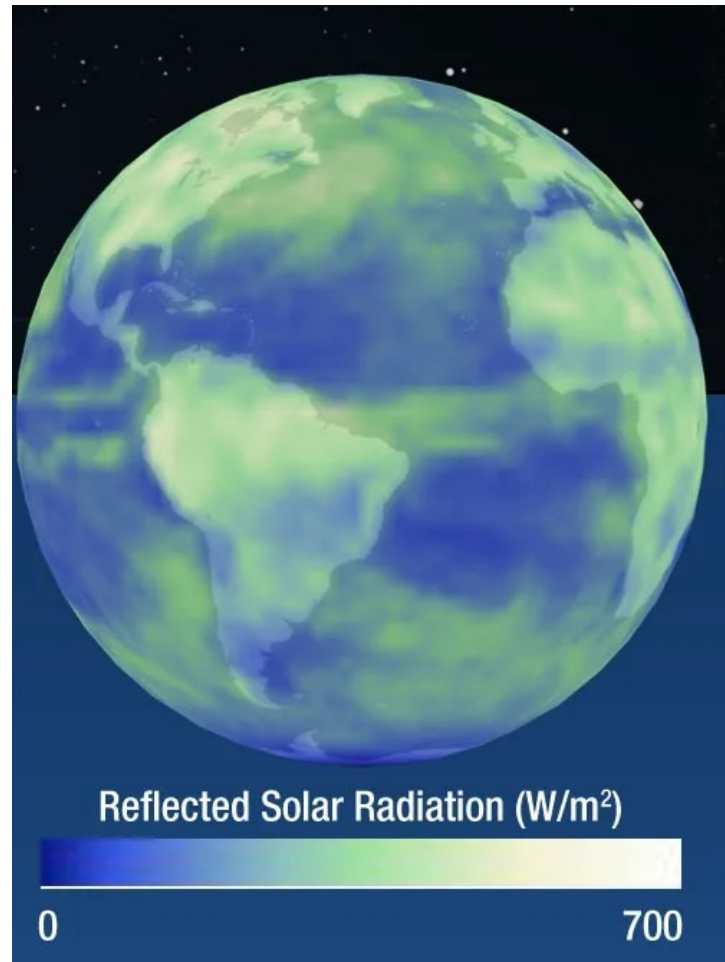
1.2. Le bilan radiatif

1.3. Le rôle des gaz à effet de serre

1.4. Forçage radiatif et variations climatiques

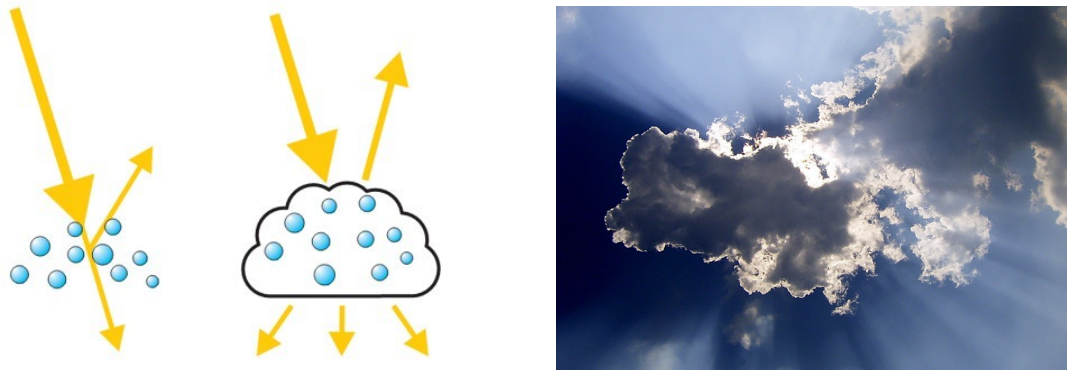
Réflexion du rayonnement solaire incident

Observation du rayonnement solaire réfléchi par la
Terre (canal visible : 0,4 à 0,7 μm)

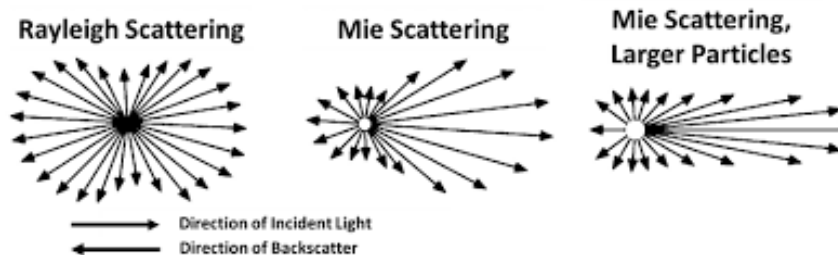


Principe de la diffusion atmosphérique

Le rayonnement solaire interagit avec les gaz et particules présents dans l'atmosphère et subit de multiples déviations dans toutes les directions. Dans la plupart des cas, cette diffusion ne modifie pas la longueur d'onde du rayonnement.

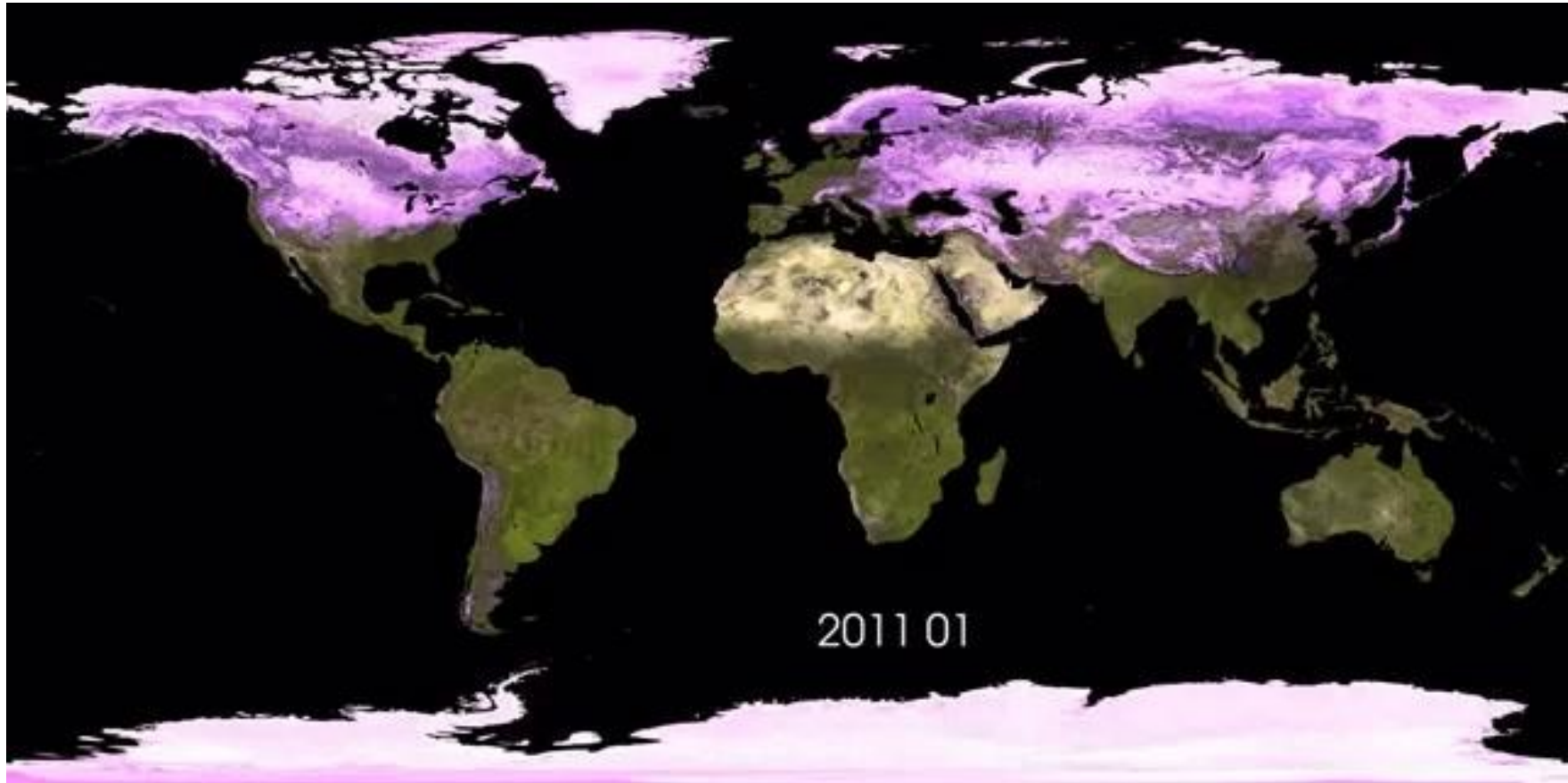


La diffusion du rayonnement dépend de la longueur d'onde et de la taille de la particule interceptée.



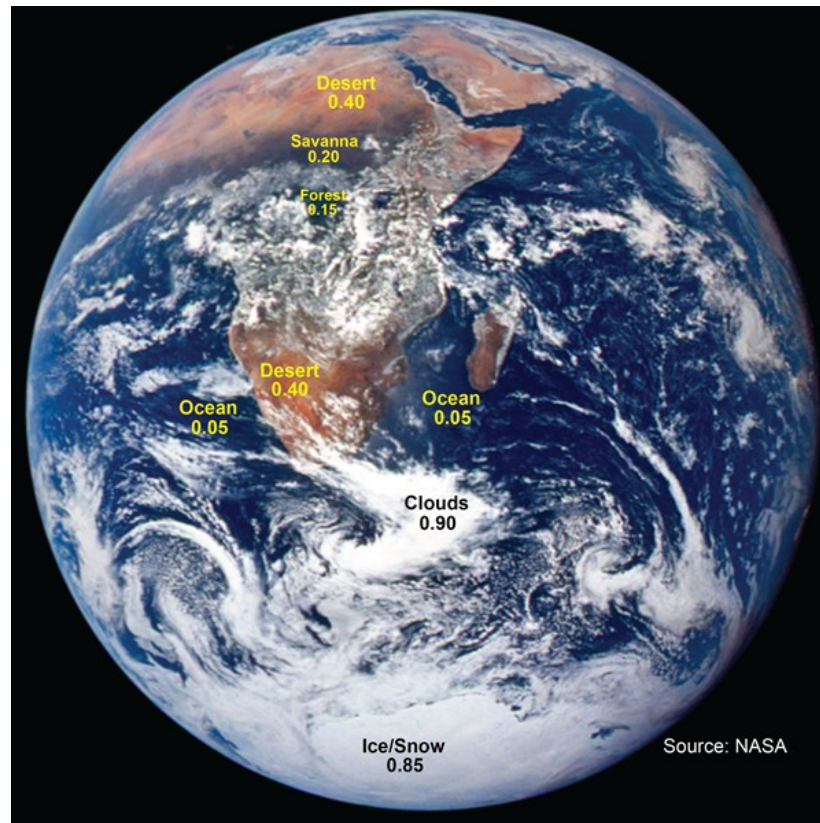
Ce phénomène contribue à **renvoyer 22% du rayonnement solaire incident dans l'espace.**

Variations saisonnières de l'albédo des surfaces continentales



On définit l'**albédo** d'une surface comme le rapport entre le flux solaire réfléchi et le flux solaire incident.

$$\alpha = \frac{F_{réfléchi}}{F_{incident}}$$



On définit l'**albédo** d'une surface comme le rapport entre le flux solaire réfléchi et le flux solaire incident.

$$\alpha = \frac{F_{réfléchi}}{F_{incident}}$$

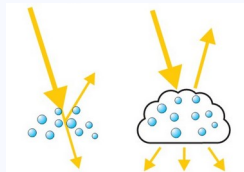
Au sommet de
l'atmosphère

**FLUX
SOLAIRE
INCIDENT
340 W/m²**

**FLUX
SOLAIRE
RÉFLÉCHI**

Dans l'atmosphère

Diffusion + Réflexion
Atmosphériques



22% du rayonnement solaire
incident est renvoyé dans l'espace



Réflexion par les
surfaces terrestres



8% du rayonnement
solaire incident est
renvoyé dans l'espace

Au sol

Albédo planétaire = 22% (atmosphère) + 8% (surface) = 30%

**Albédo planétaire
 $\alpha \approx 0.3$**

Exercice

Hypothèse : La surface de la Terre absorbe la totalité de l'énergie solaire non renvoyée dans l'espace par diffusion+réflexion.

Objectif : Estimer la température de surface de la Terre dans l'approximation du corps noir

- 1) Exprimez le flux absorbé F_{abs} par la surface en fonction du flux solaire incident F_{incident} et de l'albédo α . Calculez F_{abs}
- 2) Supposons que la surface de la Terre est en équilibre radiatif. Exprimer la température de surface correspondante T_e en fonction de F_{abs} puis de F_{incident} . Calculez T_e
- 3) La température réelle de la surface de la Terre est 15°C en moyenne. Estimer le flux radiatif $F_{\text{émis}}$ correspondant. Comparez sa valeur à F_{abs} . Qu'en concluez-vous ?

Données : $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$
 $T(K) = T(^{\circ}\text{C}) + 273.15$

Corrigé de l'exercice

Question 1

$$\left. \begin{aligned} F_{\text{incident}} &= F_{\text{abs}} + F_{\text{réfléchi}} \\ F_{\text{abs}} &= F_{\text{incident}} - F_{\text{réfléchi}} \\ F_{\text{réfléchi}} &= \alpha F_{\text{incident}} \\ F_{\text{abs}} &= (1 - \alpha) F_{\text{incident}} \end{aligned} \right\} \Rightarrow F_{\text{abs}} = 0.7 \times 340 = 238 \text{ W/m}^2$$

Question 2

$$\left. \begin{aligned} F_{\text{abs}} &= F_{\text{émis}} \\ F_{\text{émis}} &= \sigma T_e^4 \end{aligned} \right\} \Rightarrow T_e = \left(\frac{F_{\text{abs}}}{\sigma} \right)^{1/4} \quad \text{soit : } T_e = \left(\frac{(1 - \alpha) F_{\text{incident}}}{\sigma} \right)^{1/4}$$

$$\Rightarrow T_e = 254.5 \text{ K soit } -18.6^\circ \text{ C}$$

Question 3

$$F(T = 288 \text{ K}) = \sigma(288)^4 = 390 \text{ W/m}^2$$

Le flux infrarouge émis par la surface terrestre (**390 W·m⁻²**) est **supérieur** au flux solaire absorbé par le système Terre-atmosphère (**238 W·m⁻²**).

D'où provient cette énergie supplémentaire (152 W·m⁻²) ?

Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 1 · L'énergie du système climatique

1.1. L'énergie solaire

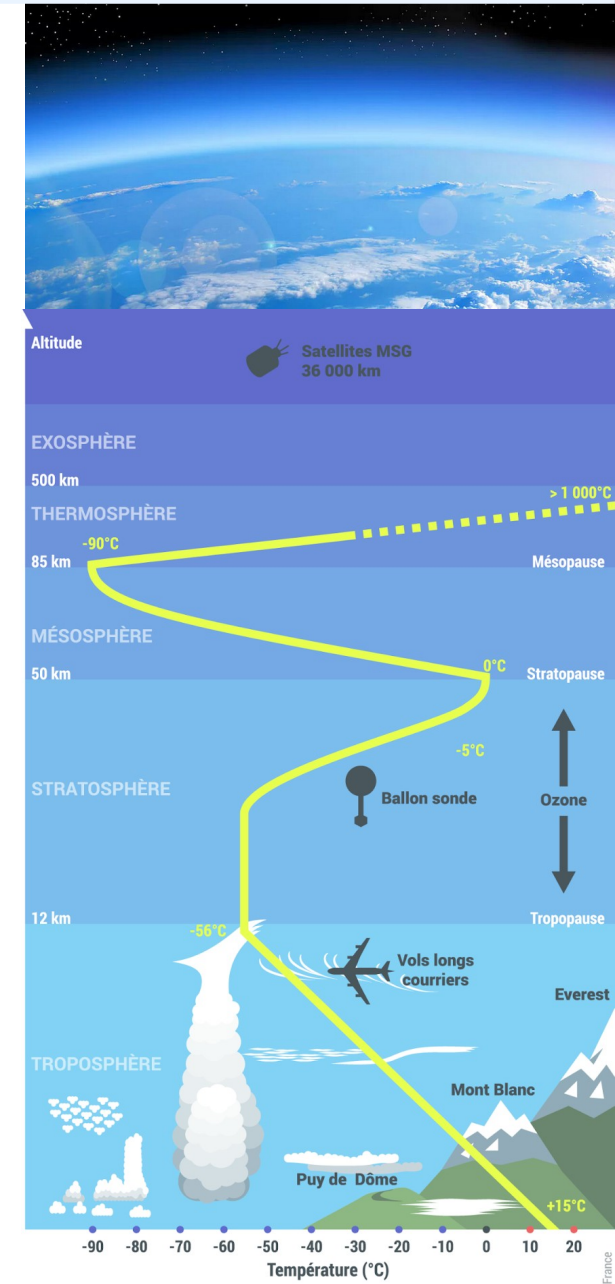
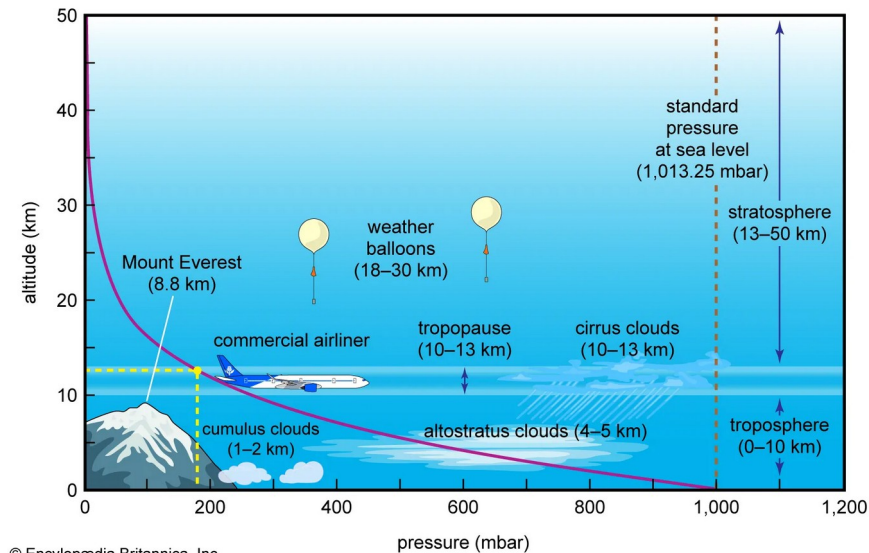
1.2. Le bilan radiatif

1.3. Le rôle des gaz à effet de serre

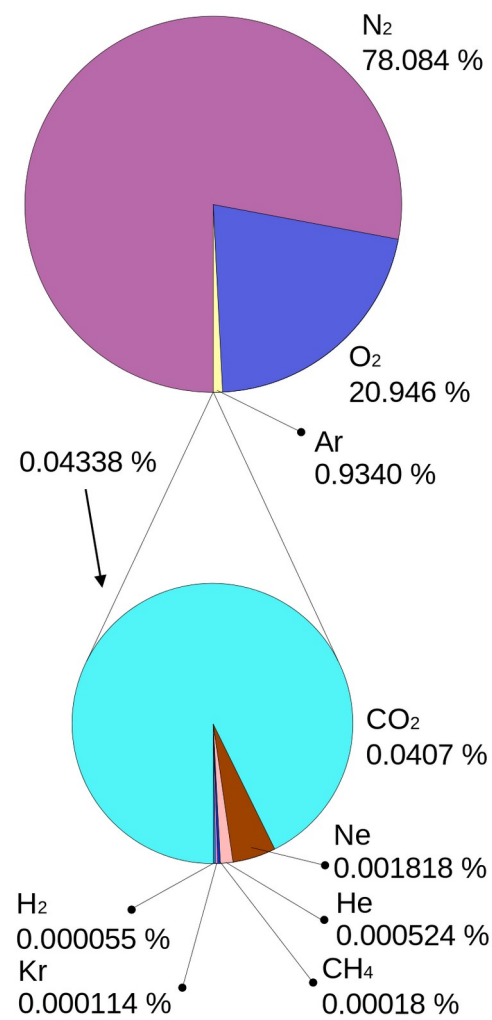
1.4. Forçage radiatif et variations climatiques

Atmosphère = fine couche de gaz retenue par la gravité qui entoure la Terre solide et liquide

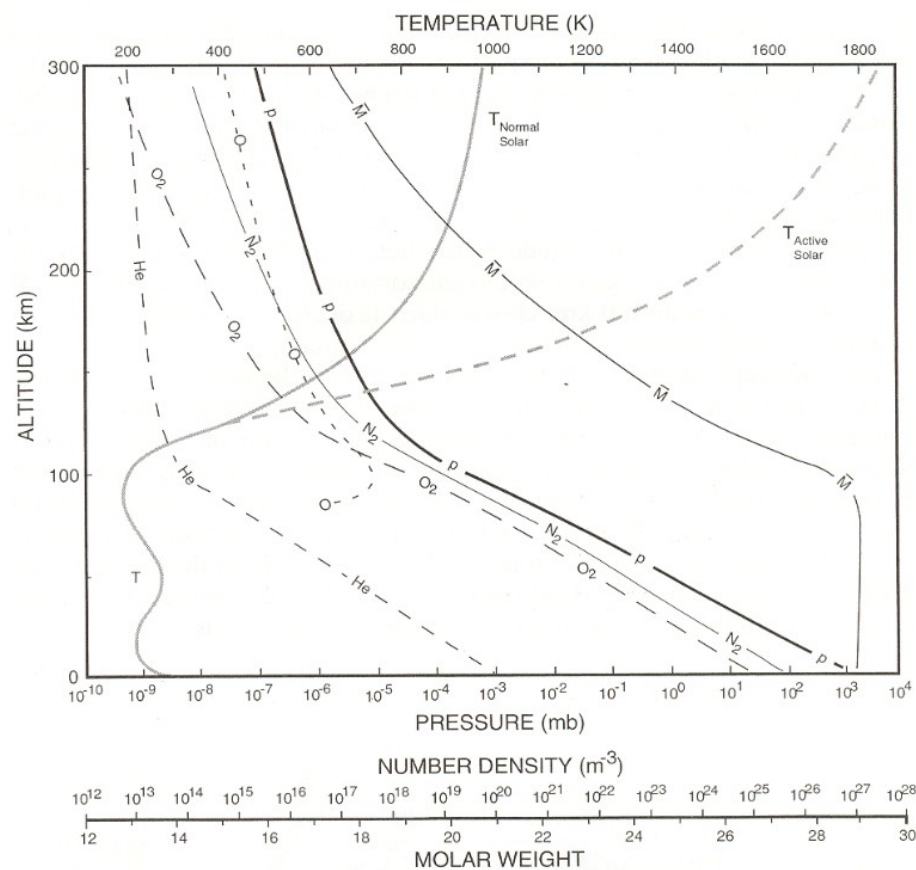
- **Épaisseur** : ≈ 150 km (vs. $R_{\text{Terre}} \approx 6400$ km)
- **Masse** : Environ $5,25 \times 10^{18}$ kg
90 % de la masse confinée entre 0-20 km
- Stratification verticale en température
- Diminution exponentielle de la pression avec l'altitude



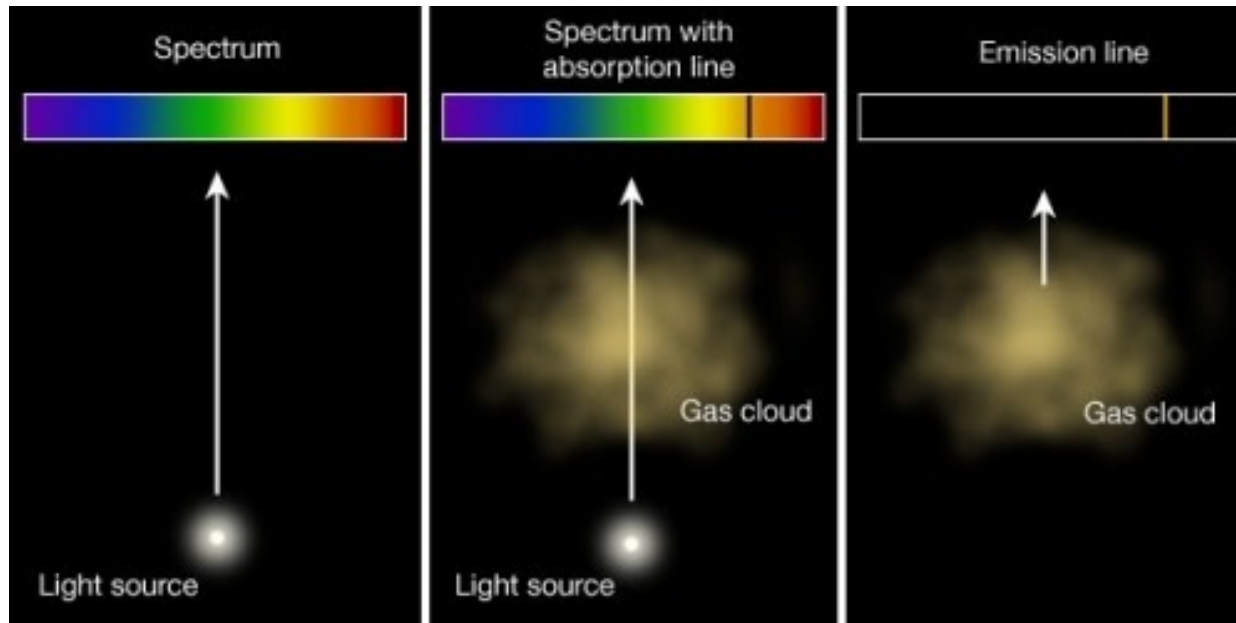
Composition chimique



La composition majoritaires (N₂, O₂) est homogène jusqu'à 100 km. Par-contre, il existe d'importantes variations des composants mineurs (H₂O, O₃, ...) dans cette plage d'altitude.



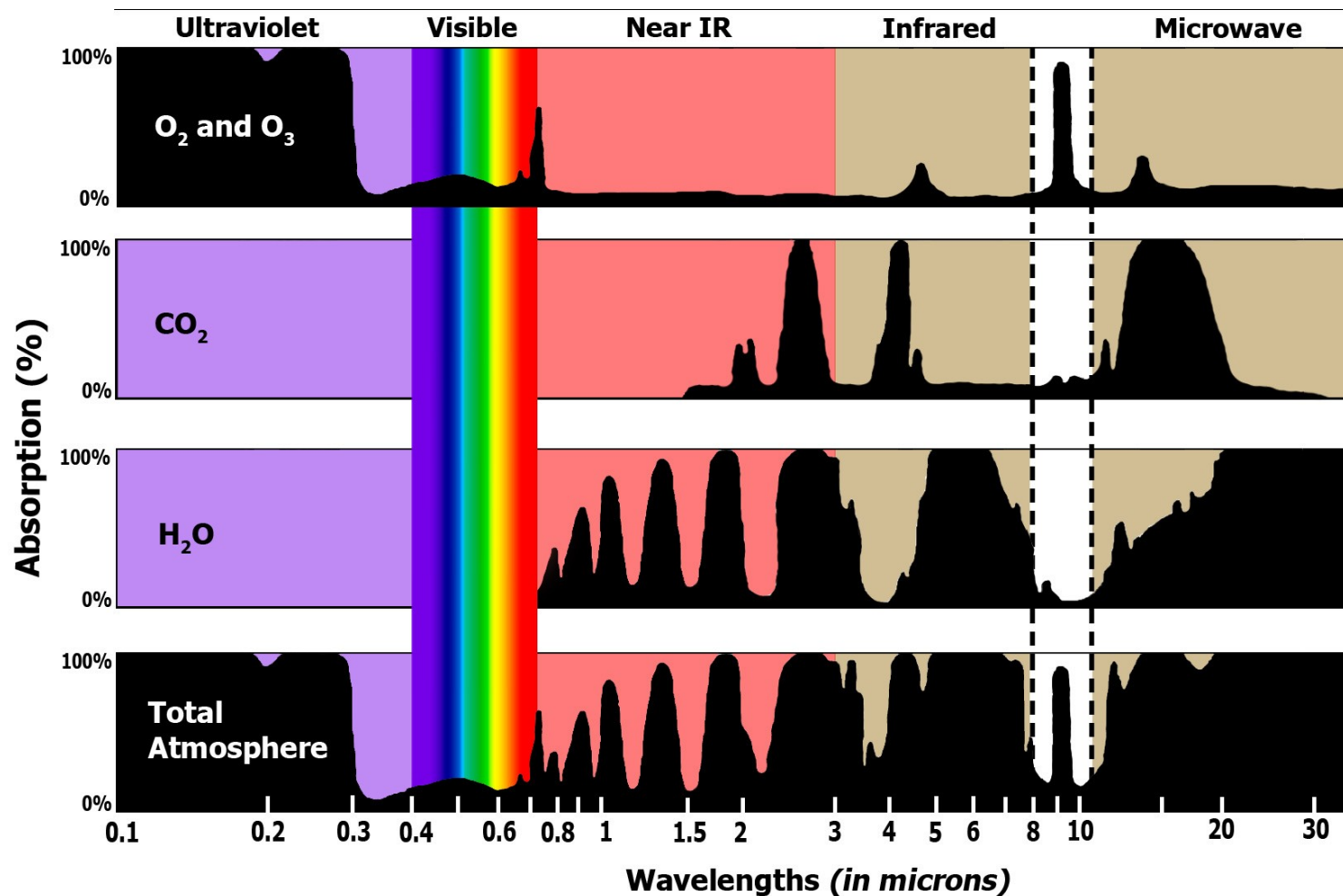
Certains gaz ont la propriété d'absorber de façon sélective certaines longueurs d'onde.

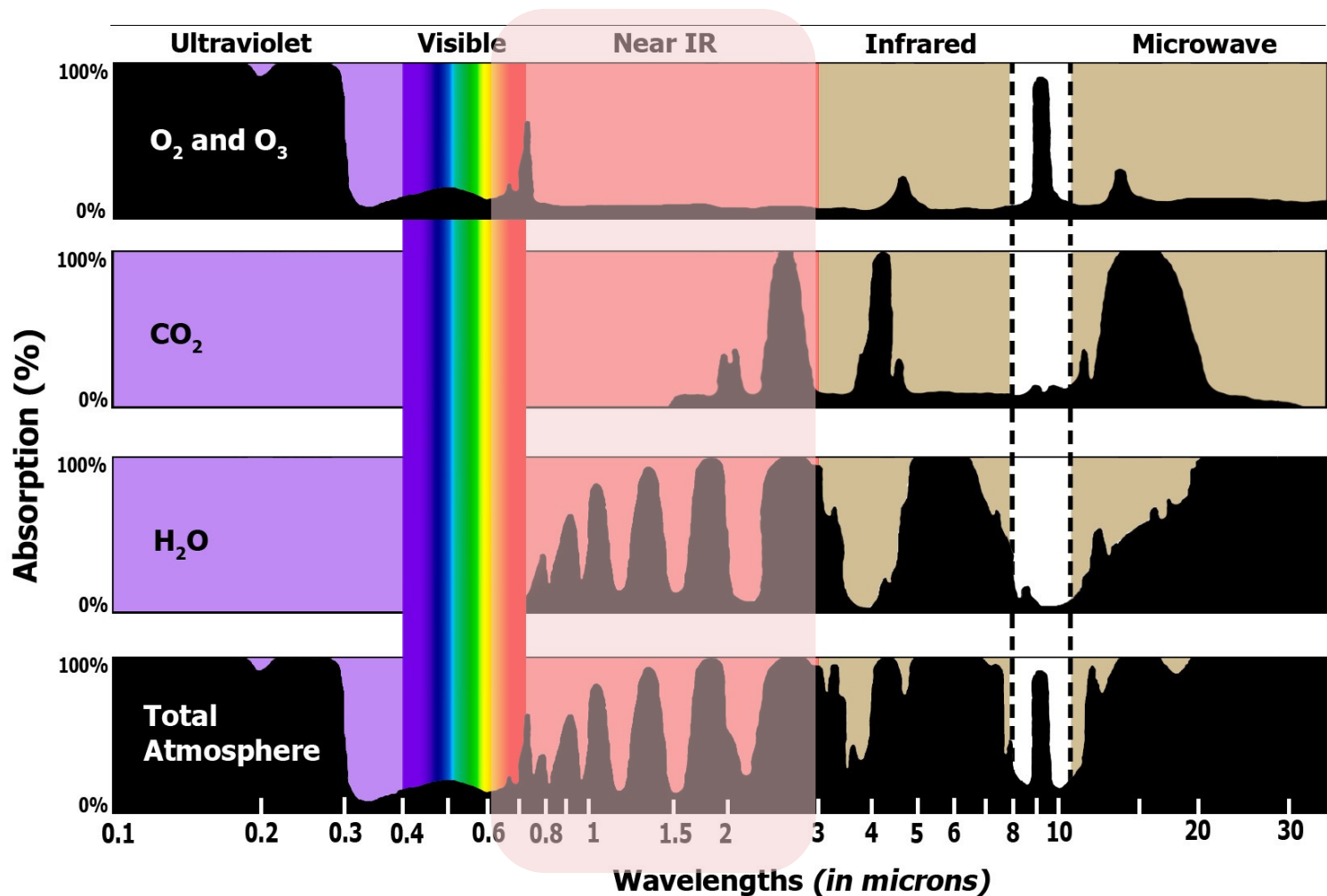


Une fois chauffé, le gaz émet un rayonnement moins intense pour la longueur d'onde absorbée. La température du gaz est reliée au flux radiatif émis, à la température du gaz par la loi de Kirchhoff :

$$F(\lambda) = \varepsilon(\lambda)\sigma T^4$$

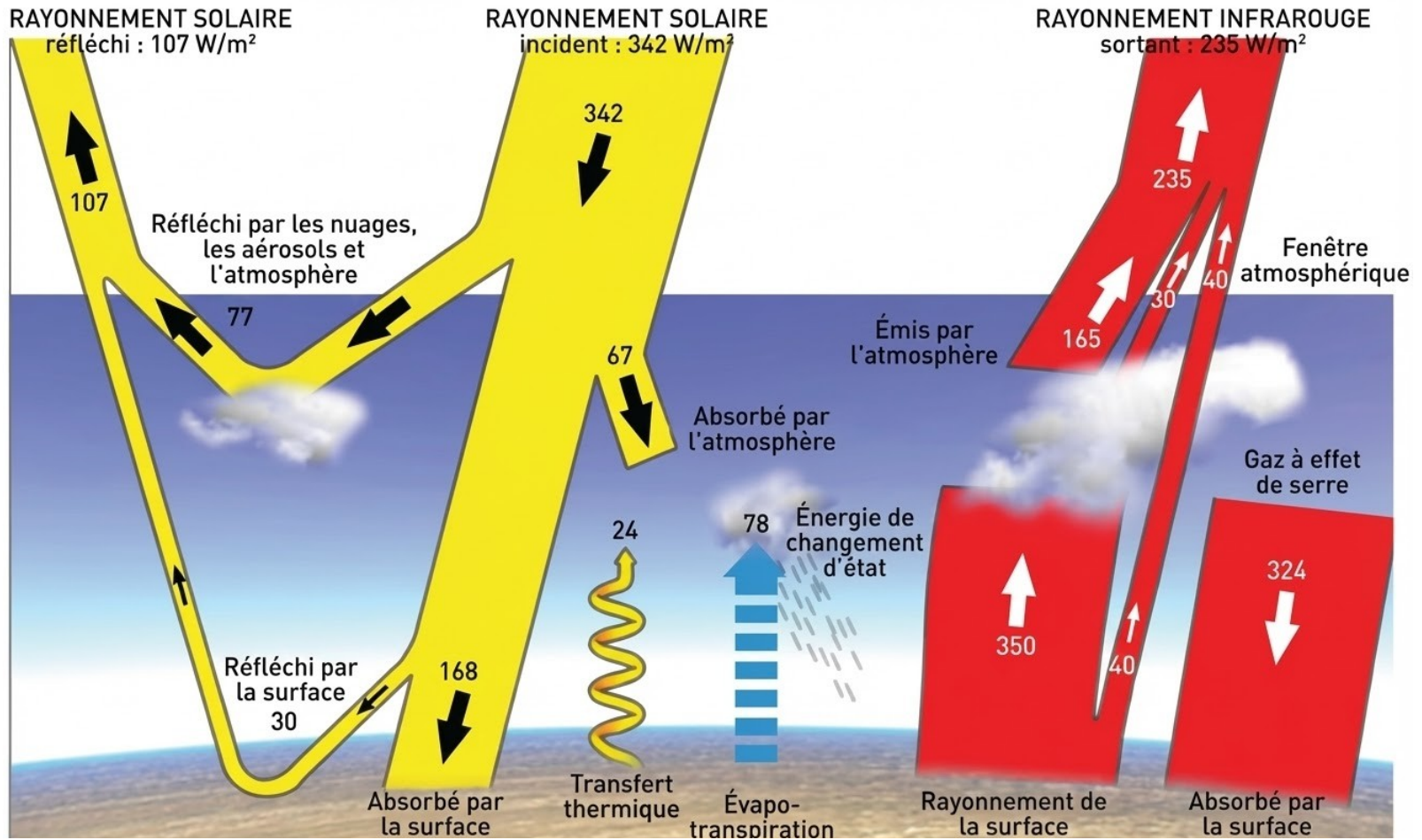
avec ε : émissivité (0-1)





Le rayonnement absorbé dans le proche IR provient du rayonnement solaire incident et mais aussi du rayonnement thermique émis par la Terre.

Conséquence de l'effet de serre sur le bilan radiatif



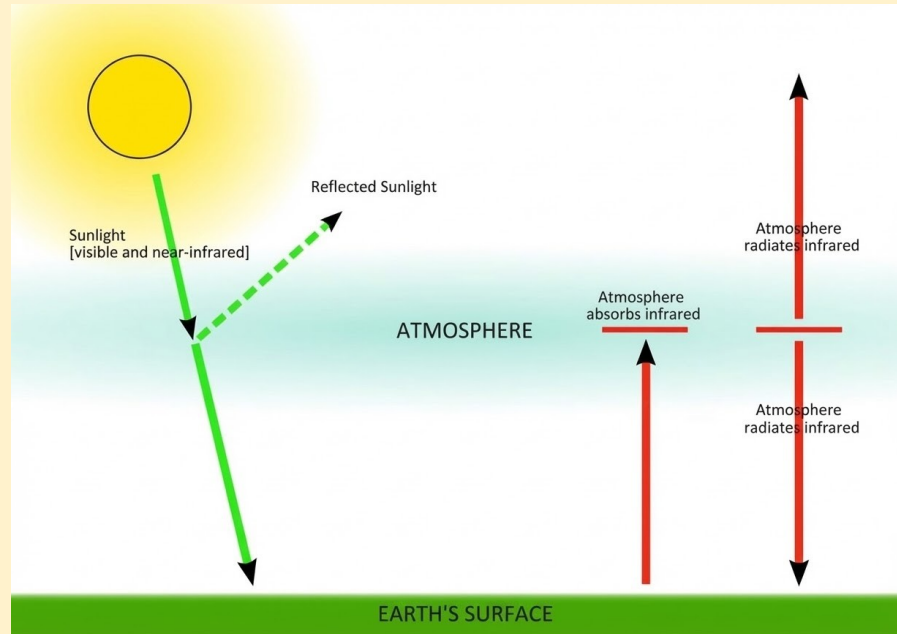
Dans l'exercice précédent, nous avons supposé que la surface terrestre absorbe le rayonnement solaire et réémet directement vers l'espace un rayonnement IR, en étant assimilée à un corps noir en équilibre radiatif.

Comment prendre en compte le rôle de l'atmosphère et des gaz à effet de serre ?



On distingue :

- la température de la surface terrestre T_e
- la température de l'atmosphère T_a .



Hypothèses :

- l'atmosphère est **transparente au rayonnement solaire (*)** ;
- l'atmosphère est **absorbante dans l'infrarouge** ;
- la surface et l'atmosphère émettent comme des **corps noirs** ;
- l'atmosphère réémet le rayonnement IR à **parts égales vers le haut et vers le bas** (rayonnement isotrope)

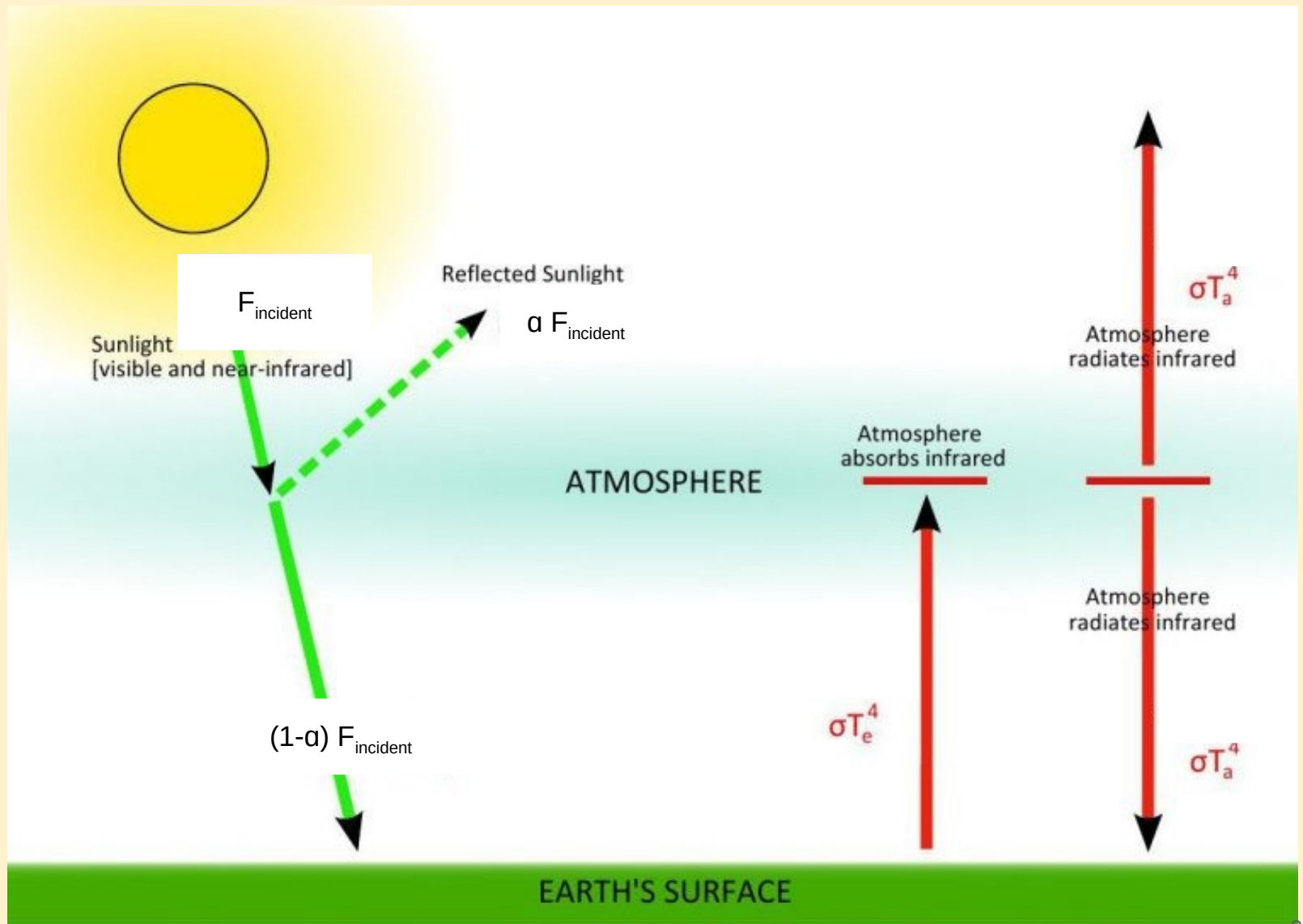
(*) Hypothèse volontairement irréaliste qui permet d'isoler et de comprendre le mécanisme fondamental de l'effet de serre, sans introduire toute la complexité de l'absorption solaire atmosphérique.

Exercice

1. Écrire le **bilan radiatif de la surface terrestre**, en fonction de T_e , en tenant compte du flux solaire absorbé, du rayonnement infrarouge descendant émis par l'atmosphère, et du rayonnement infrarouge émis par la surface.
2. Écrire le **bilan radiatif de l'atmosphère**, en fonction de T_a , en tenant compte du rayonnement infrarouge absorbé en provenance de la surface et du rayonnement infrarouge émis vers l'espace et vers le sol.
3. En déduire l'expression de la **température d'équilibre de la surface** T_e en fonction du flux solaire incident, de l'albédo α et de σ .
4. Comparer cette température à celle obtenue dans le modèle **sans atmosphère**.
Que met en évidence ce modèle simplifié concernant le **rôle des gaz à effet de serre** ?

$$\sigma = 5,67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$$

$$T(K) = T(^{\circ}C) + 273.15$$



Corrigé de l'exercice

Question 1 : Bilan radiatif de la surface

- l'atmosphère est **transparente au solaire**,
- la surface absorbe tout le flux solaire absorbé par le système Terre-atmosphère

$$F_{abs} = (1 - \alpha)F_{incident}$$

- la surface et l'atmosphère émettent comme des **corps noirs**.

$$\Rightarrow F_{abs} + \sigma T_a^4 = \sigma T_e^4$$

Question 2 : Bilan radiatif de l'atmosphère

- **Absorbé** : tout l'IR émis par la surface : σT_e^4
- **Émis** : vers le haut + vers le bas : $2\sigma T_a^4$

$$\Rightarrow \sigma T_e^4 = 2\sigma T_a^4 \Rightarrow T_e^4 = 2T_a^4$$

Question 3 : Expression de la température d'équilibre de surface T_e

$$T_a^4 = \frac{T_e^4}{2} \Rightarrow F_{abs} + \sigma \frac{T_e^4}{2} = \sigma T_e^4 \Rightarrow F_{abs} = \sigma \frac{T_e^4}{2} \Rightarrow T_e = \left(\frac{2F_{abs}}{\sigma} \right)^{1/4}$$

$$\Rightarrow T_e = \left(\frac{2(1 - \alpha)F_{incident}}{\sigma} \right)^{1/4}$$

Question 4 : La température d'équilibre de surface est plus élevée d'un facteur $2^{1/4}$ dans le modèle avec atmosphère absorbante en IR. Numériquement : $T_e = 293$ K soit 30°C . Cette fois le modèle surestime l'effet de serre

Climat et Dynamique des Enveloppes Fluides

Partie 1 · L'énergie du système climatique

1.1. L'énergie solaire

1.2. Le bilan radiatif

1.3. Le rôle des gaz à effet de serre

1.4. Forçage radiatif et variations climatiques

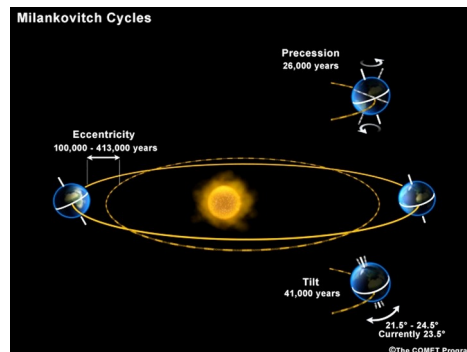
Forçage radiatif (FR) : Variation nette du bilan radiatif de la Terre (en W/m^2) causée par une perturbation externe ou interne du système climatique.

$\text{FR} > 0 \rightarrow$ tend à réchauffer la Terre.

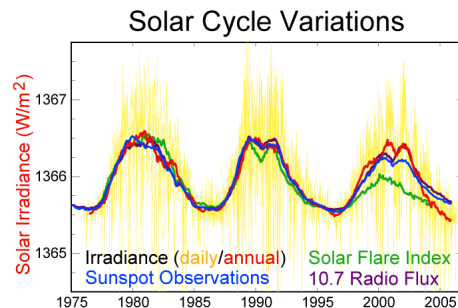
$\text{FR} < 0 \rightarrow$ tend à refroidir la Terre.

Forçages radiatifs externes au système Terre

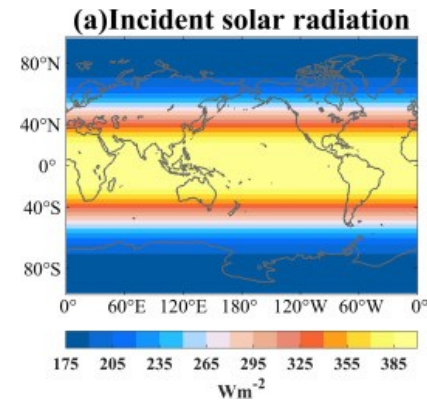
Variations des paramètres orbitaux (cycles de Milankovitch)



Modifications de l'activité solaire (cycles de 11 ans)



Variations du rayonnement solaire incident (F_{incident})



Forçage radiatif (FR) : Variation nette du bilan radiatif de la Terre (en W/m^2) causée par une perturbation externe ou interne du système climatique.

$\text{FR} > 0 \rightarrow$ tend à réchauffer la Terre.

$\text{FR} < 0 \rightarrow$ tend à refroidir la Terre.

Forçages radiatifs internes au système Terre

Variation de la composition chimique de l'atmosphère



Modification des surfaces terrestres et de leur albédo



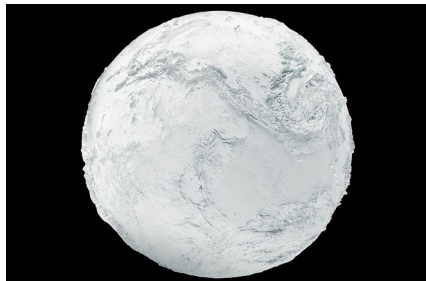
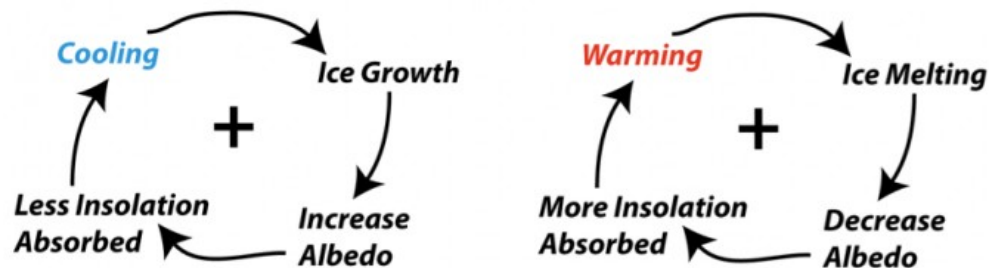
Forçage radiatif (FR) : Variation nette du bilan radiatif de la Terre (en W/m^2) causée par une perturbation externe ou interne du système climatique.

$\text{FR} > 0 \rightarrow$ tend à réchauffer la Terre.

$\text{FR} < 0 \rightarrow$ tend à refroidir la Terre.

Des boucles de rétroaction

Amplification du forçage radiatif par la boucle de rétroaction glace-albédo



1930-50 : Les premières évidences d'une augmentation des températures atmosphériques



Guy Stewart Callendar
1898 - 1964
Ingénieur du génie électrique

Les constats

- Une élévation de température de $0,005^{\circ}\text{C}/\text{an}$ depuis 1880 estimée à partir des relevés effectués en 200 stations météo
- La combustion de matières fossilisées (bois, charbon et pétrole) par les hommes a rejeté + 150 000 million de tonnes de CO_2 dans l'atmosphère entre 1880 et 1930.

Les estimations

- Les $\frac{3}{4}$ des rejets de CO_2 sont restés dans l'atmosphère
- $\frac{1}{4}$ a été capté par les océans et la biosphère.
- Une possible élévation des températures de $0,25^{\circ}\text{C}$ sur 50 ans

Une étude critiquée

Mesures jugées peu fiables

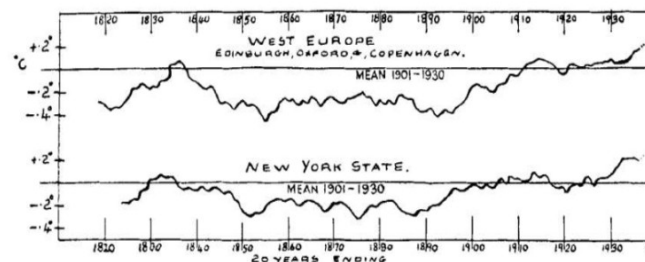


FIG. 3.—The most reliable long period temperature records. Twenty-year moving departures from the mean, 1901-1930.

In conclusion it may be said that the combustion of fossil fuel, whether it be peat from the surface or oil from 10,000 feet below, is likely to prove beneficial to mankind in several ways, besides the provision of heat and power. For instance the above mentioned small increases of mean temperature would be important at the northern margin of cultivation, and the growth of favourably situated plants is directly proportional to the carbon dioxide pressure (Brown and Escombe, 1905). In any case the return of the deadly glaciers should be delayed indefinitely.

Source : Callendar G.S. (1938), The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature, Quaterly J. Royal Meteorological Society

1960-50 : Premiers programmes de suivi de la concentration en CO₂ dans l'air



Figure 2 - Portrait de Rossby par l'artiste Artzyshahoff, paru dans le magazine Time en 1956.

Carl Gustav Rossby
1898 – 1957
Météorologue suédois

1954 : Fondation de l'Institut International de Météorologie à Stockholm

1955

- Nouvelle mesure de la concentration en CO₂
- Forte variabilité des mesures
- Doute sur le lien de causalité entre utilisation des combustibles fossiles et augmentation du CO₂

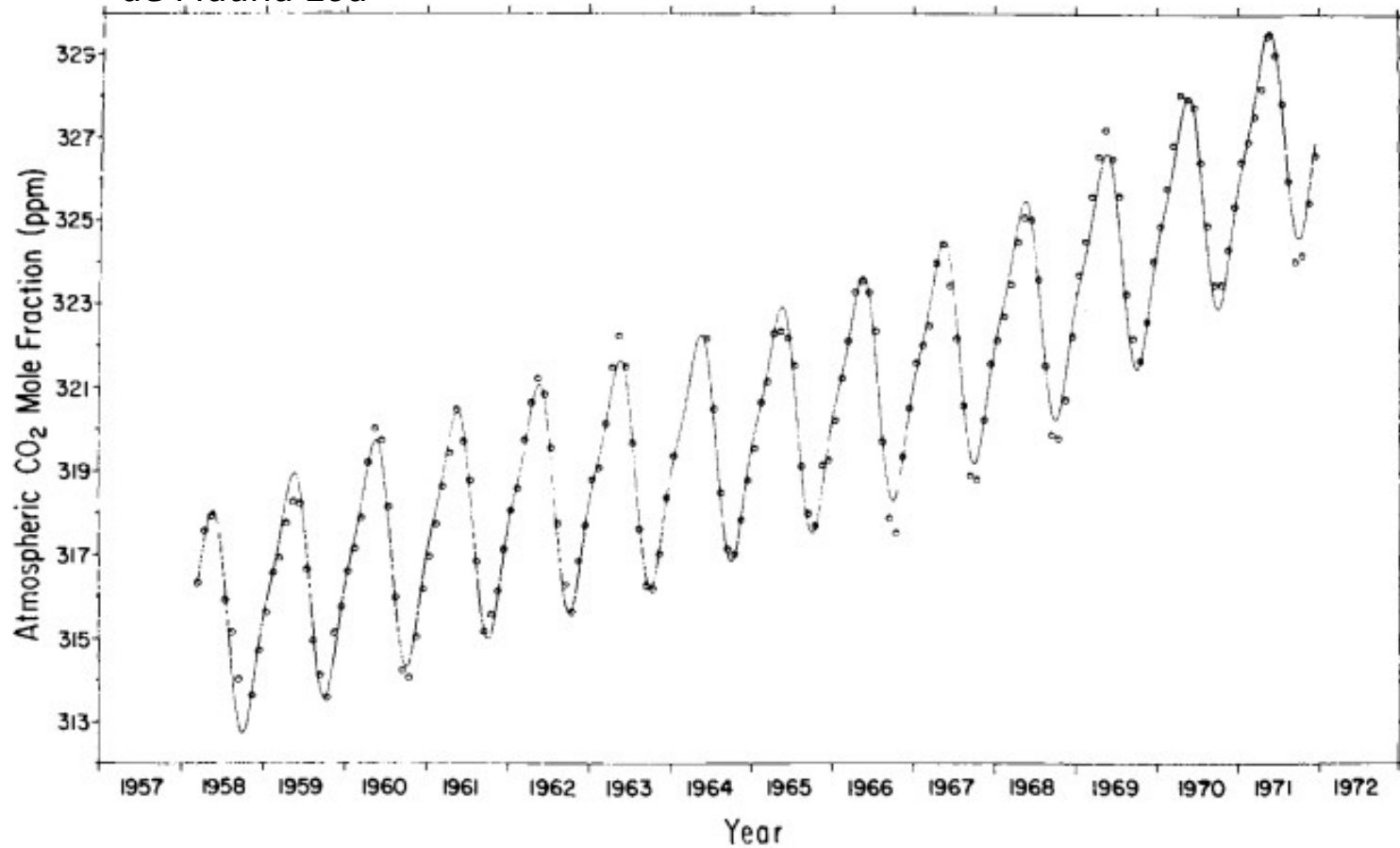


1956 : Année géophysique internationale

Le physicien américain **Charles Keeling** propose un nouvel instrument de mesure du CO₂. L'instrument est mis en place par le Weather Bureau au sein du nouvel observatoire de **Mauna Loa** (Hawaï) et à **Little America**, plateforme de Ross (Antarctique).



Mesure de la concentration en CO₂ de 1957 à 1972 à l'observatoire de Mauna Loa



Is Carbon Dioxide Changing Man's Environment ? (Keeling, 1969)

Is Carbon Dioxide Changing Man's Environment ? (Keeling C. 1969)



Des émissions de CO₂ issues de la combustion de charbon, pétrole et gaz multipliées par 30 entre 1860 et 1970.

Decade or Year	Rate of input of fossil fuel CO ₂ (ppm y ⁻¹)
1860-69	0.06
1880-89	0.14
1900-09	0.33
1940-49	0.72
1950	0.87
1966	1.77
1970 (estimate)	2.0

Absorption estimée à 60%



Le reste des émissions de CO₂ demeurent dans l'atmosphère

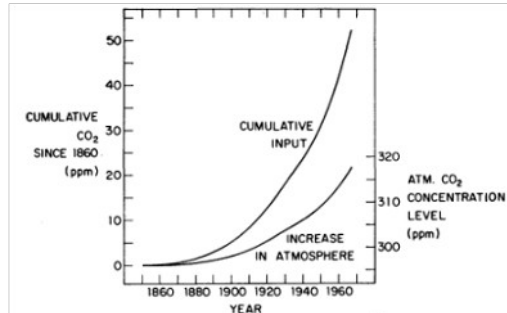


FIG. 7. An estimate of the input of fossil fuel CO₂ into the atmosphere and the increase of atmospheric CO₂ since the mid-nineteenth century.

Début des programmes de recherche sur le système climatique

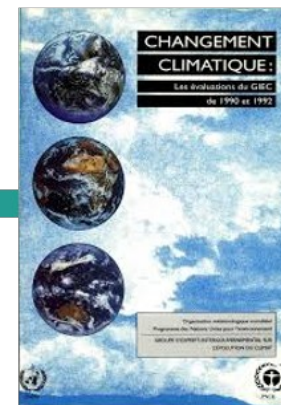


Première simulation numérique
d'un doublement du CO₂
atmosphérique et de ses
conséquences climatiques
MIT

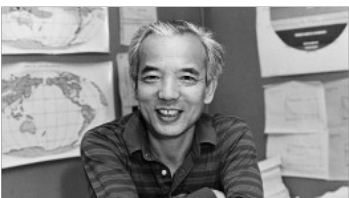
Création du Programme Mondial
de Recherche sur le Climat



Premier rapport du GIEC



1975



Syukuro Manabe
Prix Nobel de Physique (2021)

1979

Conférence mondiale sur le
Climat, à Genève

Rapport Charney (Académie des
Sciences Américaines)



1980

1988

Création du **Groupe
d'experts
Intergouvernemental
sur l'Évolution du
Climat** par l'OMM et le
PNUE



1990

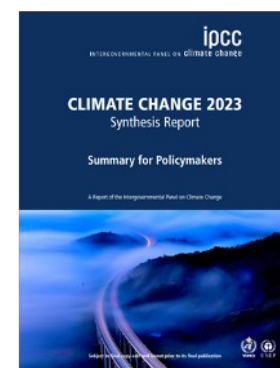
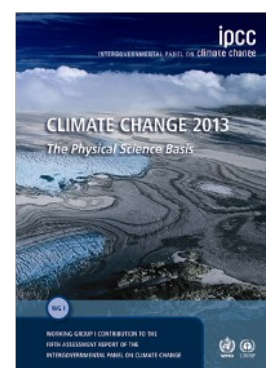
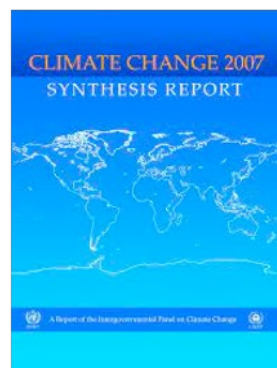
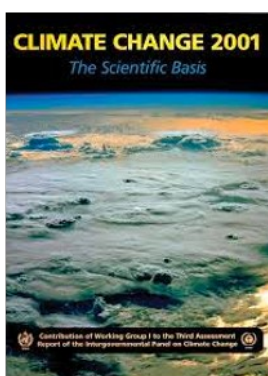
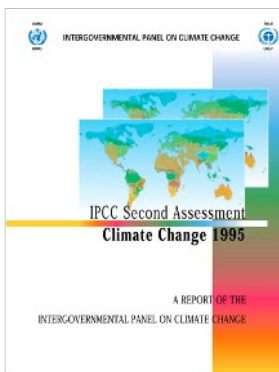
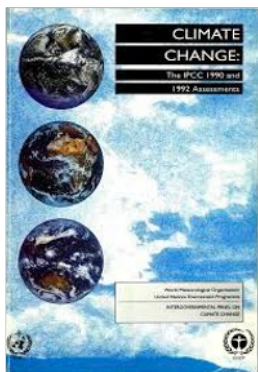
Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat



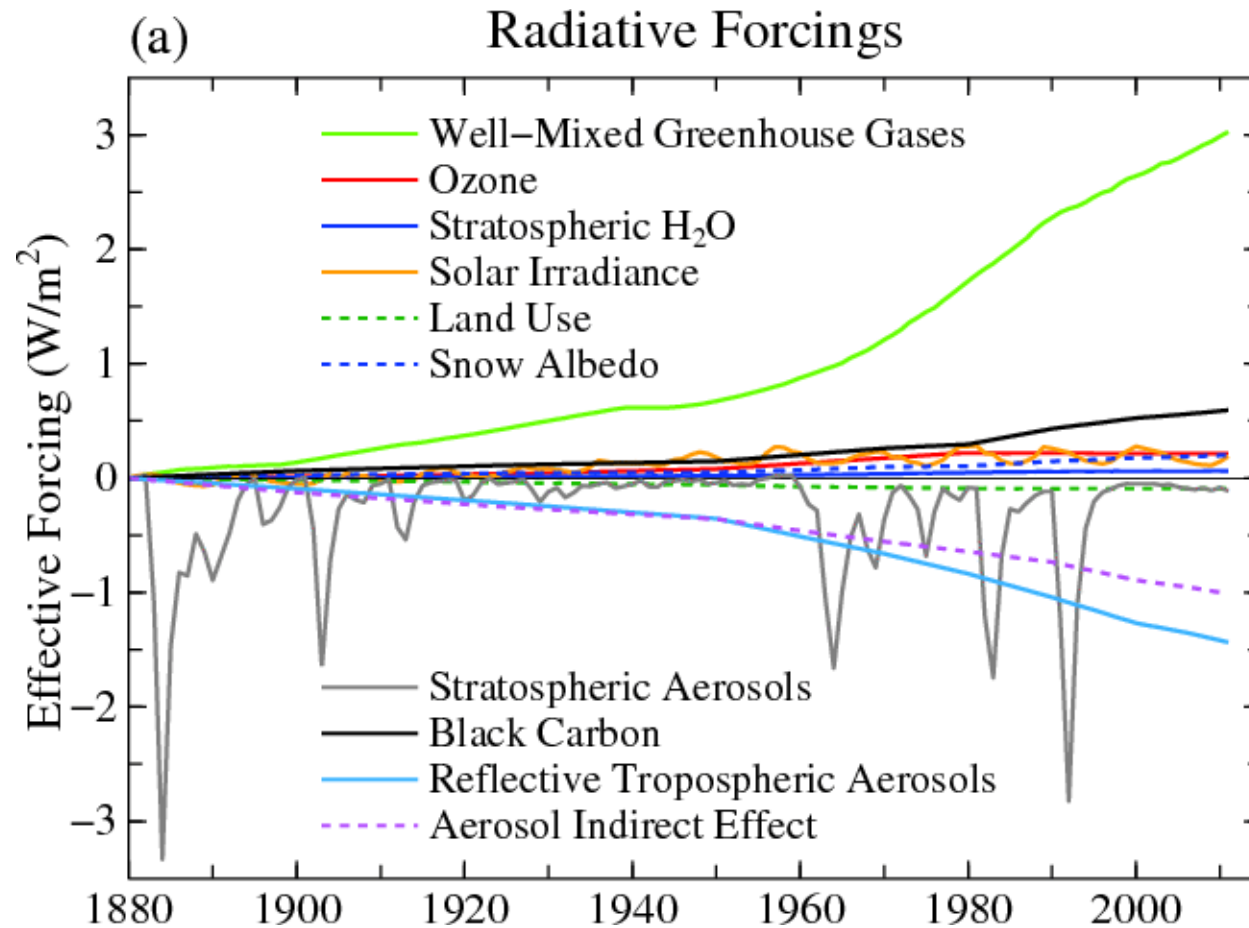
Mission

Synthétiser les connaissances sur le changement climatique (processus physiques, conséquences géophysiques, écologiques et sociales, voies de mitigation / adaptation)

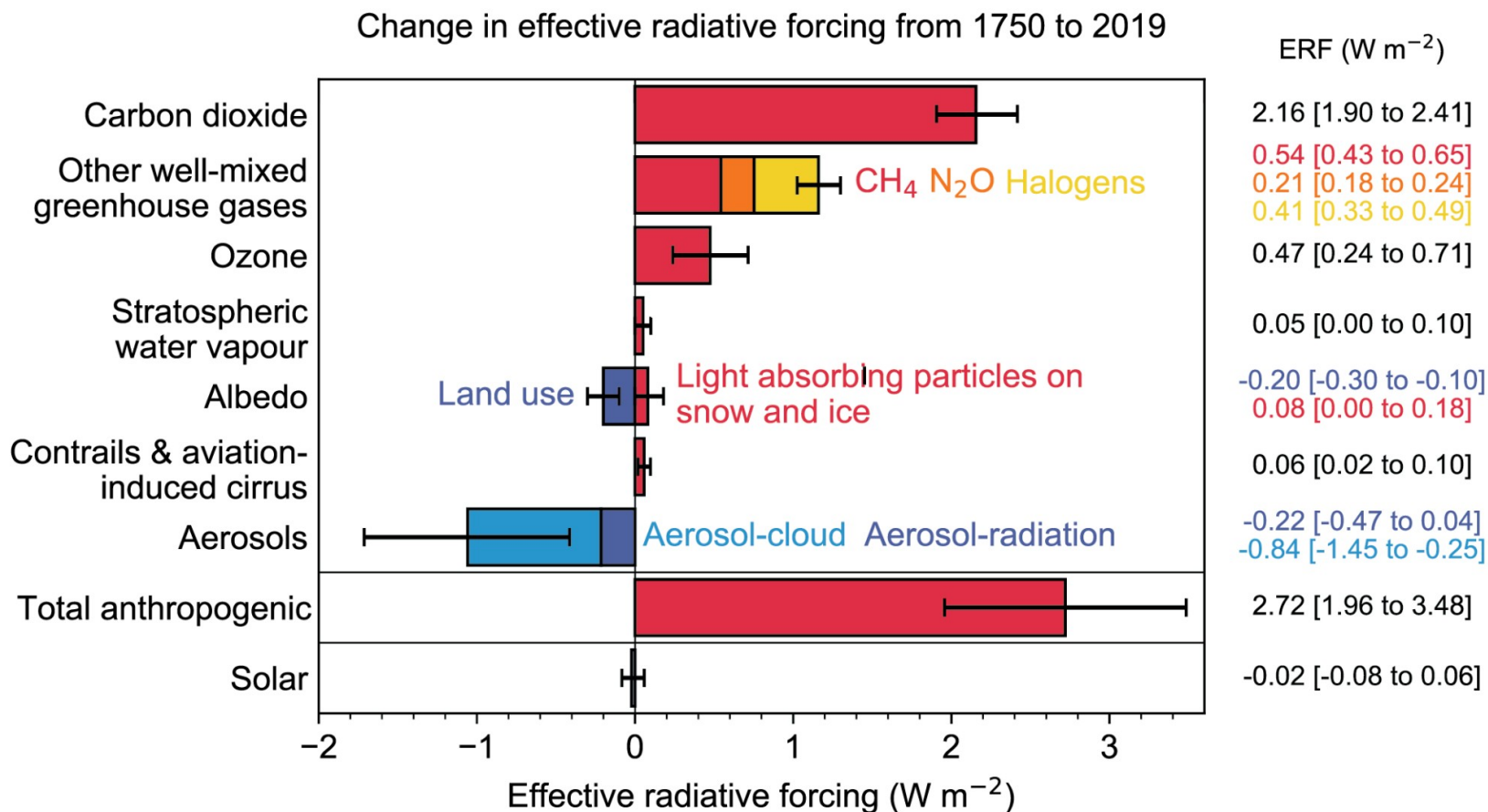
6 rapports principaux

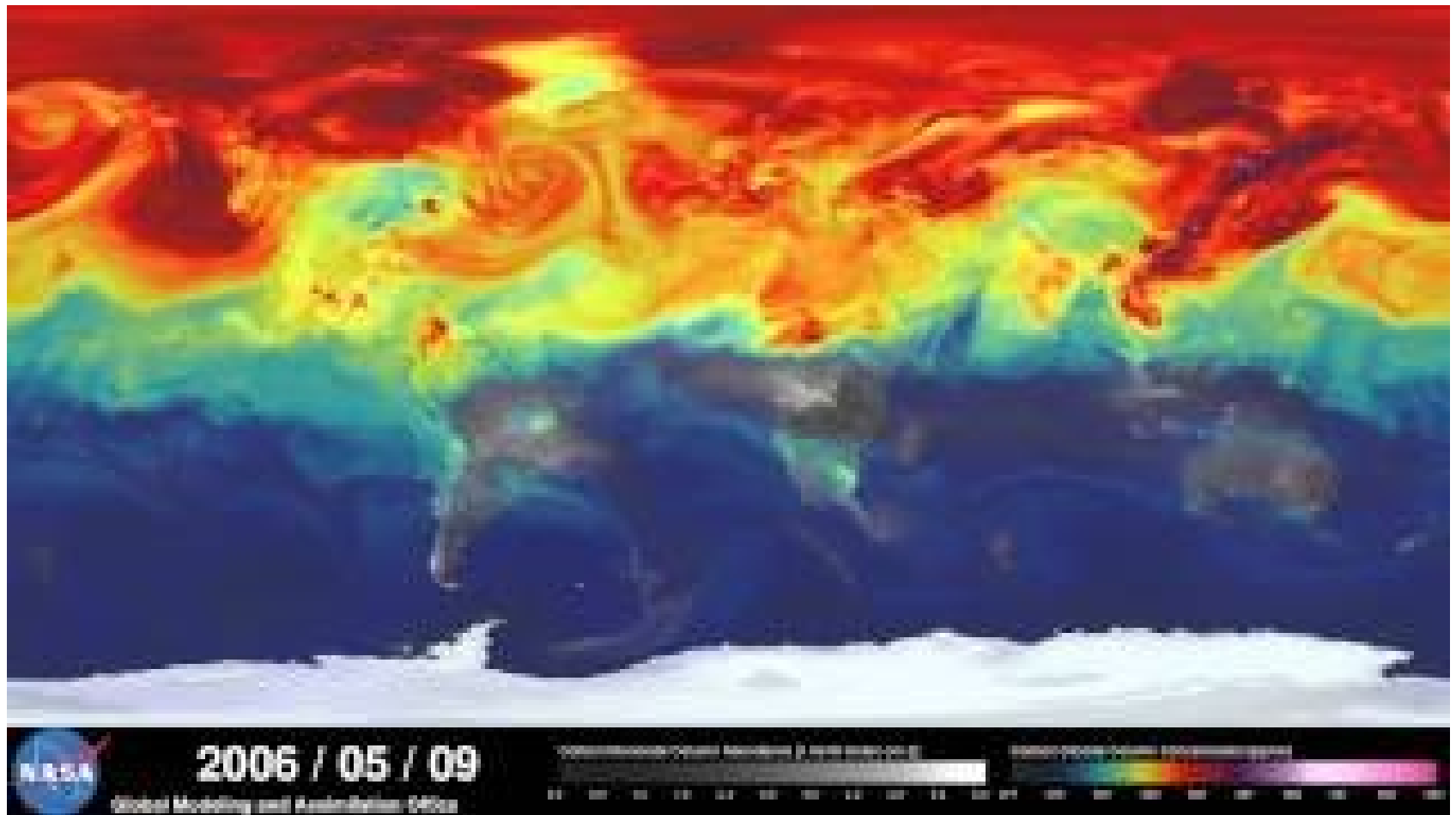


Evolution des forçages radiatifs depuis l'époque pré-industrielle



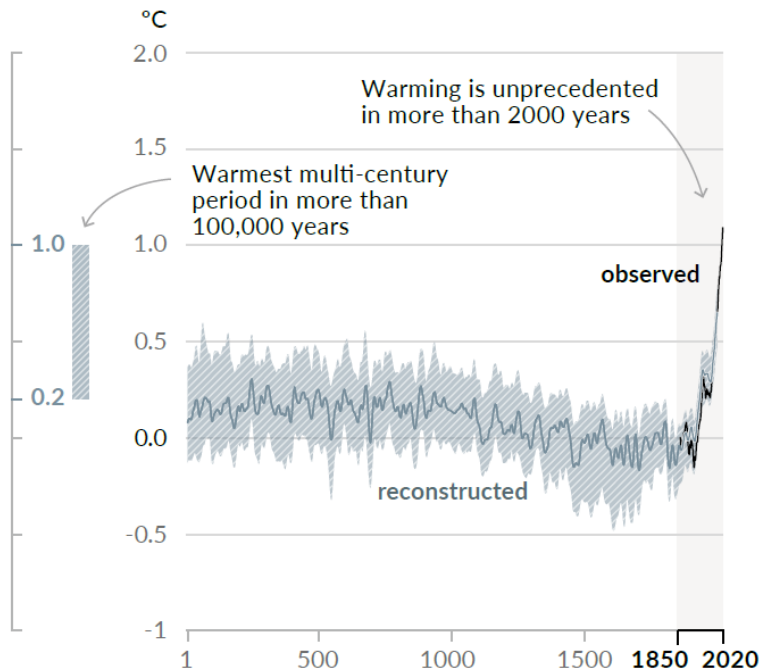
Evolution des forçages radiatifs depuis l'époque pré-industrielle



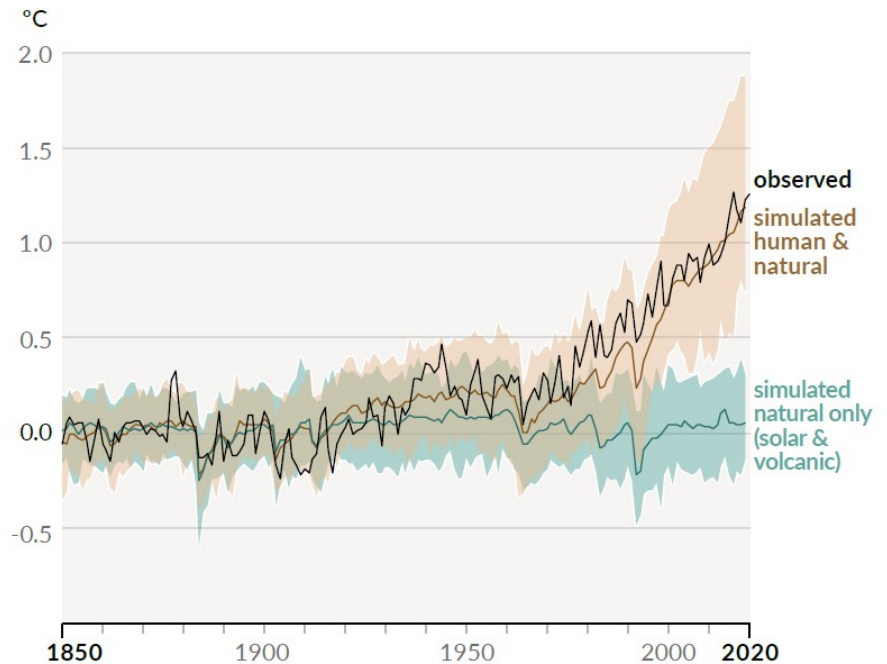


Evolution de la température de surface de la Terre

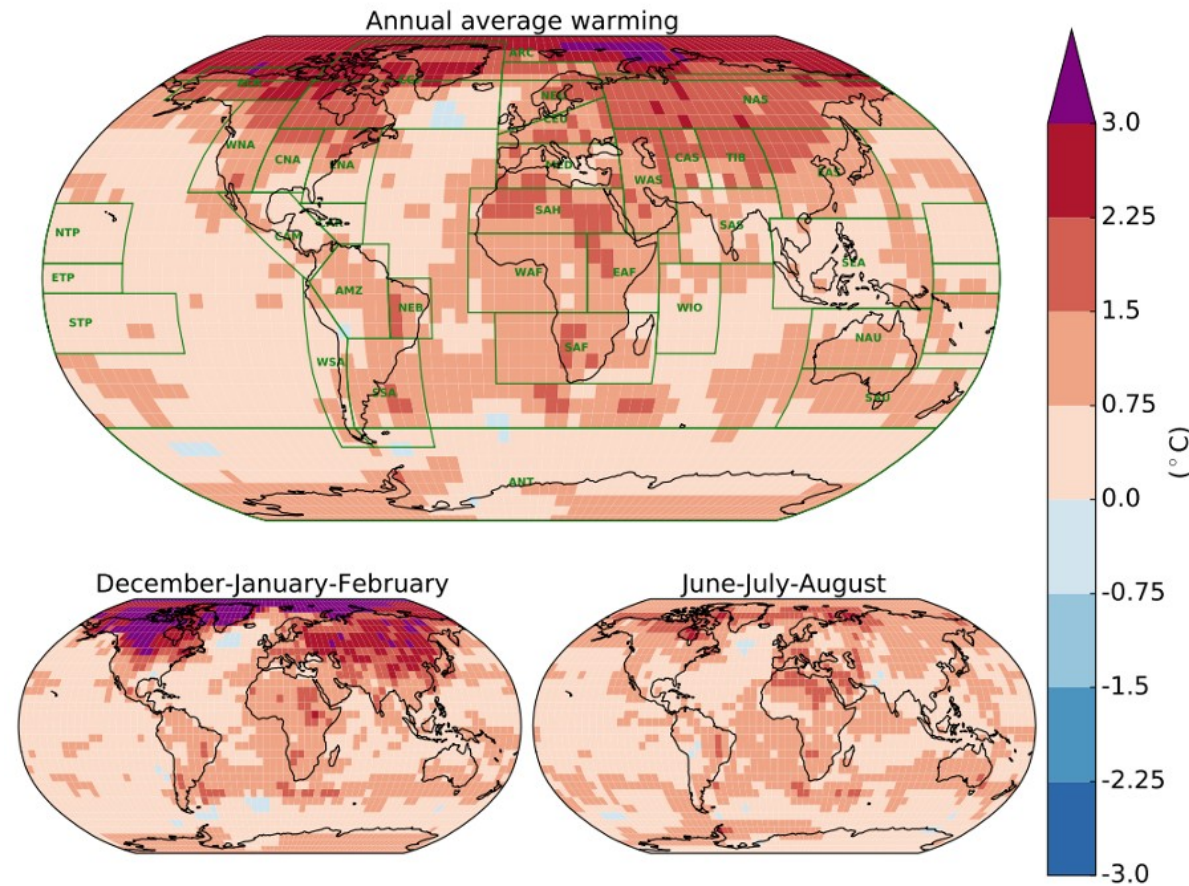
a) Change in global surface temperature (decadal average) as **reconstructed** (1-2000) and **observed** (1850-2020)



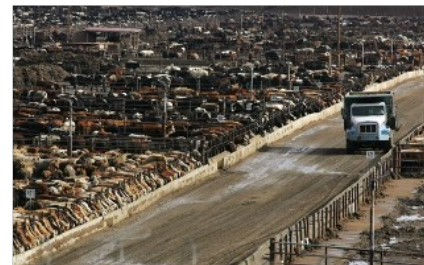
b) Change in global surface temperature (annual average) as **observed** and simulated using **human & natural** and **only natural** factors (both 1850-2020)



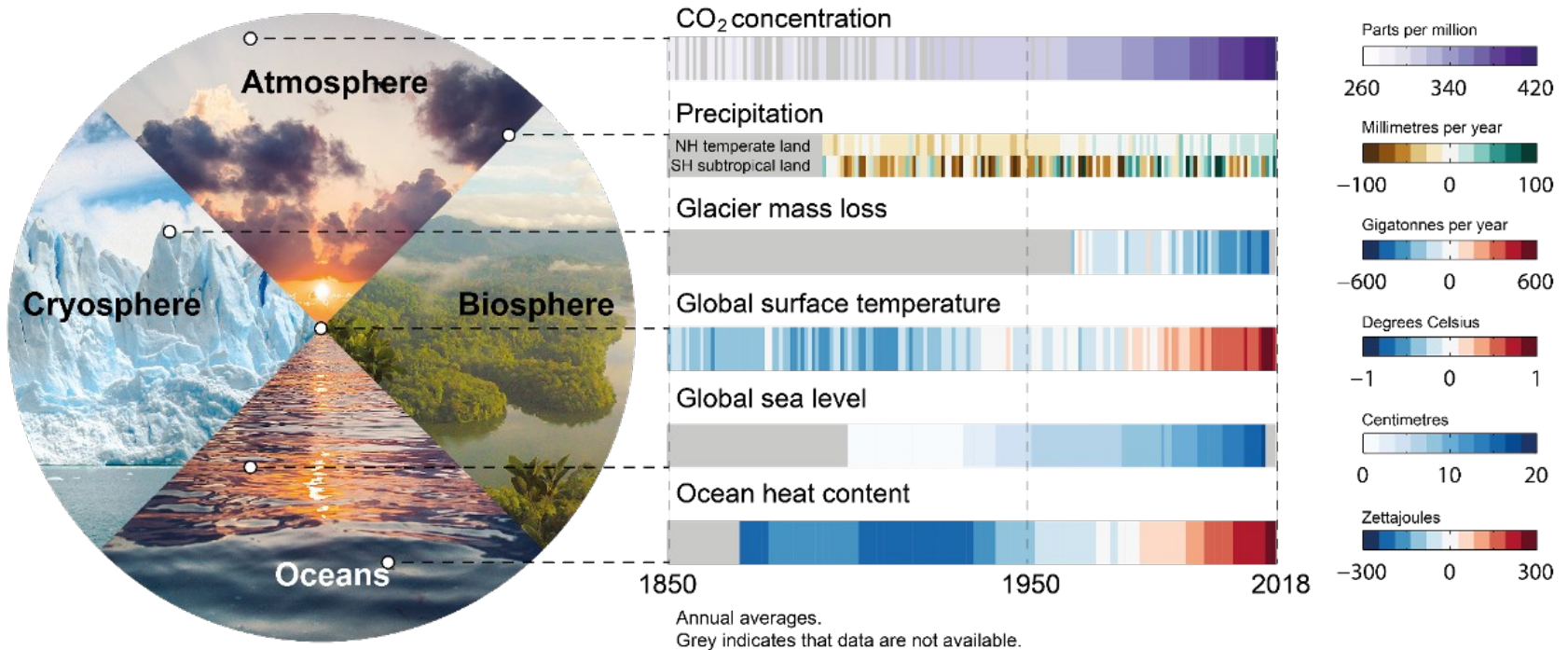
Comparaison des températures moyennes de surface (2006-2015 par rapport à 1850-1900)



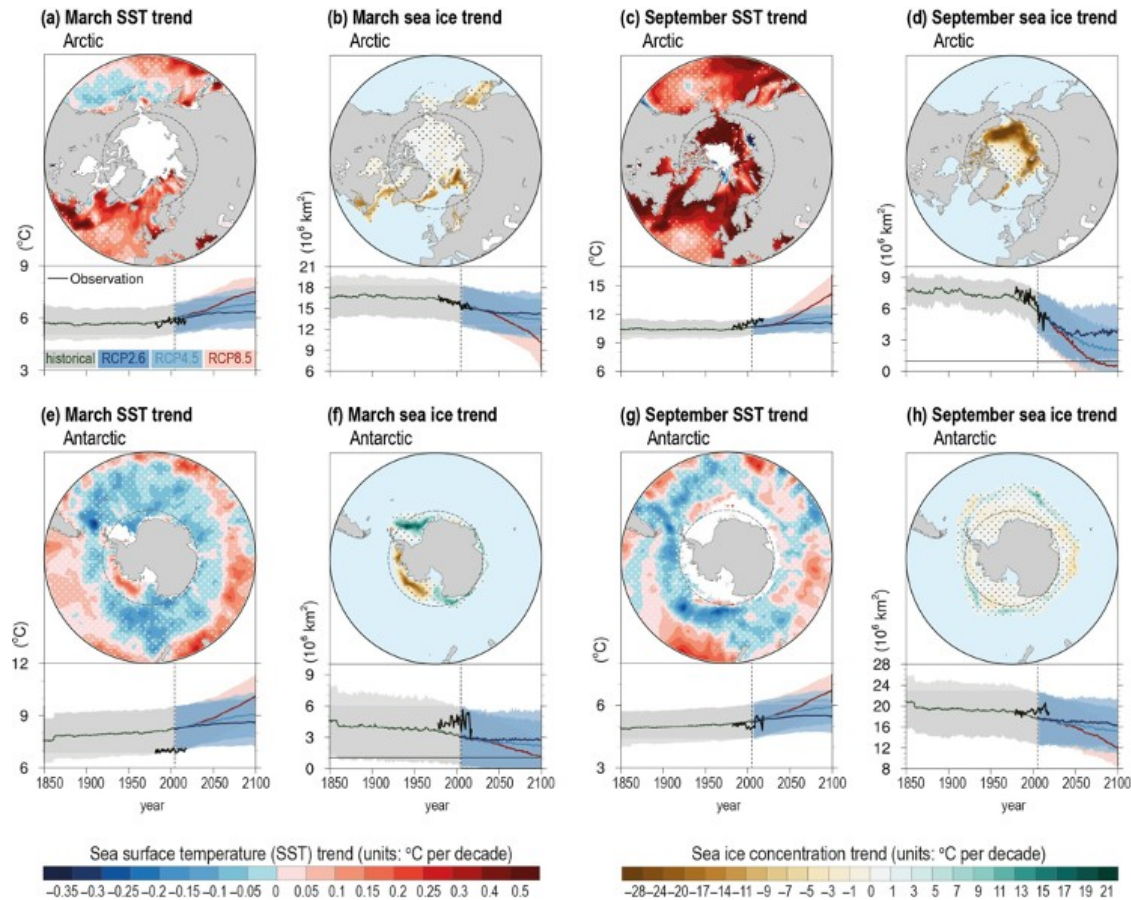
Les activités humaines, principalement par le biais des émissions de gaz à effet de serre, ont *sans équivoque* provoqué le réchauffement de la planète.



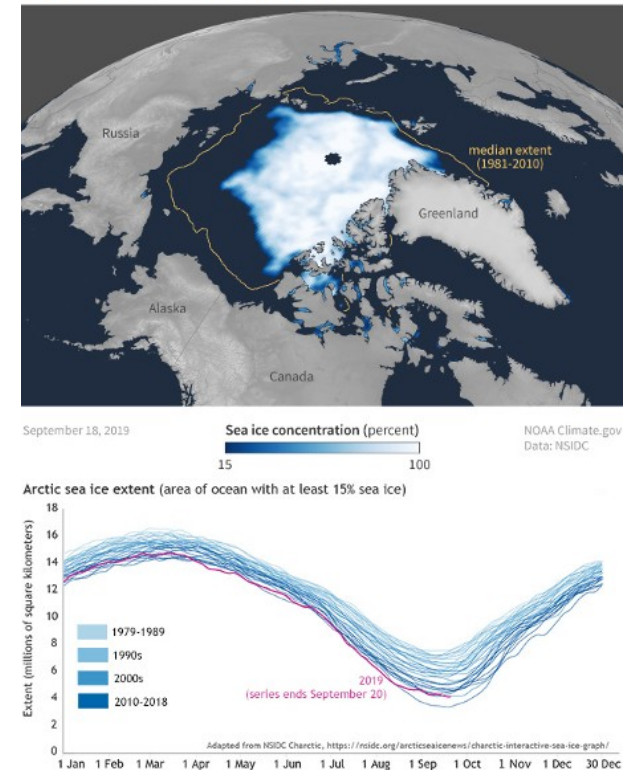
Indicateurs du Changement Climatique



Impacts sur la formation de la glace de mer



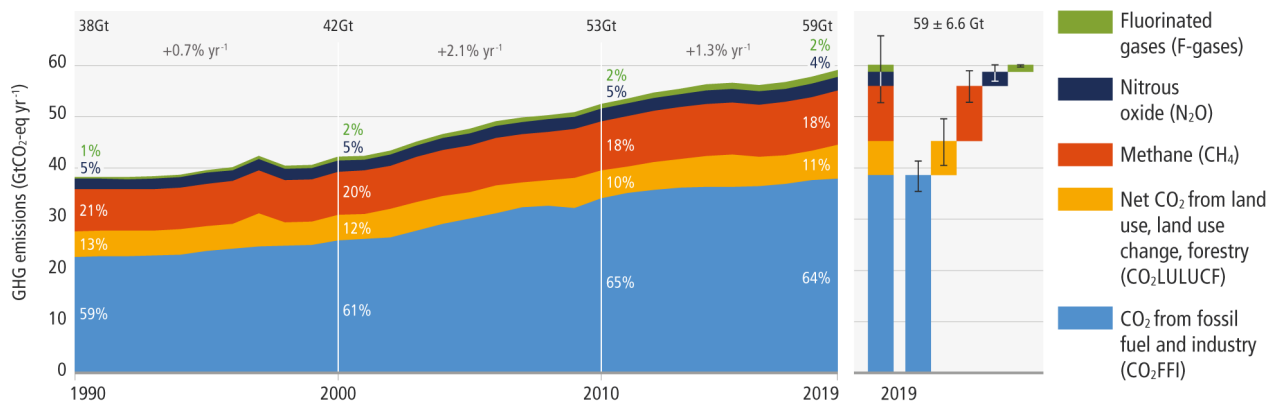
2019 SUMMER MINIMUM



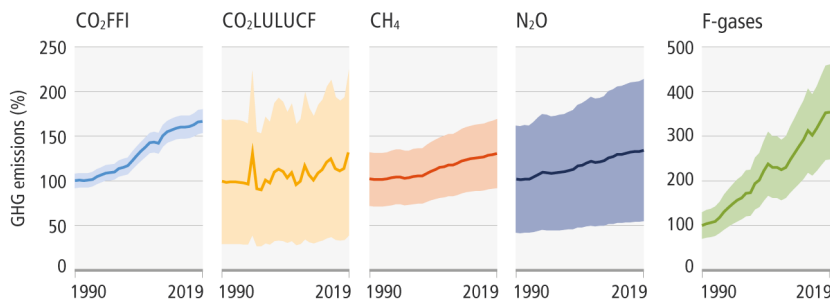
Les émissions de gaz à effet de serre continuent d'augmenter à des rythmes variables, depuis 1990.

Global net anthropogenic emissions have continued to rise across all major groups of greenhouse gases.

a. Global net anthropogenic GHG emissions 1990–2019⁽⁵⁾



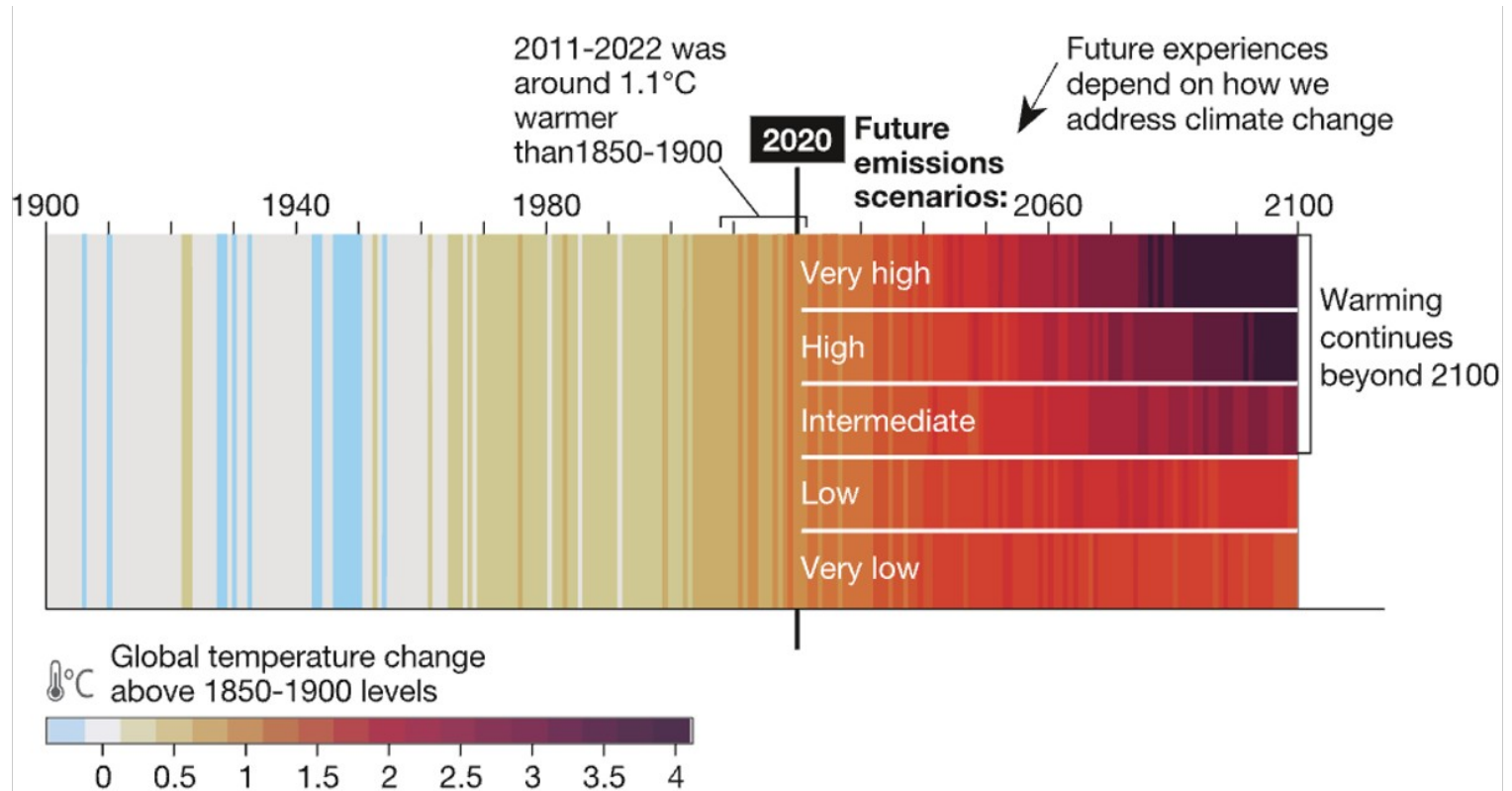
b. Global anthropogenic GHG emissions and uncertainties by gas – relative to 1990



The solid line indicates central estimate of emissions trends. The shaded area indicates the uncertainty range.

	2019 emissions (GtCO ₂ -eq)	1990–2019 increase (GtCO ₂ -eq)	Emissions in 2019, relative to 1990 (%)
CO ₂ FFI	38±3	15	167
CO ₂ LULUCF	6.6±4.6	1.6	133
CH ₄	11±3.2	2.4	129
N ₂ O	2.7±1.6	0.65	133
F-gases	1.4±0.41	0.97	354
Total	59±6.6	21	154

Evolution de la température de surface depuis 1900 et projections à l'horizon 2100



1. Les risques côtiers

Impacts de l'élévation du niveau des mers
Intensification des tempêtes

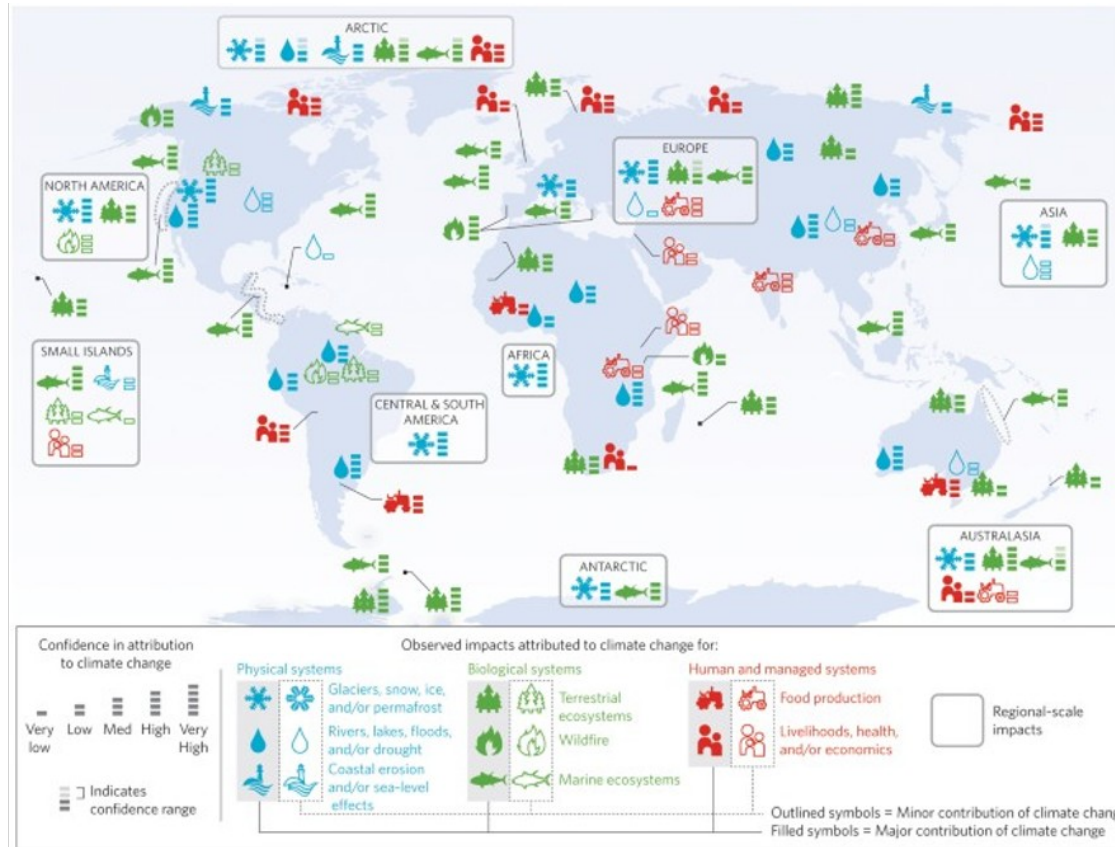
2. Modification du cycle de l'eau

Recul des glaciers, diminution du débit des fleuves, pénuries d'eau

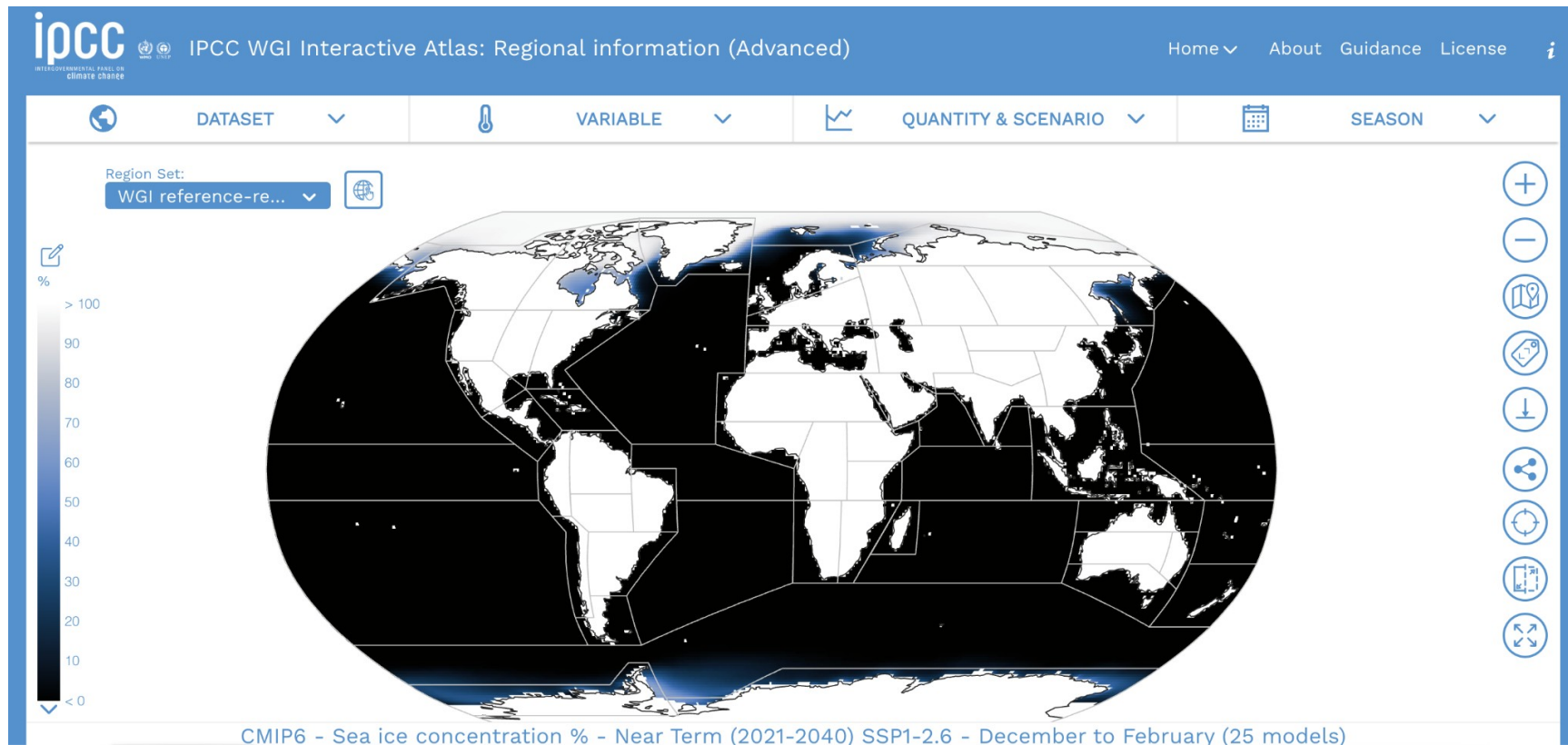
Intensification des sécheresses, des vagues de chaleur et des incendies de forêts (Ouest)

3. Perturbations écologiques

(décalages phénoménologiques, migration) et conséquences



Hansen, G., Cramer, W.
Global distribution of
observed climate change
impacts. *Nature Clim
Change* 5, 182–185
(2015)



<https://interactive-atlas.ipcc.ch/>

Exercice 1 : Observer l'évolution des climats régionaux depuis les années 1960

- Connectez-vous au **Regional Information**
- Allez dans : Dataset > Observations > ERA 5
- Sélectionnez : Quantity & Period > Quantity : Trend (°C per decade) > Period 1961-2015
- Sélectionnez tour à tour : Variable > Mean Temperature (°C) et Variable > Total Precipitation

Dans quelle(s) régions observe-t-on la plus forte élévation des températures ? et pour les précipitations ?

Exercice 2 : Quelles sont les prévisions climatiques à l'horizon 2040 ?

- Allez dans : Dataset > Model Projections > CMIP 6
- Sélectionnez Quantity & Period > Quantity : Change (°C) > Period 2021-2040 > Scenario SSP1 2.6
- Sélectionnez Variable > Mean Temperature (°C) et cliquez sur la région de votre choix.
- Sélectionnez la "Time Series" ou "Seasonal Stripes" - **De combien de degrés la température devrait-elle augmenter dans cette région ?**
- Sélectionnez maintenant le Scenario SSP2 4.5. Comment évolue la température dans la région ?

Bonus : Que veut dire "SSP" ? Quelles sont les différences entre les différents scénarii ?