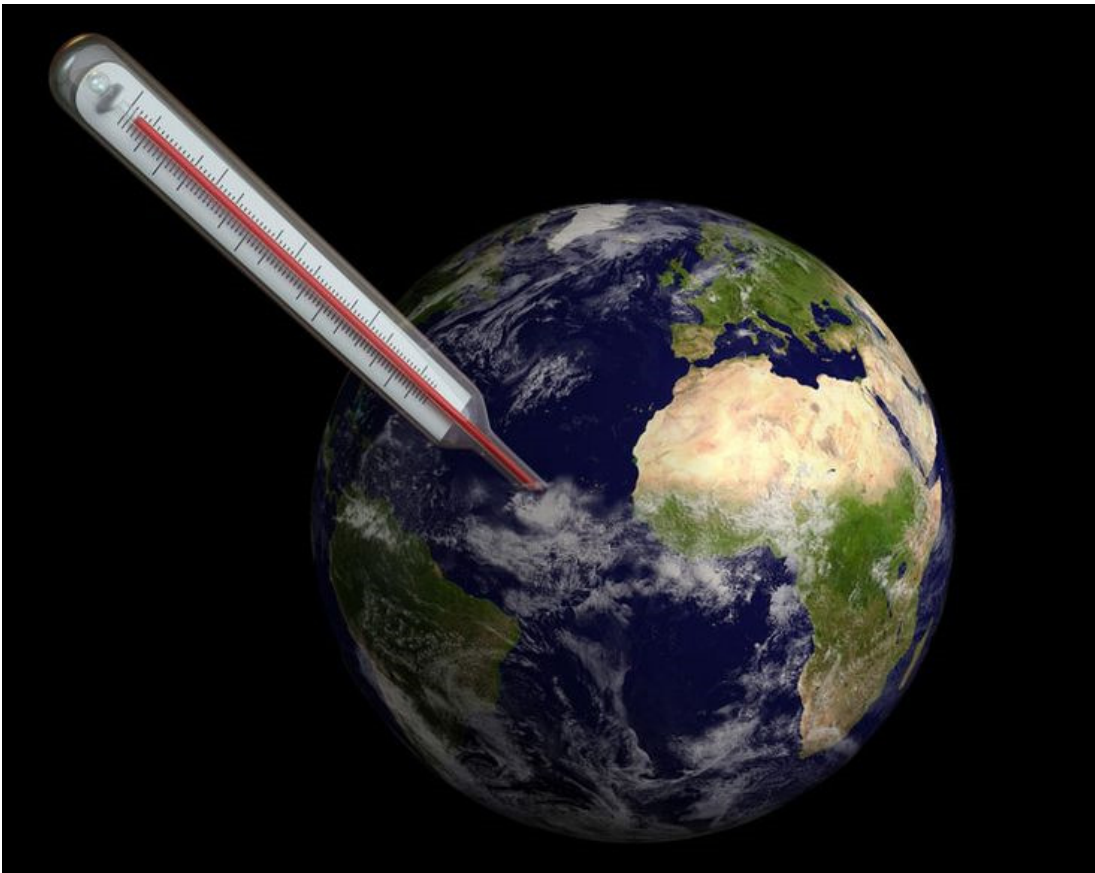


9 LES TRANSFERTS DE CHALEUR ET LA TEMPÉRATURE DE LA TERRE

Entre 1850 et aujourd'hui, on a ajouté dans l'atmosphère environ 472 Gt de carbone provenant des carburants fossiles. On va supposer qu'on va aller jusqu'à ajouter 3000 Gt de carbone. Quelle serait alors la concentration de CO₂ dans l'atmosphère si on suppose que 41 % du carbone émis reste dans l'atmosphère et quelle sera la température à la surface de la Terre ?

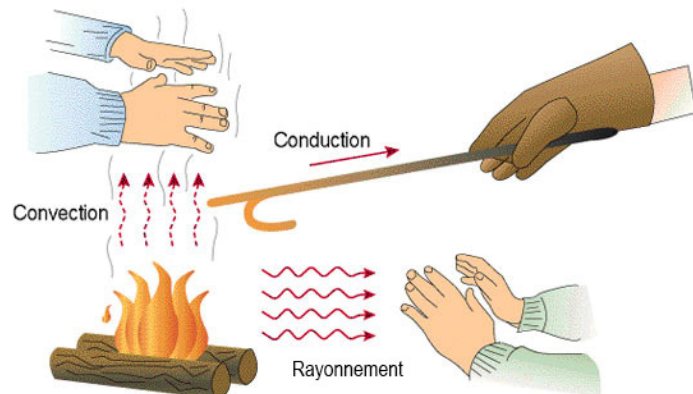


www.pinterest.co.uk/explore/solutions-of-global-warming/?lp=true

Découvrez comment résoudre ce problème dans ce chapitre.

9.1 LES TRANSFERTS DE CHALEUR

La chaleur est une forme d'énergie. Cette énergie peut passer d'un endroit à un autre. Il existe 3 façons de transporter cette énergie.



fr.wikipedia.org/wiki/Transfert_thermique

1) La conduction

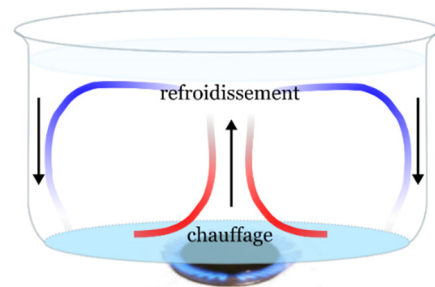
L'énergie peut premièrement se transmettre en se déplaçant dans la matière (qui elle reste immobile). Dans une substance, la chaleur est associée à l'énergie moyenne des atomes. Si l'énergie moyenne des atomes est plus grande dans une région de l'objet (ce qui signifie que la température est plus élevée à cet endroit), les collisions entre les atomes finiront par lentement transférer cette énergie dans la substance. La chaleur se déplace ainsi dans l'objet. C'est la chaleur qu'on finirait par ressentir dans notre main si on tenait l'extrémité d'une barre de fer dont l'autre extrémité est dans un feu. Avec le temps, la chaleur se propage dans la tige de fer et on ressent cette chaleur à l'autre bout de la tige.

2) La radiation

L'énergie peut aussi se déplacer sous forme de rayonnement. Tous les objets chauds émettent de l'énergie sous forme de rayonnement électromagnétique. L'objet chaud perd ainsi de l'énergie et les objets environnants reçoivent cette énergie. Si on place nos mains près d'un feu (mais pas au-dessus du feu), l'énergie qu'on reçoit vient du rayonnement émis par le bois et les gaz chauds du feu.

3) La convection

Avec la convection, l'énergie est transportée par des mouvements de matière dans laquelle est cette énergie. On peut observer ce mode de transport quand on fait bouillir de l'eau. Dans le chaudron, il se forme des tourbillons de matière qui transporte la chaleur à la surface. Si on place notre main au-dessus d'un feu, l'air qui monte amène beaucoup de chaleur à notre main. C'est alors la convection qui amène l'énergie à notre main.

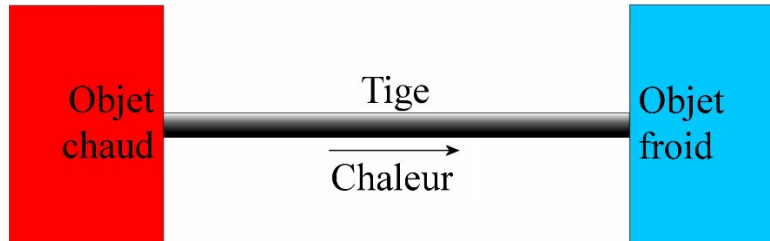


fr.wikipedia.org/wiki/Convection

Les calculs sont plutôt difficiles à faire dans le cas de la convection. Toutefois, on peut facilement calculer les transferts de chaleur dans les deux premiers cas.

9.2 LA CONDUCTION

Si on place une tige entre un objet chaud et un objet froid, la chaleur passera de l'objet chaud à l'objet froid en traversant la tige.



L'énergie qui passera par seconde dans la tige va dépendre de la différence de température entre les extrémités de la tige. Plus la différence de température sera grande, plus il passera d'énergie thermique dans la tige par seconde. On a donc

$$P \propto \Delta T$$

On utilise P , car le rythme de transfert de la chaleur est une puissance. Cette puissance est mesurée en watts (joules par seconde).

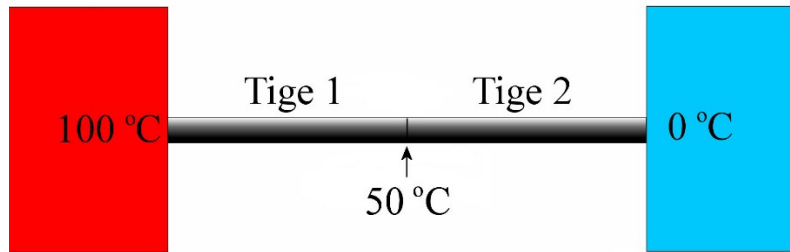
La puissance qui va passer dans la tige va également dépendre de la tige. Certaines tiges vont facilement laisser passer la chaleur alors que d'autres ne laisseront pas facilement passer la chaleur. On va donc définir la résistance thermique avec l'équation suivante.

$$P = \frac{1}{R} \Delta T$$

Cette équation indique simplement que le taux de transfert de la chaleur qui traverse la tige diminue si la résistance thermique de la tige augmente.

On peut assez facilement trouver comment cette résistance thermique change avec les dimensions de la tige. Imaginons premièrement une longue tige cylindrique qui relie un objet chaud à 100 °C et un objet froid à 0 °C. La chaleur traverse alors la tige avec la puissance P . Cette puissance doit être identique partout dans la tige à l'équilibre. Avec le même P partout dans la tige, il passe la même quantité de chaleur par seconde à chaque endroit de la tige et cela signifie que la chaleur ne s'accumule pas ou ne se raréfie pas à un endroit de la tige. Sans changement de quantité de chaleur, la température de chaque endroit de la tige reste constante.

Considérons maintenant que cette tige est en fait formée de 2 tiges identiques mises bout à bout.



Comme les tiges sont identiques, elles doivent avoir la même résistance thermique. Puisqu'elles doivent aussi avoir le même P , ΔT doit être le même pour les deux tiges. Cela signifie que la température à la jonction des deux tiges doit être à mi-chemin entre la température de l'objet chaud et celle de l'objet froid. Dans notre exemple, la température du point de jonction entre les tiges doit donc être à 50 °C.

Pour toute la tige (formée des deux parties), on a

$$P = \frac{1}{R} \Delta T$$

Pour chacune des 2 tiges plus courtes, on a

$$P = \frac{1}{R'} \frac{\Delta T}{2}$$

Comme les P sont identiques, on doit avoir

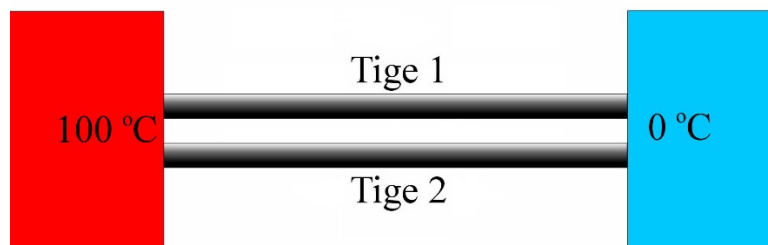
$$\frac{1}{R} \Delta T = \frac{1}{R'} \frac{\Delta T}{2}$$

Ce qui donne

$$R' = \frac{1}{2} R$$

Ainsi, la tige qui est 2 fois moins longue a 2 fois moins de résistance. La résistance thermique doit donc être proportionnelle à la longueur.

Imaginons maintenant qu'on place deux tiges identiques l'une à côté de l'autre.



Comme on a deux tiges, la puissance devrait être 2 fois plus grand pour un même ΔT . Ainsi, avec une seule tige, on a

$$P = \frac{1}{R} \Delta T$$

alors qu'avec 2 tiges, on a

$$P' = \frac{1}{R'} \Delta T$$

Puisque $P' = 2P$ (le taux est 2 fois plus élevé avec 2 tiges), on a

$$\begin{aligned} \frac{1}{R'} \Delta T &= 2 \frac{1}{R} \Delta T \\ R' &= \frac{1}{2} R \end{aligned}$$

La résistance thermique est maintenant 2 fois plus petite avec 2 tiges. Or, ces deux tiges l'une à côté de l'autre sont tout à fait identiques à une seule tige dont l'aire du bout est deux fois plus grande. Cela signifie qu'avec une aire du bout 2 fois plus grande, la résistance est thermique deux fois plus petite.

On en conclut donc que la résistance augmente avec la longueur de la tige et diminue avec l'aire du bout de la tige.

$$R \propto \frac{\ell}{A}$$

La constante de proportionnalité s'appelle la *conductivité thermique* et elle dépend uniquement de la substance qui compose la tige.

$$R = \frac{1}{k} \frac{\ell}{A}$$

La conductivité est en division parce que la résistance doit augmenter quand la conductivité diminue. L'équation du taux de transfert de chaleur devient donc

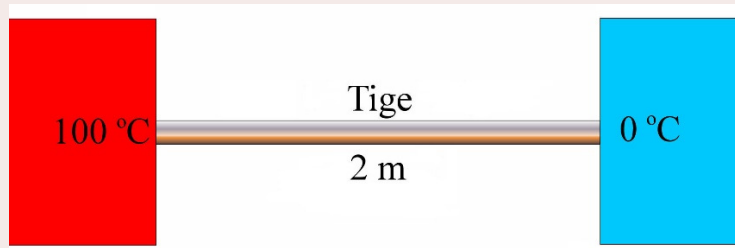
Taux de transfert de chaleur par conduction

$$P = k \frac{A}{\ell} \Delta T$$

Exemple 9.2.1

Un objet à 100 °C est à une distance de 2 mètres d'un autre objet à 0 °C. Les deux objets sont immenses et parfaitement conducteurs. On place alors une tige de cuivre ayant un

diamètre de 4 cm entre les deux objets. Quel est le taux de transfert de l'énergie thermique dans la tige sachant que la conductivité thermique du cuivre est de $398 \text{ W/m}^\circ\text{C}$?

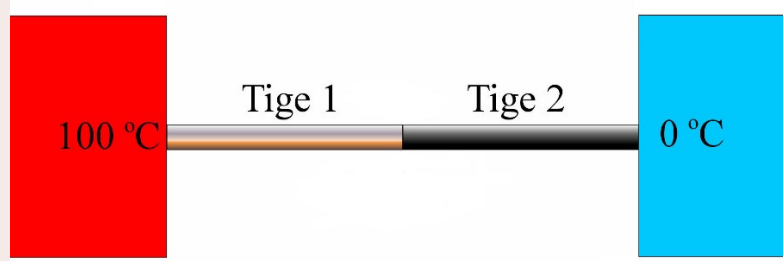


Le taux de transfert est

$$\begin{aligned}
 P &= k \frac{A}{\ell} \Delta T \\
 &= 398 \frac{\text{W}}{\text{m}^\circ\text{C}} \cdot \frac{\pi \cdot (0,02\text{m})^2}{2\text{m}} \cdot 100^\circ\text{C} \\
 &= 25,01\text{W}
 \end{aligned}$$

Exemple 9.2.2

Un objet à 100°C est à une distance de 2 mètres d'un autre objet à 0°C . Les deux objets sont immenses et parfaitement conducteurs. On relie les deux objets avec deux tiges mises en contact bout à bout ayant toutes deux une longueur de 1 m et un diamètre de 4 cm. Une tige est en cuivre (tige 1) et l'autre est en aluminium (tige 2). La conductivité thermique du cuivre est de $398 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ et la conductivité thermique de l'aluminium est de $239 \text{ W/m}^\circ\text{C}$.



a) Quelle est la température à la jonction des deux tiges ?

Comme la chaleur qui passe dans la tige 1 doit ensuite passer dans la tige 2, les valeurs de P doivent être identiques pour les deux tiges.

Pour la 1^{re} tige, on a

$$\begin{aligned}
 P &= k_1 \frac{A}{\ell} \Delta T \\
 &= k_1 \frac{A}{\ell} (100^\circ\text{C} - T_j)
 \end{aligned}$$

où T_j est la température à la jonction des tiges. Pour la tige 2, on a

$$\begin{aligned} P &= k_2 \frac{A}{\ell} \Delta T \\ &= k_2 \frac{A}{\ell} (T_j - 0^\circ\text{C}) \end{aligned}$$

Puisque les P sont égaux, on a

$$\begin{aligned} k_1 \frac{A}{\ell} (100^\circ\text{C} - T_j) &= k_2 \frac{A}{\ell} (T_j - 0^\circ\text{C}) \\ k_1 (100^\circ\text{C} - T_j) &= k_2 (T_j - 0^\circ\text{C}) \\ 398 \frac{\text{W}}{\text{m}^\circ\text{C}} \cdot (100^\circ\text{C} - T_j) &= 239 \frac{\text{W}}{\text{m}^\circ\text{C}} \cdot (T_j - 0^\circ\text{C}) \\ 39\,800^\circ\text{C} - 398 \cdot T_j &= 239 \cdot T_j \\ 39\,800^\circ\text{C} &= 637 \cdot T_j \\ T_j &= 62,48^\circ\text{C} \end{aligned}$$

b) Quel est le taux de transfert de chaleur (en W) dans les tiges ?

On peut trouver le taux de transfert en examinant n'importe laquelle des 2 tiges. Prenons la tige 1.

$$\begin{aligned} P &= k_1 \frac{A}{\ell} \Delta T \\ &= 398 \frac{\text{W}}{\text{m}^\circ\text{C}} \cdot \frac{\pi \cdot (0,02\text{m})^2}{1\text{m}} \cdot (100^\circ\text{C} - 62,48^\circ\text{C}) \\ &= 18,77\text{W} \end{aligned}$$

Dans ces exemples, on présume que la chaleur entre par un bout de la tige et qu'elle sort de l'autre bout de la tige sans aucune perte par les côtés de la tige. En réalité, on pourrait perdre de la chaleur par convection et par radiation sur les côtés.

Généralement, les métaux ont une conduction thermique élevée. Les électrons libres dans les métaux peuvent efficacement transférer l'énergie d'une partie à l'autre du métal.

Les gaz ne sont pas de très bons conducteurs de chaleur. La conductivité thermique de l'air ambiant est de seulement $0,026 \text{ W/m}^\circ\text{C}$. Cette conductivité est près de 15 000 fois plus petite que celle du cuivre. Leur faible densité fait en sorte qu'il n'y a pas beaucoup de collisions entre les atomes et que l'énergie ne passe pas facilement d'un endroit à l'autre. C'est pourquoi on utilise souvent l'air comme isolant thermique. Beaucoup de substances isolantes utilisées en construction contiennent beaucoup d'air, comme la couche d'air entre les vitres d'un double vitrage. C'est aussi l'air emprisonné dans certains textiles qui rendent certains vêtements particulièrement isolants. L'air isole bien pourvu qu'il soit emprisonné

et qu'il ne puisse pas se déplacer parce qu'il faut éviter qu'il y ait de la convection qui permettrait à la chaleur de se transmettre plus efficacement.

Notez que les récepteurs de température de votre corps ne mesurent pas vraiment la température des objets, ils mesurent plutôt le taux de transfert de chaleur (donc la puissance P) entre l'objet que vous touchez et votre corps. Un plancher de céramique semble plus froid qu'un tapis à la même température parce que la conductivité thermique de la céramique est beaucoup plus grande. La chaleur peut donc facilement passer de votre corps à la céramique et cette perte de chaleur rapide est interprétée comme une température froide par votre cerveau. Si vous placez vos mains gelées dans l'eau chaude, l'eau semble anormalement chaude parce que le transfert de chaleur est plus important par rapport à la même situation quand vos mains ne sont pas gelées.

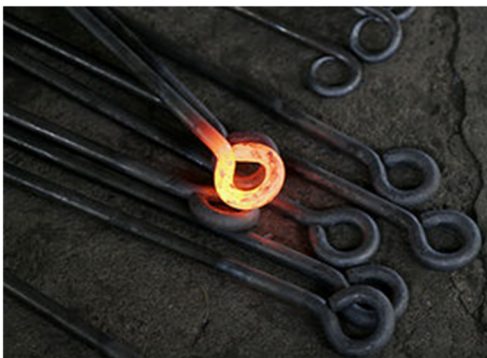
Les substances ayant une faible conductivité ne peuvent pas transférer la chaleur rapidement à votre corps. Les gens peuvent marcher sur des braises brûlantes parce que la conductivité thermique du bois est relativement petite. Le bois, même s'il est très chaud, a beaucoup de difficulté à donner sa chaleur à votre corps et c'est pourquoi on peut marcher sur les braises sans se brûler. L'image de droite montre une personne qui tient un morceau de matériau autrefois utilisé pour former le bouclier thermique de la navette spatiale. On peut tenir ce matériau dans nos mains même si sa température est de plusieurs centaines de degrés Celsius parce que sa conductivité thermique est extrêmement faible. Comme la chaleur ne peut pas quitter le matériau, on ne se brûle pas.



gigazine.net/gsc_news/en/20200324-picking-up-hot-space-shuttle-tiles/

9.3 LE RAYONNEMENT ÉMIS PAR LES OBJETS CHAUDS

Résultats expérimentaux du 19^e siècle



en.wikipedia.org/wiki/Thermal_radiation

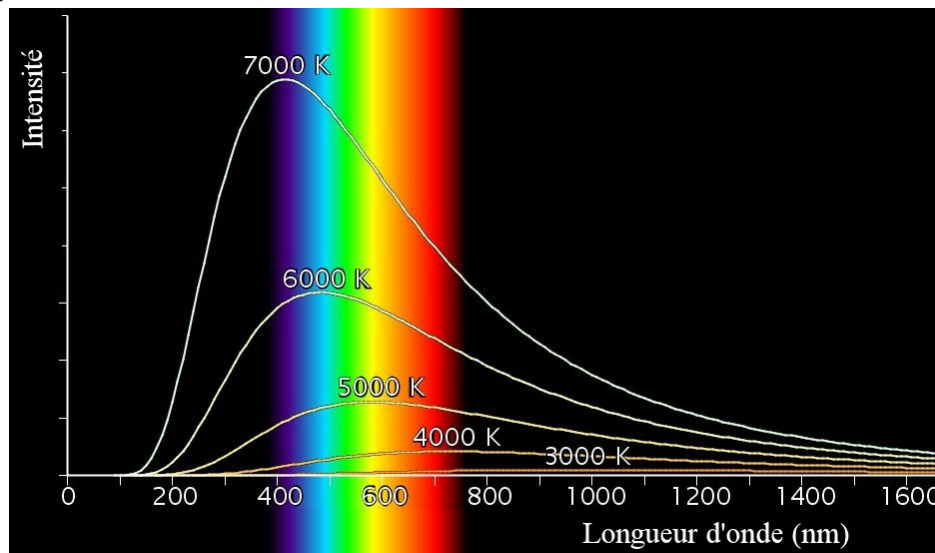
Les objets chauds émettent des ondes électromagnétiques. Tous les objets émettent du rayonnement si leur température est supérieure à 0 K. On a déjà parlé de ce phénomène dans la section sur le spectre électromagnétique. Par exemple, cet anneau métallique chauffé à plusieurs centaines de degrés Celsius émet un rayonnement plutôt rouge-orange.

Dès 1792, un fabricant de porcelaine anglais nommé Thomas Wedgwood nota le premier

qu'il y a un lien entre la couleur et la température. Il remarqua que tous ses fours très chauds émettaient exactement la même teinte de rouge quand ils étaient à la même température, peu importe leur forme, leur taille ou la façon dont ils étaient construits. Les observations faites par de nombreux physiciens au cours des années suivantes confirmèrent que la couleur de la lumière émise dépend uniquement de la température. Le rayonnement émis par un objet à 300 K est invisible (c'est de l'infrarouge). Si on chauffe l'objet, il commence à émettre du rouge à environ 700 K. Puis, si on le chauffe encore plus, sa couleur passe du rouge à l'orange, au jaune, au blanc puis au bleu. Voici une animation montrant comment change la couleur de la lumière émise par un objet en fonction de sa température.

<http://www.youtube.com/watch?v=jCTmN7HY76k>

En fait, ce rayonnement n'est pas monochromatique (une seule couleur ou longueur d'onde). Voici ce qu'on obtient quand on fait le graphique de l'intensité du rayonnement en fonction de la longueur d'onde pour des objets à 3000 K, 4000 K, 5000 K, 6000 K et 7000 K.



www.astrosurf.com/spectro david/page_resultats_basse_resolution_au_SA100.htm

Le graphique montre qu'il y a un pic d'émission à une certaine longueur d'onde et que la longueur d'onde de ce pic dépend de la température de l'objet. Plus l'objet est chaud, plus la longueur d'onde du pic est petite. On va appeler cette longueur d'onde du pic d'émission λ_{pic} . En 1893, on découvre la loi suivante.

Longueur d'onde du pic d'émission (Loi de Wien)

$$\lambda_{pic} = \frac{2,898 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{K}}{T}$$

où T est la température de l'objet.

Un objet à 6000 K émet donc plusieurs longueurs d'onde et le maximum d'émission est à 483 nm (qui est dans le bleu). Comme, pour la lumière visible, il y a un peu plus de bleu que des autres couleurs, l'objet émet un rayonnement un peu bleuté.

L'aire sous la courbe représente la puissance rayonnée par unité de surface par l'objet. On remarque que l'aire augmente avec la température. Si un objet est plus chaud, alors il y a plus d'énergie rayonnée par unité de surface. En fait, la puissance rayonnée augmente très vite avec la température puisqu'elle suit cette loi, découverte en 1879.

Puissance rayonnée par un objet chaud (loi de Stephan-Boltzmann)

$$P = \varepsilon \sigma A T^4$$

où σ est une constante valant $5,67037 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$, A est l'aire de l'objet et T est la température de l'objet (en kelvins). Le facteur ε est l'*émissivité*. Les conditions d'équilibre demandent que cette émissivité soit identique à la proportion du rayonnement qui est absorbé par l'objet quand de la lumière arrive sur l'objet. Si l'objet absorbe 80 % de la lumière reçue, alors l'émissivité est de 0,8. La valeur de ε est de 1 pour un objet parfaitement noir qui absorbe tout le rayonnement qui arrive sur l'objet. La valeur de ε est de 0 pour un objet qui reflète tout le rayonnement qui arrive sur l'objet. La valeur de ε se situe donc entre 0 et 1.

Ces résultats sont précieux en astrophysique, car ils permettent de connaître plusieurs caractéristiques des étoiles puisqu'elles rayonnent (presque) comme des objets chauds parfaitement noirs, ce qui veut dire que ε est pratiquement égal à 1 pour les étoiles.

Exemple 9.3.1

La lumière émise par l'étoile Sirius a une puissance de $1,003 \times 10^{28} \text{ W}$ (soit 26,2 fois la luminosité du Soleil) et un pic d'émissivité à 291,5 nm.

- a) Quelle est la température de surface de cette étoile ?

On peut trouver la température avec la formule du pic d'émissivité.

$$\lambda_{pic} = \frac{2,898 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{K}}{T}$$

$$291,5 \times 10^{-9} \text{ m} = \frac{2,898 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{K}}{T}$$

$$T = 9940 \text{ K}$$

- b) Quel est le rayon de cette étoile ?

On trouve l'aire de la surface de cette étoile avec la formule de la puissance.

$$P = \varepsilon \sigma A T^4$$

$$1,003 \times 10^{28} \text{ W} = 1 \cdot 5,67037 \times 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4} \cdot A \cdot (9940 \text{ K})^4$$

$$A = 1,812 \times 10^{19} \text{ m}^2$$

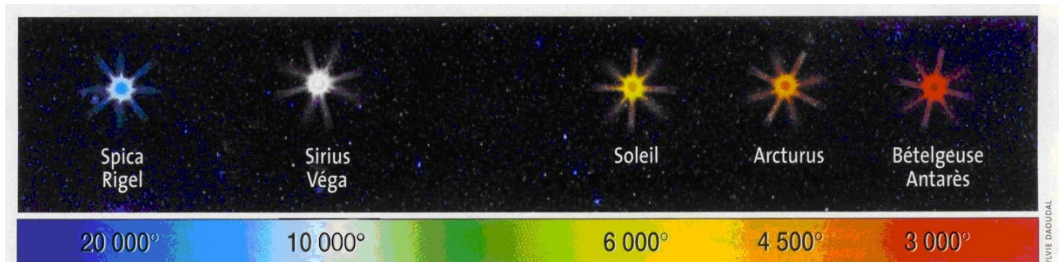
Comme l'aire d'une sphère est $4\pi r^2$, on a

$$4\pi r^2 = 1,812 \times 10^{19} \text{ m}^2$$

$$r = 1,201 \times 10^9 \text{ m}$$

(Ce qui est 1,73 fois le rayon du Soleil.)

Comme les étoiles rayonnent comme des objets chauds et que la couleur de la lumière émise dépend de la température, la couleur de l'étoile est une indication assez évidente de la température de surface.



physiquechimieedgarpoe.wordpress.com/2010/10/20/20102010/

On voit bien cette différence pour Albiréo, un système d'étoile double (deux étoiles en orbite autour de leur centre de masse).

L'étoile orange (Albiréo A) a une température de 4383 K alors que l'étoile bleue (Albiréo B) a une température de 13 200 K.

www.astronomy.com/science/101-must-see-cosmic-objects-albireo/



Mesure de la température à l'aide du rayonnement

On peut mesurer la température d'un objet à partir du rayonnement qu'il émet. Certains métallurgistes peuvent estimer assez précisément la température d'un four uniquement à partir de la couleur de la lumière émise par le four.

On peut aussi acheter des thermomètres qui déterminent la température avec le rayonnement. L'image montre un de ces thermomètres pour mesurer la température du corps, un genre de thermomètre très utilisé lors de la pandémie de covid-19.

Le thermomètre ne fait pas l'étude de tout le spectre émis par l'objet. Une simple mesure d'une partie du rayonnement infrarouge suffit. La grandeur de la zone examinée varie selon la qualité de l'appareil et si la zone est trop grande, l'appareil va donner un genre de moyenne si la température n'est pas uniforme (c'est la quatrième racine de la moyenne de T^4).



www.quirumed.com/uk/contactless-infrared-thermometer.html

Ce genre de thermomètre peut avoir bien de la difficulté à distinguer la lumière émise par l'objet chaud et la lumière simplement réfléchiée par l'objet. Le thermomètre fonctionnera mieux si l'objet absorbe pratiquement tout le rayonnement infrarouge qui arrive sur lui pour qu'il n'y ait pas de réflexion. Si l'objet réfléchit beaucoup d'infrarouges ou s'il est transparent en infrarouge, la température pourrait être complètement erronée. Comme la peau ne reflète que 2 % de la lumière infrarouge, les mesures de température du corps faites avec un thermomètre optique sont très fiables. Par contre, la mesure de la température d'un objet métallique, qui reflète beaucoup la lumière, risque de donner la température de l'objet qui est la source de la lumière réfléchiée. De plus, il ne faut jamais mesurer la température d'un objet froid entouré d'objets chauds avec un thermomètre optique. Comme le rayonnement augmente très rapidement avec la température, le faible rayonnement de l'objet froid risque d'être complètement noyé dans le rayonnement des objets chauds qui se réfléchissent même si le pourcentage de lumière réfléchiée par l'objet est relativement faible.

Un objet dans un milieu à température T_0

Notez que si un objet est dans un milieu qui a une température T_0 , comme de l'air par exemple, alors ce milieu va aussi émettre du rayonnement et l'objet dans le milieu va recevoir cette énergie. L'énergie reçue par l'objet sera donnée par

$$P = \epsilon \sigma A T_0^4$$

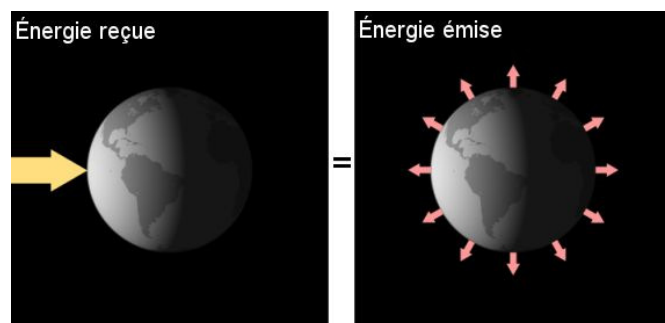
Ainsi, l'énergie nette émise par l'objet sera

$$\begin{aligned} P &= P_{\text{émise}} - P_{\text{reçue}} \\ &= \epsilon \sigma A T^4 - \epsilon \sigma A T_0^4 \\ &= \epsilon \sigma A (T^4 - T_0^4) \end{aligned}$$

Si on voulait être très précis, on prendrait $T_0 = 3 \text{ K}$ quand on fait le calcul pour les étoiles puisque la température de l'univers est de 3 K (mais ça ne change pas beaucoup le résultat).

9.4 LA TEMPÉRATURE DE SURFACE D'UNE PLANÈTE

La température d'une planète est déterminée par l'énergie reçue de l'étoile et l'énergie émise par la planète due au rayonnement des objets chaud. À l'équilibre, l'énergie reçue par seconde de l'étoile doit être égale à l'énergie émise par seconde par la planète.



feww.wordpress.com/2009/01/21/earth-s-climate-a-solar-powered-system/

Si la planète reçoit plus d'énergie par seconde qu'elle en émet, elle accumule de l'énergie et sa température augmente. Si la planète reçoit moins d'énergie par seconde qu'elle en émet, elle perd de l'énergie et sa température diminue.

La puissance reçue

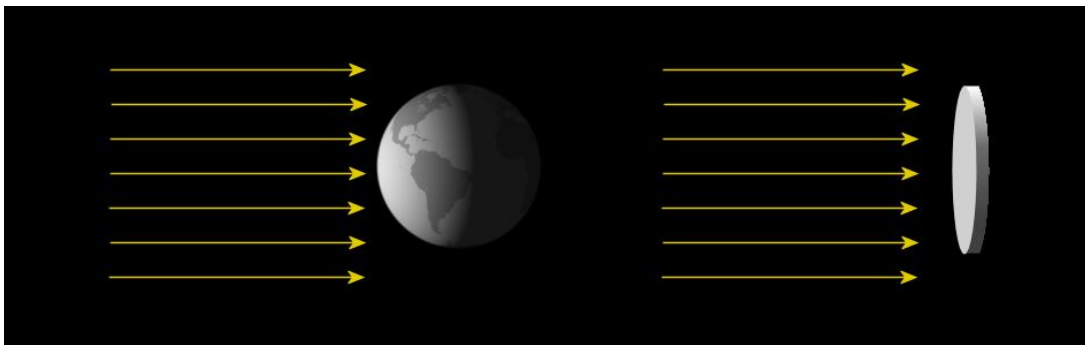
Les planètes reçoivent de la lumière de leur étoile. Comme les étoiles sont une source isotrope, on trouve l'intensité de la lumière reçue de l'étoile avec la formule suivante.

$$I = \frac{P_{\text{étoile}}}{4\pi D^2}$$

où D est la distance entre la planète et l'étoile. Pour la Terre, la puissance du Soleil est de $3,828 \times 10^{26}$ W et la distance entre le Soleil et la Terre est de $1,496 \times 10^{11}$ m. L'intensité de la lumière reçue par la Terre est donc

$$\begin{aligned} I &= \frac{P_{\text{étoile}}}{4\pi D^2} \\ &= \frac{3,828 \times 10^{26} \text{ W}}{4\pi \cdot (1,496 \times 10^{11} \text{ m})^2} \\ &= 1361,1 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \end{aligned}$$

On calcule l'énergie reçue par la planète en considérant la planète comme un capteur circulaire ayant le même rayon que la planète. En effet, l'énergie captée est la même avec un cercle plat, car on reçoit la même quantité de rayons lumineux.



feww.wordpress.com/2009/01/21/earth-s-climate-a-solar-powered-system/

La puissance captée est donc

$$\begin{aligned} P_{\text{recue}} &= IA \\ &= I\pi R_{\text{planète}}^2 \end{aligned}$$

On utilise souvent la valeur de Q , qui est la puissance moyenne reçue par unité de surface sur Terre (qu'on appelle le flux moyen). Ce flux est

$$\begin{aligned}
 Q &= \frac{P_{recue}}{A_{planète}} \\
 &= \frac{I\pi R_{planète}^2}{4\pi R_{planète}^2} \\
 &= \frac{I}{4}
 \end{aligned}$$

Sachant que $I = P_{étoile} / 4\pi D^2$, on arrive donc aux formules suivantes pour Q .

Flux moyen (puissance moyenne par unité de surface) arrivant sur une planète

$$Q = \frac{I}{4} = \frac{P_{étoile}}{16\pi D^2}$$

Le flux moyen reçu par la Terre est donc

$$\begin{aligned}
 Q &= \frac{I}{4} \\
 &= \frac{1361,1 \frac{W}{m^2}}{4} \\
 &= 340,275 \frac{W}{m^2}
 \end{aligned}$$

C'est la puissance moyenne que chaque mètre carré de la surface de la Terre reçoit du Soleil. Évidemment, il y a des régions qui en reçoivent plus (près de l'équateur) et d'autres qui en reçoivent moins (près des pôles). Cette valeur est une moyenne pour toute la surface de la Terre.

Ceci serait le flux moyen reçu si toute la lumière était absorbée par la planète. C'est ce qu'on aurait avec une planète parfaitement noire. Toutefois, on sait que les objets n'absorbent pas toute l'énergie reçue. Pour une planète, le pourcentage de lumière réfléchié s'appelle l'*albédo*. (On aura pu aussi utiliser l'émissivité ε pour prendre en compte cette réflexion.) Dans le cas de la Terre, l'albédo est de 30 % ($A = 0,30$). La puissance captée représente uniquement le pourcentage qui reste après la réflexion. Il faut donc multiplier la puissance reçue par $1 - A$ pour garder uniquement ce qui est réellement capté. On a alors

$$Q_{capté} = Q(1 - A)$$

La puissance émise

Selon la loi de Stephan-Boltzmann, la puissance émise par la Terre (qui est une sphère) à une température T est

$$P_{émise} = \varepsilon\sigma AT^4$$

En infrarouge (puisque c'est essentiellement ce qu'une planète va émettre), l'émissivité ε de la Terre est presque 1. On va donc simplifier un peu en utilisant $\varepsilon = 1$. Le flux moyen émis est égal à la puissance par unité de surface. Donc, ce flux moyen est

$$\begin{aligned} F_{\text{émis}} &= \frac{P_{\text{émise}}}{A} \\ &= \frac{\varepsilon \sigma A T^4}{A} \\ &= \sigma T^4 \end{aligned}$$

La température de surface

On trouve la température d'équilibre en égalant le flux moyen reçu et le flux moyen émis.

$$\begin{aligned} Q_{\text{capté}} &= F_{\text{émis}} \\ Q(1-A) &= \sigma T_e^4 \end{aligned}$$

(où T_e est la température d'équilibre). Avec cette équation, on obtient la température.

Température d'équilibre à la surface d'une planète

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{Q(1-A)}{\sigma}}$$



Erreur fréquente : faire la racine carrée plutôt que la racine quatrième

Attention, la racine est une racine quatrième.

Voyons ce que cela donne pour la Terre.

Exemple 9.4.1

Quelle est la température d'équilibre de la Terre si l'albédo de la Terre est de 0,30 ?

La température est

$$\begin{aligned} T_e &= \sqrt[4]{\frac{Q(1-A)}{\sigma}} \\ &= \sqrt[4]{\frac{340,275 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \cdot (1-0,30)}{5,67037 \times 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}}} \end{aligned}$$

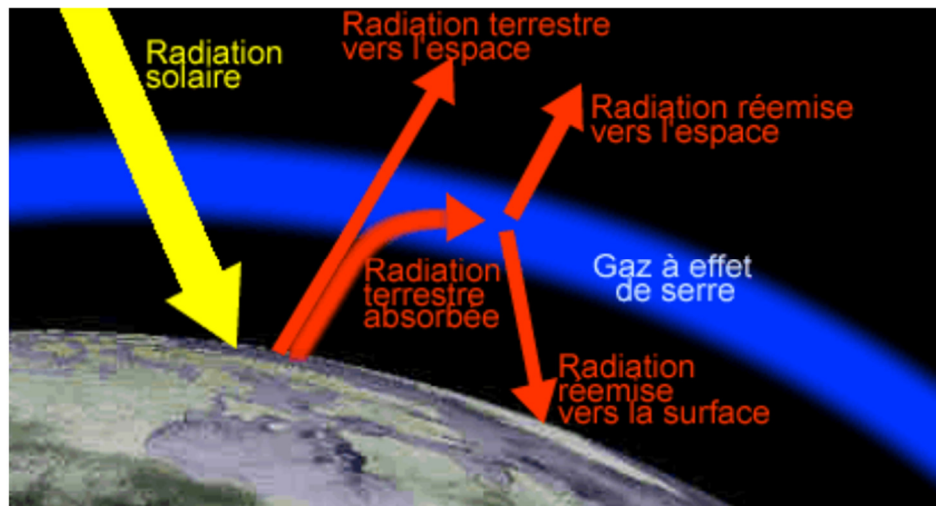
$$= 254,58K$$

$$= -18,57^{\circ}C$$

Ça semble un peu bas. Ce serait effectivement la température d'équilibre de la Terre s'il n'y avait pas d'atmosphère. (Quoique l'albédo de la Terre serait plus petit s'il n'y avait pas d'atmosphère puisqu'il n'y aurait pas de nuages, ce qui donnerait une Terre plus chaude...)

9.5 L'EFFET DE SERRE

La température à la surface de la Terre est plus élevée que ce que prévoit la formule de température parce qu'il y a de l'effet de serre. Cet effet de serre est fait par l'atmosphère qui absorbe une partie du rayonnement émis par la Terre (et un peu du rayonnement arrivant du Soleil). Cela réchauffe l'atmosphère qui commence alors à émettre aussi un rayonnement d'objet chaud qui va réchauffer la surface de la Terre.



arxiv.org/pdf/2305.14433.pdf

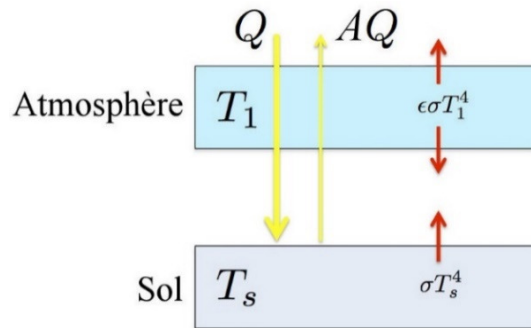
L'idée n'est pas nouvelle. Elle a été formulée dès 1824 par Joseph Fourier, mais ce dernier n'a pas la moindre idée de ce qui pourrait bien absorber le rayonnement dans l'atmosphère et il ne fait pas de calcul pour déterminer le réchauffement qu'un tel mécanisme peut engendrer. Le mécanisme va commencer à se préciser avec les mesures de l'absorption du rayonnement infrarouge par les gaz par John Tyndall en 1859 et avec les calculs de température par Svante Arrhenius en 1896.

Modèle à une couche

On va commencer par un modèle relativement simple en supposant que l'atmosphère est une simple couche qui absorbe le rayonnement. Dans notre modèle simple, la couche absorbe uniquement le rayonnement émis par la Terre alors qu'elle n'absorbe pas du tout le rayonnement en provenance du Soleil. Cette approximation n'est pas complètement insensée parce que l'atmosphère absorbe très peu le rayonnement dans la partie visible du

spectre (que le Soleil émet) alors qu'elle absorbe bien le rayonnement infrarouge (que la Terre émet).

Dans ce modèle à une couche, la surface de la planète est à une température T_s et l'atmosphère est à une température T_1 . On voit le flux Q qui arrive du Soleil et la partie AQ qui est réfléchiée par la surface. On voit également le flux émis par la surface est σT_s^4 .



www.atmos.albany.edu/facstaff/brose/classes/ATM623_Spring2015/Notes/Lectures/Lecture06%20-%20Elementary%20greenhouse%20models.html

La couche d'atmosphère n'absorbe pas tout le rayonnement émis par la Terre. Elle absorbe une proportion ε du rayonnement émis par la Terre. Par exemple, si $\varepsilon = 0,5$, alors la couche atmosphérique absorbe 50 % du rayonnement émis par la Terre. Ce ε est donc l'émissivité et cela signifie que la puissance émise par l'atmosphère est

$$P = \varepsilon \sigma A T_1^4$$

et que le flux moyen émis par l'atmosphère est

$$F = \varepsilon \sigma T_1^4$$

Équation pour le sol

À l'équilibre, le flux moyen reçu par le sol doit être égal au flux moyen émis par le sol de sorte que le sol n'accumule pas ou ne perde pas d'énergie.

L'équation de l'équilibre est donc

Flux reçu du Soleil + flux reçu de l'atmosphère = flux émis par le sol

$$Q(1 - A) + \varepsilon \sigma T_1^4 = \sigma T_s^4$$

Sans effet de serre, on avait

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{Q(1 - A)}{\sigma}}$$

Cela signifie que

$$Q(1 - A) = \sigma T_e^4$$

On peut donc écrire l'équation des flux pour le sol sous la forme suivante.

$$\sigma T_e^4 + \varepsilon \sigma T_1^4 = \sigma T_s^4$$

$$T_e^4 + \varepsilon T_1^4 = T_s^4$$

Équation pour l'atmosphère

À l'équilibre, le flux d'énergie reçu par l'atmosphère doit être égal au flux d'énergie émis par l'atmosphère de sorte que l'atmosphère n'accumule pas ou ne perde pas d'énergie.

L'équation de l'équilibre est donc

Flux reçu du sol = flux émis par l'atmosphère

$$\varepsilon\sigma T_s^4 = 2\varepsilon\sigma T_1^4$$

Le flux reçu est $\varepsilon\sigma T_s^4$, car l'atmosphère absorbe seulement la fraction ε de l'énergie émise par le sol. En simplifiant l'équation, on arrive à

$$T_s^4 = 2T_1^4$$

Solution des équations

On a obtenu les 2 équations suivantes.

$$T_e^4 + \varepsilon T_1^4 = T_s^4$$

$$T_s^4 = 2T_1^4$$

Si on utilise la 2^e équation dans la 1^{re} équation, on a

$$T_e^4 + \varepsilon T_1^4 = T_s^4$$

$$T_e^4 + \frac{1}{2}\varepsilon T_s^4 = T_s^4$$

$$2T_e^4 + \varepsilon T_s^4 = 2T_s^4$$

$$2T_e^4 = 2T_s^4 - \varepsilon T_s^4$$

$$2T_e^4 = (2 - \varepsilon)T_s^4$$

$$T_s^4 = \frac{2}{2 - \varepsilon} T_e^4$$

De là, on trouve

$$T_s = T_e \sqrt[4]{\frac{2}{2 - \varepsilon}}$$

On peut ensuite trouver la température de l'atmosphère

$$T_s^4 = 2T_1^4$$

$$\frac{2}{2 - \varepsilon} T_e^4 = 2T_1^4$$

$$T_1^4 = \frac{1}{2 - \varepsilon} T_e^4$$

Ce qui donne

$$T_1 = T_e \sqrt[4]{\frac{1}{2 - \varepsilon}}$$

Exemple 9.5.1

Les mesures indiquent que l'atmosphère absorbe 71 % du rayonnement infrarouge émis par la Terre, ce qui signifie que $\varepsilon = 0,71$. La température d'équilibre sans effet de serre est de 254,59 K.

- a) Quelle devrait être la température du sol selon le modèle à une couche ?

La température du sol devrait être

$$\begin{aligned} T_s &= T_e \sqrt[4]{\frac{2}{2 - \varepsilon}} \\ &= 254,58K \cdot \sqrt[4]{\frac{2}{2 - 0,71}} \\ &= 284,08K \\ &= 10,93^\circ C \end{aligned}$$

- b) Quelle devrait être la température de l'atmosphère selon le modèle à une couche ?

La température de l'atmosphère devrait être

$$\begin{aligned} T_1 &= T_e \sqrt[4]{\frac{1}{2 - \varepsilon}} \\ &= 254,58K \cdot \sqrt[4]{\frac{1}{2 - 0,71}} \\ &= 238,88K \\ &= -34,27^\circ C \end{aligned}$$

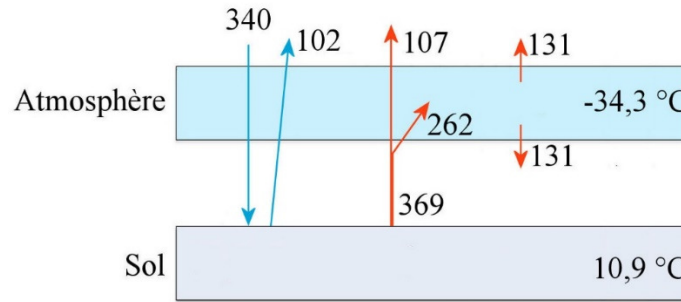
On peut aussi calculer les flux moyens. Le flux émis par le sol serait

$$\begin{aligned} \sigma T_s^4 &= 5,67037 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4} \cdot (284,08K)^4 \\ &= 369,30 \frac{W}{m^2} \end{aligned}$$

et le flux émis par l'atmosphère serait de

$$\begin{aligned} \varepsilon \sigma T_1^4 &= 0,71 \cdot 5,67037 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4} \cdot (238,88K)^4 \\ &= 131,10 \frac{W}{m^2} \end{aligned}$$

L'image suivante vous montre le bilan radiatif de la Terre et de son atmosphère (les flux sont en W/m^2).



On voit qu'il y a équilibre pour le sol, l'atmosphère et le rayonnement au-dessus de l'atmosphère. Le flux émis dans l'espace au-dessus de l'atmosphère est la somme du flux réfléchi (102 W/m^2), de l'énergie rayonnée par le sol qui n'est pas absorbée par l'atmosphère (107 W/m^2) et du flux émis par l'atmosphère vers l'espace (131 W/m^2). La somme de ces trois flux est de 340 W/m^2 , soit le même flux que celui reçu. On constate aussi que le flux reçu par le sol ($340 \text{ W/m}^2 - 102 \text{ W/m}^2 + 131 \text{ W/m}^2$) est aussi égal au flux émis par le sol (369 W/m^2) et que le flux reçu par l'atmosphère ($369 \text{ W/m}^2 - 107 \text{ W/m}^2 = 262 \text{ W/m}^2$) est aussi égal au flux émis par l'atmosphère (2 fois 131 W/m^2).

Modèle à plusieurs couches

On peut améliorer ce modèle en séparant l'atmosphère en plusieurs couches. On peut le faire avec 2, 3, 4... couches. Par exemple, voici ce qu'on obtient avec un modèle à deux couches. Les températures sont

$$T_s^4 = \frac{2 + \varepsilon_c}{2 - \varepsilon_c} T_e^4 \quad T_1^4 = \frac{1}{2 - \varepsilon_c} T_e^4 \quad T_2^4 = \frac{1 + \varepsilon_c}{2 - \varepsilon_c} T_e^4$$

Dans les formules qui suivent, ε_c est l'absorption de chaque couche, pas de l'ensemble de toutes les couches. L'indice 1 fait référence à la 1^{re} couche de l'atmosphère (celle qui a la plus grande altitude) et l'indice 2 fait référence à la 2^e couche de l'atmosphère.

(Vous pouvez voir les preuves de ces formules et de celles des autres modèles à plusieurs couches et dans ce document

<https://physique.merici.ca/ondes/multicouches.pdf>.)

Si on veut que l'absorption totale de l'atmosphère soit de 0,71 (comme on avait avec une seule couche), il faut que chaque couche ait $\varepsilon_c = 0,4615$. On trouve cette valeur à partir de la transmission (qui est $t = 1 - \varepsilon$) de chaque couche. Si une couche laisse passer une proportion t_c du rayonnement, alors n couches laisseront passer une proportion du rayonnement égale à t_c^n . Puisque l'atmosphère au complet laisse passer 29 % de la lumière, on doit avoir, pour 2 couches,

$$t_c^2 = 0,29$$

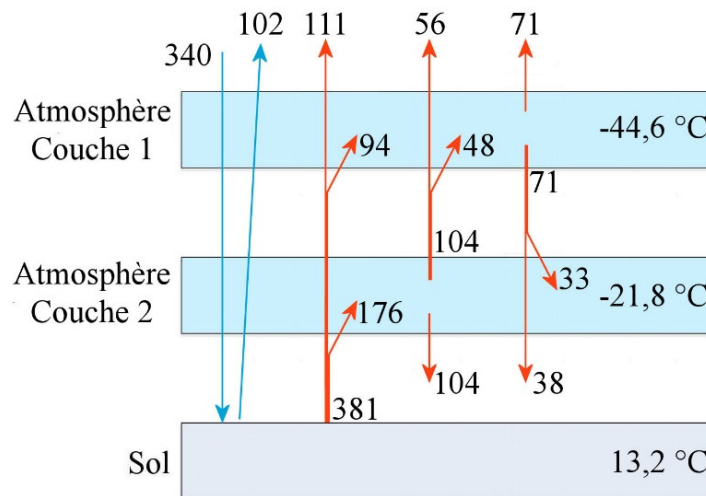
Ce qui donne

$$t_c = 0,5385$$

Ainsi, l'absorption faite par chaque couche doit être

$$\begin{aligned}\varepsilon_c &= 1 - t_c \\ &= 1 - 0,5385 \\ &= 0,4615\end{aligned}$$

Avec cette valeur, on obtient les températures et les flux suivants (en W/m²).



Notez que l'atmosphère n'est pas séparée en couches d'épaisseur égale. Elle est séparée en couches d'absorption égale. Chaque couche a le même coefficient d'absorption.

On voit que la température du sol augmente légèrement avec un modèle avec 2 couches par rapport au modèle avec une seule couche (13,2 °C au lieu de 10,9 °C).

Voyons maintenant ce qu'on obtient si on augmente le nombre de couches. Plus il y a de couches, plus le modèle devient réaliste. On n'a pas besoin de savoir la température de toutes les couches, on a seulement besoin de connaître la température à la surface de la Terre. Voici comment change la température du sol à mesure qu'on augmente le nombre de couches.

3 couches

$$T_s^4 = \frac{2 + 2\varepsilon_c}{2 - \varepsilon_c} T_e^4$$

4 couches

$$T_s^4 = \frac{2 + 3\varepsilon_c}{2 - \varepsilon_c} T_e^4$$

5 couches

$$T_s^4 = \frac{2 + 4\varepsilon_c}{2 - \varepsilon_c} T_e^4$$

Avec N couches, on a

$$T_s^4 = \frac{2 + (N-1)\varepsilon_c}{2 - \varepsilon_c} T_e^4$$

On peut alors faire la limite avec une infinité de couches minces. Notez qu'avec une infinité de couches, le coefficient d'absorption de chaque couche ε_c tend vers 0. Le résultat de cette limite est

$$T_s^4 = \left(1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}\right) T_e^4$$

où ε est le coefficient d'absorption totale de l'atmosphère. Cliquez ici pour la preuve.

<https://physique.merici.ca/ondes/limiteinfinicouches.pdf>

On obtient donc

Température à la surface d'une planète (avec l'effet de serre)

$$T_s = T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}}$$

Exemple 9.5.2

Quelle devrait être la température moyenne à la surface de la Terre si le coefficient ε est de 0,71 ?

La température est

$$\begin{aligned} T_s &= T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}} \\ &= 254,58 K \cdot \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - 0,71}} \\ &= 254,58 K \cdot 1,1280 \\ &= 287,17 K \\ &= 14,02^\circ C \end{aligned}$$

Ce résultat correspond assez bien à la valeur de la température moyenne de la Terre actuellement.

Notez que, peu importe le nombre de couches, la température de la couche d'atmosphère ayant l'altitude la plus élevée est toujours

$$T_1^4 = \frac{1}{2 - \varepsilon_c} T_e^4$$

Quand le nombre de couches tend vers infini et que ε_c tend vers 0, on obtient

$$T_1^4 = \frac{1}{2} T_e^4$$

Pour la Terre, cette formule donne 214,1 K, c'est-à-dire -59,1 °C. Ce n'est pas très loin de la température dans la stratosphère qui est -55 °C. (La température de l'atmosphère au-dessus de la stratosphère remonte ensuite puisque l'ozone absorbe fortement les rayons ultraviolets du Soleil.)

Le modèle à un nombre infini de couches donne des résultats assez près des valeurs observées, mais gardons en tête que ce modèle utilise plusieurs approximations et simplifications. Voici quelques éléments qu'on pourrait ajouter pour améliorer ce modèle.

- 1) On pourrait tenir compte du fait qu'une partie du rayonnement solaire est absorbé par l'atmosphère. On a supposé ici que tout le rayonnement solaire atteint le sol sans être absorbé par l'atmosphère. En réalité, 23 % de ce rayonnement est absorbé en traversant l'atmosphère. C'est quand même près de la moitié du rayonnement qui n'est pas réfléchi.
- 2) Le modèle traite l'atmosphère comme une série de couches qui restent toujours en place et qui échangent de la chaleur uniquement par radiation. Toutefois, il y a des mouvements d'air verticaux (convection) et de l'évaporation d'eau qui transportent de la chaleur dans l'atmosphère (environ 10 % de l'énergie reçue est transportée par la convection et environ 25 % de l'énergie reçue est transportée par l'évaporation).
- 3) On a supposé que la température de surface de la Terre avait la même valeur partout. Avec un modèle plus sophistiqué, on séparerait la surface de la Terre en petite unité et on ferait le bilan radiatif sur chacune de ces unités avant de faire un bilan global.
- 4) Notre modèle donne la température d'équilibre de la Terre. Il faut cependant se rappeler qu'il va falloir un certain temps pour atteindre l'équilibre s'il y a un changement. Si jamais un changement se produisait, il ne faut pas penser que le changement de température serait instantané. Dans le cas de la Terre, ce temps est essentiellement déterminé par le temps qu'il faut pour augmenter ou diminuer la température des océans.

L'absorption par les gaz

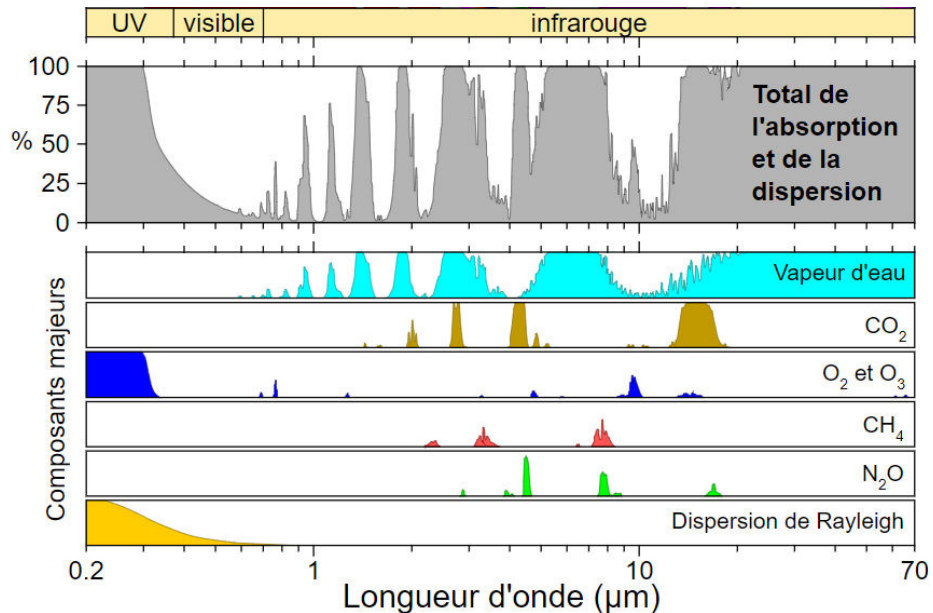
L'atmosphère semble tout à fait transparente et elle ne semble pas vraiment absorber la lumière. En fait, l'atmosphère absorbe très peu la lumière visible et elle semble complètement transparente pour cette lumière. Par contre, plusieurs gaz de l'atmosphère absorbent assez fortement l'infrarouge. C'est justement ce type de rayonnement qui est émis par la Terre.

Dans ces petits vidéos, on montre que le dioxyde de carbone (CO₂) bloque effectivement le rayonnement infrarouge.

<https://www.youtube.com/watch?v=kGaV3PiobYk>

<https://www.youtube.com/watch?v=Ge0jhYDcazY>

Le graphique suivant montre l'absorption faite par différents gaz de l'atmosphère.



Ce graphique montre que l'atmosphère est assez transparente en visible, mais qu'il y a de vastes zones de l'infrarouge qui sont absorbées. Ainsi, une bonne partie de l'énergie en provenance du Soleil peut atteindre la surface de la Terre, car ce rayonnement est principalement composé de lumière visible. Il y a une petite partie du rayonnement solaire qui est composé d'infrarouges et c'est ce qui fait en sorte que 23 % du rayonnement solaire est absorbé par l'atmosphère (19 % par les gaz et 4 % par les nuages).

Le graphique montre aussi que le rayonnement infrarouge émis par la Terre est fortement absorbé par l'atmosphère, car il y a plusieurs zones d'absorption intense pour ce rayonnement. Il y a quand même des portions de l'infrarouge qui ne sont pas absorbées et c'est ce qui fait en sorte que 29 % du rayonnement infrarouge parvient quand même à traverser l'atmosphère.

Le graphique permet aussi de constater que plusieurs gaz contribuent à absorber le rayonnement infrarouge. Cette absorption n'est pas très importante pour l'azote, l'oxygène ou l'argon, les 3 principaux composants de l'atmosphère (ces gaz représentent 99,971 % du volume de l'atmosphère si on ne compte pas la vapeur d'eau dont la concentration est très variable).

Les principaux gaz qui absorbent le rayonnement sont la vapeur d'eau, le CO₂, l'ozone, le méthane et les oxydes d'azote. Voici la contribution moyenne pour l'absorption de chacun de ces gaz (qu'on appelle les *gaz à effet de serre*).

- | | |
|-----------------------------|------|
| 1) Vapeur d'eau | 60 % |
| 2) Dioxyde de carbone | 26 % |
| 3) Ozone | 8 % |
| 4) Méthane et oxyde nitreux | 6 % |

Certains gaz sont nettement plus efficaces que d'autres pour absorber le rayonnement infrarouge. Le CO₂ est responsable de 26 % de l'absorption malgré une concentration d'à peine 0,04 % dans l'atmosphère (alors que l'eau peut parfois atteindre une concentration de 7 %). Les autres gaz sont encore plus efficaces que le CO₂. La liste suivante montre l'efficacité de l'absorption des certains gaz en prenant le CO₂ comme référence.

Gaz	Abs/mol
CO ₂	1
CH ₄	23
N ₂ O	296
O ₃	2000

Le méthane absorbe donc 23 fois plus de rayonnement infrarouge que le CO₂, mais comme la concentration du méthane est de seulement 0,0017 %, le CO₂ absorbe globalement plus d'infrarouges.

Les facteurs qui peuvent faire changer la température à surface de la Terre

Selon nos formules de température d'équilibre et d'effet de serre,

$$T_s = T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}}$$

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{Q(1 - A)}{\sigma}} \quad Q = \frac{I}{4} = \frac{P_{\text{étoile}}}{16\pi D^2}$$

il n'y a pas beaucoup d'éléments qui peuvent modifier la température de surface d'une planète. Il n'y a que Q (liée à l'intensité du rayonnement en provenance de l'étoile), A (l'albédo) et ε (la proportion d'infrarouges absorbée par l'atmosphère). Si un de ces éléments change, la température à la surface de la Terre peut changer.

Exemple 9.5.3

De combien changerait la température moyenne à la surface de la Terre si l'intensité de rayonnement I augmente à 1370 W/m² (plutôt que 1361,1 W/m² en ce moment) et si les valeurs de ε et A restent les mêmes ($\varepsilon = 0,71$ et $A = 0,30$) ?

Avec cette intensité, la valeur de Q serait

$$\begin{aligned}
 Q &= \frac{I}{4} \\
 &= \frac{1370 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}}{4} \\
 &= 342,5 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}
 \end{aligned}$$

La température d'équilibre serait alors

$$\begin{aligned}
 T_e &= \sqrt[4]{\frac{Q(1-A)}{\sigma}} \\
 &= \sqrt[4]{\frac{342,5 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \cdot (1-0,3)}{5,67037 \times 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}}} \\
 &= 255,00 \text{K}
 \end{aligned}$$

Avec l'effet de serre, on aurait alors

$$\begin{aligned}
 T_s &= T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}} \\
 &= 255,00 \text{K} \cdot \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - 0,71}} \\
 &= 255,00 \text{K} \cdot 1,1280 \\
 &= 287,64 \text{K} \\
 &= 14,49^\circ \text{C}
 \end{aligned}$$

Comme la température obtenue précédemment était de $14,02^\circ \text{C}$, cela correspondrait donc à une augmentation de température de $0,47^\circ \text{C}$.

La température au sol augmente donc si l'intensité du rayonnement solaire qui arrive sur Terre augmente. Avouons que ce n'est pas tellement surprenant.

Exemple 9.5.4

De combien changerait la température moyenne à la surface de la Terre si l'albédo augmente à $A = 0,31$ (plutôt que $0,30$ en ce moment) et si les valeurs de Q et ε restent les mêmes ($Q = 340,275 \text{ W/m}^2$ et $\varepsilon = 0,71$) ?

Avec cet albédo, la température d'équilibre serait

$$\begin{aligned}
 T_e &= \sqrt[4]{\frac{Q(1-A)}{\sigma}} \\
 &= \sqrt[4]{\frac{340,275 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \cdot (1-0,31)}{5,67037 \times 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}}} \\
 &= 253,67 \text{K}
 \end{aligned}$$

Avec l'effet de serre, on aurait alors

$$\begin{aligned}
 T_s &= T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}} \\
 &= 253,67 \text{ K} \cdot \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - 0,71}} \\
 &= 253,67 \text{ K} \cdot 1,1280 \\
 &= 286,14 \text{ K} \\
 &= 12,99^\circ \text{C}
 \end{aligned}$$

Comme la température obtenue précédemment était de $14,02^\circ \text{C}$, cela correspondrait donc à une baisse de température de $1,03^\circ \text{C}$.

La température au sol diminue donc si l'albédo augmente.

En 1815, l'éruption du volcan Tambora a envoyé en haute atmosphère une quantité phénoménale de poussière et d'aérosols sulfurés. Comme ces aérosols font augmenter l'albédo de la Terre et que l'intensité de la lumière du Soleil était plus basse au début du 19^e siècle (c'est le minimum de Dalton), les mois qui suivirent l'explosion furent anormalement froids. L'année 1816 fut appelée *l'année sans été*. En juillet, certains lacs du nord-ouest du Québec étaient encore assez gelés pour qu'on puisse les traverser en marchant sur la glace. Le froid n'était pas constant. La température n'a baissé que de $0,5$ à $1,5^\circ \text{C}$ dans l'hémisphère nord, mais cette baisse a complètement perturbé la circulation atmosphérique (particulièrement les courants-jets) et, du coup, généré des variations de température très rapides et de grande amplitude. Pendant cet été, il y eut des périodes relativement chaudes, entrecoupées de périodes de froid intense. Au début juin, un terrible vent froid a commencé à souffler sur Québec. Beaucoup d'oiseaux ont été retrouvés morts et plusieurs moutons fraîchement tondus ont succombé au froid. Pour finir, le 6 juin, il est tombé 30 cm de neige. Toujours à Québec, la température a descendu sous 0°C le 18 juillet. Parfois, en juillet et en août, on a pu apercevoir de la glace sur les lacs et les rivières aussi loin au sud qu'en Pennsylvanie. Les récoltes ont été catastrophiques partout dans l'hémisphère nord et il y a eu de nombreuses famines et révoltes.

Exemple 9.5.5

De combien changerait la température moyenne à la surface de la Terre si le coefficient d'absorption augmentait à $\varepsilon = 0,72$ (plutôt que $0,71$ en ce moment) et si les valeurs de Q et A restent les mêmes ($Q = 340,275 \text{ W/m}^2$ et $A = 0,30$) ?

Si on ne change pas I et A , la température T_e ne change pas et demeure à $254,58 \text{ K}$.

Avec un coefficient d'absorption de $0,72$, la température serait

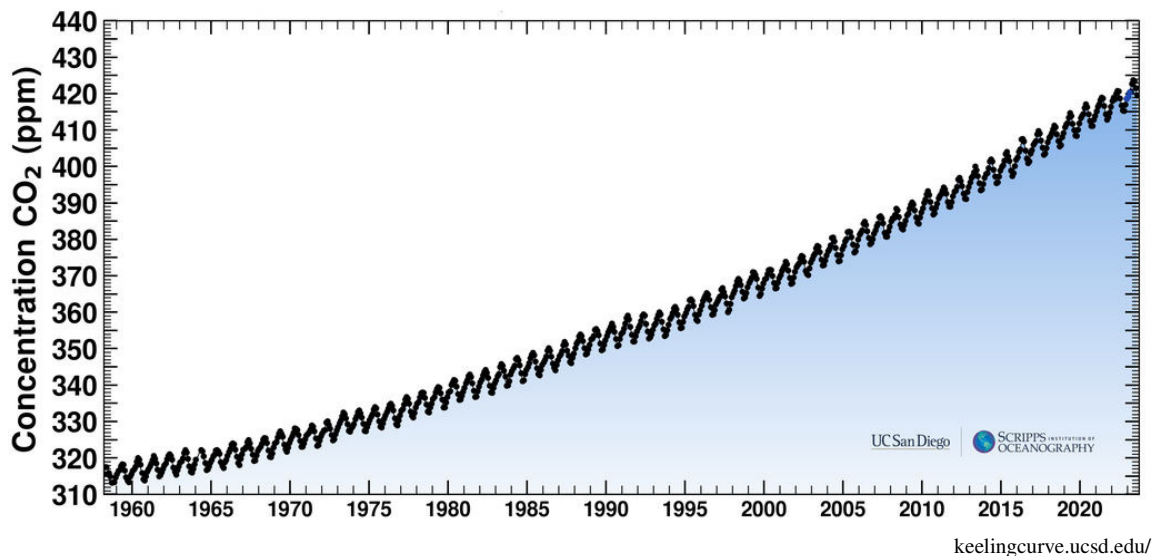
$$\begin{aligned}
 T_s &= T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}} \\
 &= 254,58 \text{ K} \cdot \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - 0,72}}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= 254,58K \cdot 1,1310 \\
 &= 287,94K \\
 &= 14,79^{\circ}C
 \end{aligned}$$

Comme la température obtenue précédemment était de $14,02^{\circ}C$, cela correspond donc à une augmentation de température de $0,77^{\circ}C$.

La température au sol augmente donc si le coefficient d'absorption de l'atmosphère augmente.

Le coefficient d'absorption dépend de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Le problème, c'est qu'on ajoute constamment du CO_2 et du méthane dans l'atmosphère. Le graphique suivant montre les variations de concentrations de CO_2 dans l'atmosphère depuis 1958.



Ce CO_2 additionnel provient de la combustion des carburants fossiles comme le charbon et le pétrole. Depuis le début de l'ère industrielle (donc depuis 1850), la concentration moyenne de CO_2 dans l'atmosphère est passée de 278 ppm à 420 ppm, qui est $0,042\%$.

L'augmentation de température qui vient avec l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre est connue depuis longtemps. Déjà en 1896, le savant suédois Svante Arrhenius prévoyait que la température à la surface de la Terre allait augmenter à mesure qu'on allait utiliser les carburants fossiles et ajouter du CO_2 dans l'atmosphère.

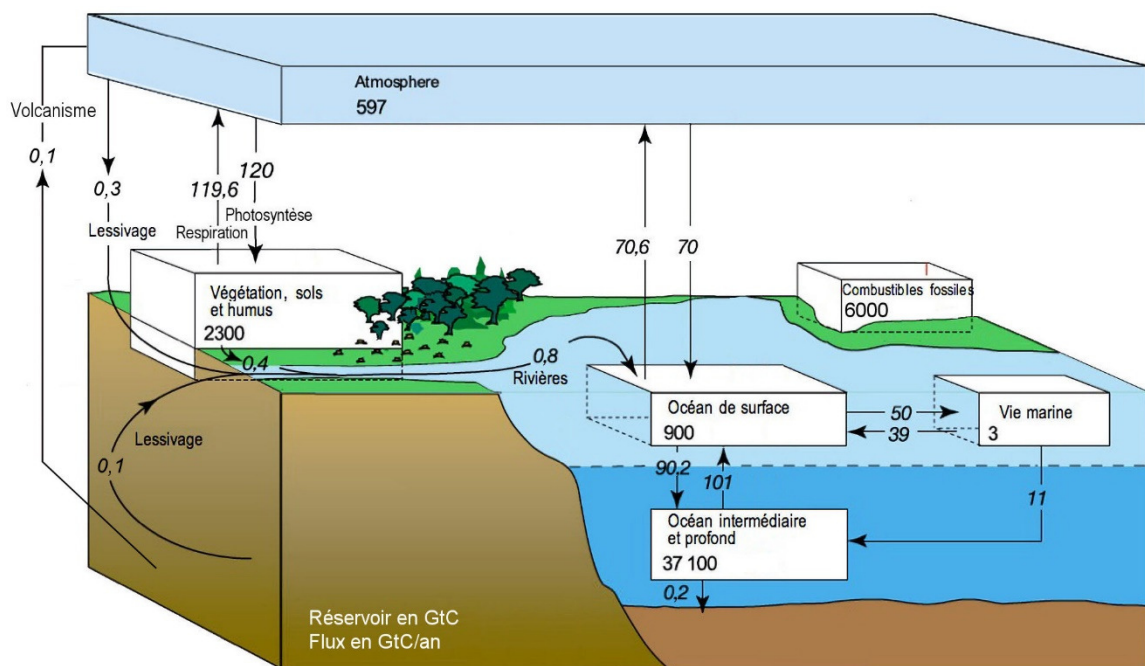
Notez qu'il y a une petite variation annuelle d'environ 6 ppm sur ce graphique. Cette variation provient du débalancement entre la taille des continents dans l'hémisphère nord et sud. La superficie des continents est beaucoup plus grande dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Ainsi, la quantité de CO_2 est modulée par les saisons dans l'hémisphère nord. Pendant l'été dans l'hémisphère nord, la croissance des végétaux dans la forêt boréale fait diminuer la quantité de carbone dans l'atmosphère (puisque les végétaux absorbent du carbone de l'atmosphère pendant leur croissance). Cette absorption

d'environ 13 milliards de tonnes (13 Gt) de carbone fait diminuer la concentration de CO₂ dans l'atmosphère. Quand l'absorption de carbone cesse pendant l'hiver, on voit la concentration de CO₂ remonter. C'est uniquement la forêt boréale qui génère ces variations puisque les forêts tropicales absorbent du carbone pendant toute l'année, pas seulement l'été.

9.6 LE CYCLE DU CARBONE

Les humains ajoutent du CO₂ dans l'atmosphère, mais ils ne sont pas la seule source de CO₂. Il y a plusieurs mécanismes qui ajoutent du carbone dans l'atmosphère (qu'on appelle les *sources de carbone*) et plusieurs mécanismes qui enlèvent du carbone de l'atmosphère (qu'on appelle les *puits de carbone*). En fait, le carbone émis par les humains représente environ 5 % de tout le carbone émis dans l'atmosphère. Ça semble peu et ce chiffre est souvent utilisé par ceux qui s'opposent aux mesures pour lutter contre les changements climatiques. Mais ce 5 % fait une énorme différence. Pour bien comprendre ce qui se passe, il faut connaître les grandes lignes du cycle du carbone.

Commençons par examiner la situation avant l'ère industrielle. À cette époque, il y avait un équilibre entre les sources de carbone et les puits de carbone. (Notez que certaines valeurs dans ce diagramme sont des estimations et qu'il ne faut pas être surpris si d'autres sources donnent des valeurs un peu différentes.)



jancovici.com/changement-climatique/gaz-a-effet-de-serre-et-cycle-du-carbone/les-puits-de-carbone-ne-vont-ils-pas-absorber-le-surplus-de-co2/

Sur cette figure, on donne la quantité de carbone (pas de CO₂, de carbone) en gigatonnes de carbone, qu'on écrit GtC. Les flèches montrent les échanges de carbone entre les différents éléments du cycle en gigatonnes de carbone par an, qu'on écrit GtC/an.

On constate que la quantité de carbone présente dans chaque élément reste la même. Prenons l'atmosphère par exemple. Le volcanisme ajoute 0,1 Gt de carbone par an, la végétation (je vais écrire simplement *végétation* pour la catégorie *végétation, sols et humus* (qui inclus aussi les animaux en passant)) ajoute 119,6 Gt de carbone par an et les océans ajoutent 70,6 Gt de carbone par an, pour un ajout total de 190,3 Gt de carbone par an. Par contre, le ruissèlement (sur lequel nous reviendrons plus loin) élimine 0,3 Gt de carbone par an, la végétation élimine 120 Gt par an et les océans éliminent 70 Gt par an. Au total, 190,3 Gt de carbone sont éliminés de l'atmosphère. Il y a autant de carbone qui entre que de carbone qui sort de l'atmosphère. Si on examine bien le schéma, on voit que c'est aussi le cas pour la végétation, les océans et la Terre. Avec cet équilibre, les quantités de carbone restent fixes dans chaque élément.

On constate aussi que la végétation n'élimine pratiquement pas de carbone. La végétation absorbe presque autant de carbone qu'elle en remet dans l'atmosphère. La végétation absorbe du carbone par photosynthèse, mais ce carbone finit par retourner dans l'atmosphère par la respiration et par la décomposition. (On a écrit seulement *respiration* sur le diagramme, mais c'est en fait *respiration et décomposition*.) Les forêts ne sont donc pas le poumon de la Terre comme on l'entend souvent. Elles produisent pratiquement autant de carbone qu'elles en absorbent. La végétation enlève quand même 0,4 Gt de carbone par an de l'atmosphère qui ruissèle ensuite vers les océans. Cela n'élimine toutefois pas le carbone du cycle, il passe simplement à un autre endroit.

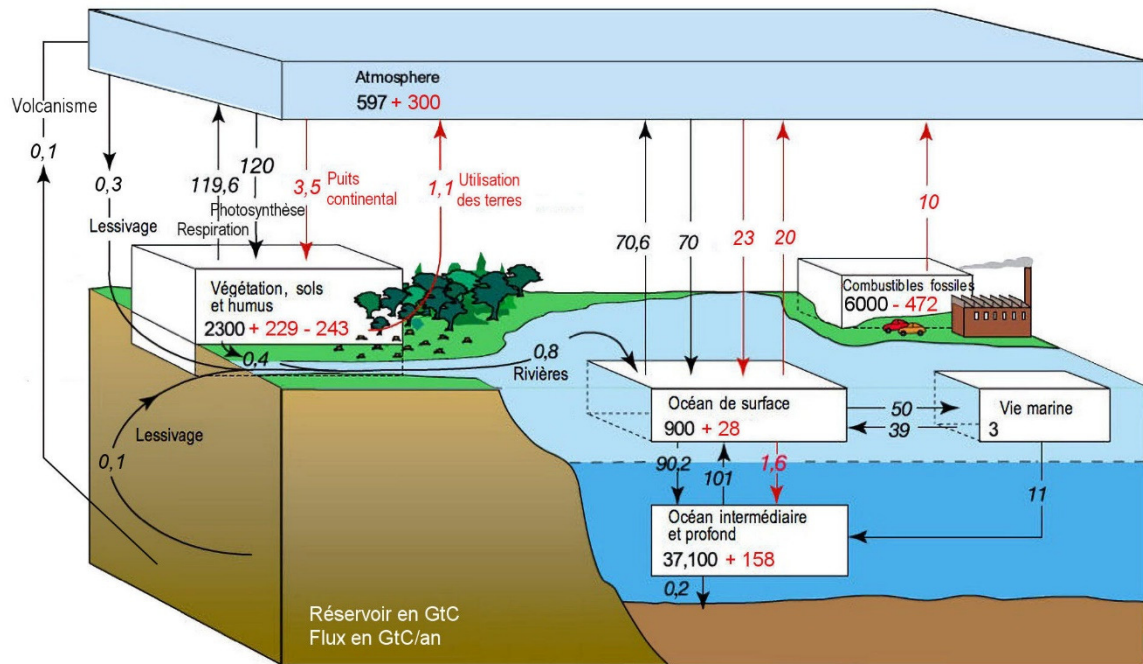
Il y a aussi beaucoup d'échange de carbone entre l'atmosphère et les océans. Les océans contiennent énormément de carbone, principalement sous forme de CO_2 dissout (1 %), d'ions HCO_3^- (90 %) et d'ions carbonates CO_3^{2-} (9 %). L'océan peut être divisé en 2 parties : les océans de surface et l'océan profond. Dans l'océan de surface, l'eau établit un contact assez fréquent avec l'atmosphère, ce qui permet les échanges entre l'eau et l'air. Cette partie de l'océan a quelques centaines de mètres d'épaisseur (l'épaisseur n'est pas toujours la même selon les endroits). Les échanges de carbone entre l'atmosphère et l'océan profond sont plus difficiles. Les organismes marins aident un peu à transférer du carbone dans les eaux profondes grâce aux déchets produits et aux cadavres qui coulent vers le fond (c'est la *pompe biologique*). Il faut quand même des centaines d'années pour que l'équilibre se fasse entre l'atmosphère et l'océan profond.

Tout ce cycle est un gigantesque exercice d'équilibre.

Si on ajoute ou on enlève du carbone dans ce cycle, les quantités de carbone dans chaque composante (atmosphère, végétation et océans) changent. Dans la nature, il y a quelques mécanismes qui ajoutent du carbone. Les volcans et le lessivage sont les principales sources de nouveau carbone. Le flux annuel moyen des volcans est relativement petit, mais, lentement, les volcans ajoutent du nouveau carbone. Le lessivage se produit quand l'eau de pluie interagit avec le sol. Quand l'eau de pluie traverse l'atmosphère, elle ramasse du CO_2 en passant, ce qui forme de l'acide carbonique. Si le H^+ de cet acide carbonique réagit avec un carbonate (CaCO_3) d'une roche au sol, il va libérer le carbone de cette roche et l'ajouter dans le cycle (cela ajoute environ 0,1 Gt de carbone par an). Il y a aussi deux mécanismes naturels qui éliminent du carbone du cycle. La végétation n'élimine pas de

carbone, car tous les êtres vivants finissent par se décomposer, ce qui recycle le carbone. Toutefois, quelques plantes ou animaux échappent à la décomposition en finissant profondément enfouis dans le sol, ce qui permet d'éliminer du carbone du cycle. Ce mécanisme a probablement éliminé 6000 Gt de carbone du cycle et ce carbone enfoui est ultimement devenu du charbon ou du pétrole. Mais, c'est essentiellement la pluie qui élimine lentement du carbone du cycle. Si la pluie qui arrive au sol rencontre des roches contenant des silicates (qui sont beaucoup plus abondantes que les carbonates), l'acide carbonique de la pluie réagit avec les silicates pour former de nouveaux composés, dont le carbonate, qui sont entraînés dans les rivières pour finalement aller dans les océans. Le carbonate peut directement se déposer au fond de l'océan, mais il peut aussi être utilisé par les organismes marins pour fabriquer leur coquille. À leur mort, la coquille se dépose au fond de l'océan. Ces composés contenant du carbone deviennent donc des sédiments, ce qui élimine une partie du carbone du cycle (environ 0,3 Gt de carbone/an). C'est essentiellement la faible différence entre l'ajout et l'élimination du carbone qui détermine si la quantité de carbone dans le cycle augmente ou diminue. C'est pourquoi la concentration de CO₂ dans l'atmosphère n'a pas toujours été la même dans l'histoire de notre planète.

Voyons maintenant ce qu'on a en ce moment. On indique en rouge les changements par rapport à la situation de 1850.



Depuis 1850, les activités humaines ont ajouté 715 Gt de carbone dans l'atmosphère.

Sur ces 715 Gt ajoutés depuis 1850, 472 Gt (66 %) proviennent de la combustion des carburants fossiles. En ce moment, cette combustion ajoute 10 Gt de carbone supplémentaire dans le cycle chaque année. Ce carbone est du nouveau carbone dans le cycle (il avait déjà fait partie du cycle et il y revient des millions d'années après avoir été éliminé). 243 Gt (34 %) proviennent de l'utilisation des terres. Cette catégorie regroupe

tous les flux de carbone induits par les activités humaines liées au couvert végétal et à la matière organique du sol dont la teneur en carbone dépend de l'utilisation qui en est faite. C'est le flux de carbone qui vient de toutes les terres « gérées » par l'humain, même si les flux sont d'origine naturelle. Cela inclut les terres forestières et les terres agricoles. Les flux principaux proviennent des changements d'affectation des terres, comme le reboisement, l'afforestation (planter des arbres à un endroit où il n'y a pas eu de forêt depuis longtemps), la déforestation ou l'urbanisation de terres agricoles, et à des changements de pratiques, comme la culture sans labour et la croissance forestière. En ce moment, ces activités ajoutent 1,1 Gt de carbone supplémentaire par année. Ce carbone n'est pas nouveau dans le cycle, il faisait déjà partie du cycle.

Sur ces 715 Gt ajoutées à l'atmosphère, les océans en ont absorbé 183 Gt (26 %). L'augmentation de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère fait augmenter la pression partielle de ce gaz et cela permet d'augmenter la dissolution du gaz dans les océans. En ce moment, les océans absorbent 3 Gt des 11,1 Gt émises chaque année par les activités humaines. Cela représente 27 % des émissions.

Toujours sur ces 715 Gt ajoutées depuis 1850, 229 Gt (32 %) ont été absorbées par le puits continental. Le puits continental est le flux de carbone qui vient de toutes les terres « non gérées » par l'humain. Il est dû à l'effet combiné de la fertilisation que provoque l'augmentation du CO₂ atmosphérique et à l'allongement de la saison de croissance générée par l'augmentation de température. Comme le CO₂ est pratiquement la nourriture des plantes qui font de la photosynthèse, une augmentation de la concentration de ce gaz permet aux plantes d'accélérer leur croissance et d'absorber plus de carbone. Ces 229 Gt de carbone absorbé correspondent donc à une augmentation de la masse totale des plantes dans les terres non gérées. Dans le passé, les émissions de la végétation étaient plus grandes que l'absorption, mais on voit que maintenant la tendance est en faveur d'une augmentation de carbone séquestré dans la végétation puisque, en ce moment, l'utilisation des terres par les humains fait passer 1,1 Gt/an de carbone dans l'atmosphère pendant que la végétation et les sols absorbent 3,5 Gt/an. En ce moment, le flux net fait en sorte que la végétation absorbe 2,4 Gt de carbone chaque année. Cela représente 22 % des émissions de carbone.

Les 300 Gt qui restent sur les 715 Gt émises sont restées dans l'atmosphère. C'est donc 42 % du carbone émis depuis 1850 qui est resté dans l'atmosphère et qui a fait passer la concentration de CO₂ de 278 ppm à 420 ppm. En ce moment, les émissions de carbone liées aux activités humaines sont de 11,1 Gt/an. Si on enlève les 3 Gt absorbées par les océans et les 3,5 Gt absorbées par la végétation et le sol, il reste 4,6 Gt de carbone qui s'ajoutent dans l'atmosphère chaque année (41 % des émissions). Chaque fois qu'on ajoute 2,124 Gt de carbone dans l'atmosphère, la concentration de CO₂ augmente de 1 ppm.

Lien entre la quantité de carbone et la concentration de CO₂ dans l'atmosphère

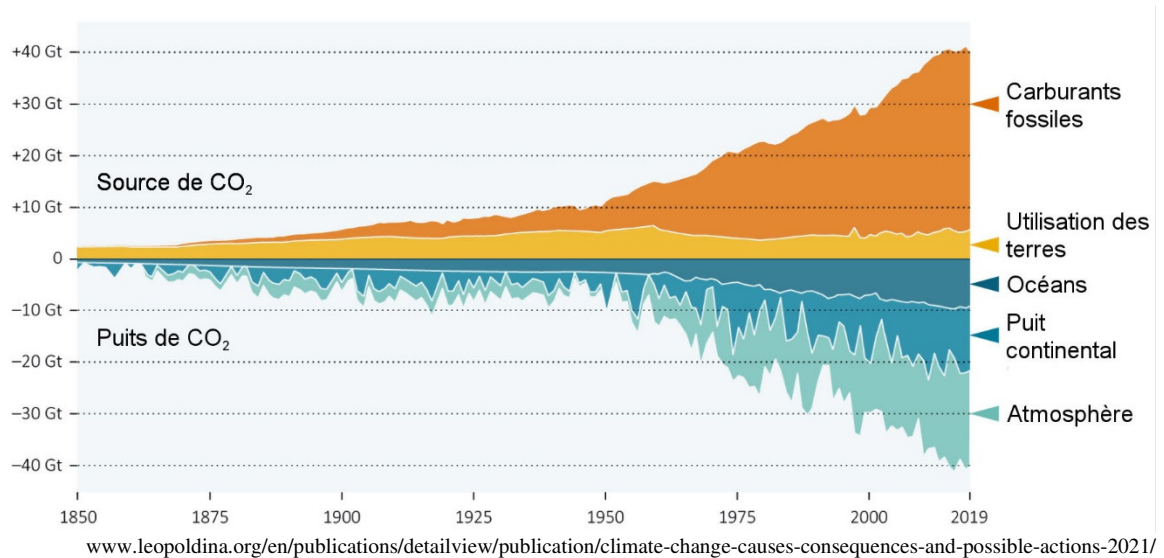
$$2,124Gt_C = 1ppm_{CO_2}$$

Les 4,6 Gt qui s'ajoutent annuellement représentent donc une augmentation d'un peu plus de 2 ppm par an.

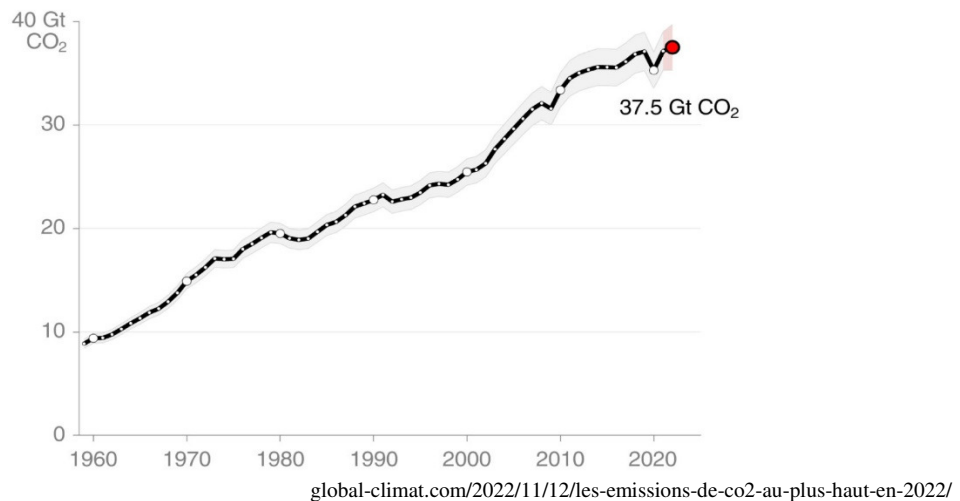
Le graphique suivant montre l'évolution de ces sources et puits de carbone depuis 1850. Les valeurs sont en Gt de CO₂ et non pas en Gt de carbone. On peut facilement convertir puisque la proportion de masse du carbone dans une molécule de CO₂ est de

$$\frac{12}{44} = 0,273$$

(la masse molaire du carbone est de 12 g/mol et que la masse molaire du CO₂ est de 44 g/mol.) Ainsi, les émissions totales d'environ 40 Gt de CO₂ en 2019 correspondent à 10,9 Gt de carbone (27,3 % de 40).



Le graphique suivant montre avec un peu plus de détails l'évolution des émissions provenant des combustibles fossiles depuis 1960.



Le diagramme du cycle du carbone permet de constater que les émissions générées par les humains ne représentent que 5 % des émissions totales (11,1 Gt sur les 221,4 Gt émis dans l'atmosphère chaque année), mais cela n'a aucune importance. L'important, c'est que les émissions humaines ajoutent du carbone dans le cycle et ont ainsi rompu l'équilibre qu'il

y avait entre les flux de carbone entrant et sortant de l'atmosphère. Le nouveau carbone qui s'ajoute fait en sorte qu'un nouvel équilibre tente de s'établir, un équilibre dans lequel la concentration de CO₂ atmosphérique est plus élevée. C'est ce léger déséquilibre entre l'ajout et l'élimination de carbone, généré par la combustion des carburants fossiles, qui a fait passer la concentration de CO₂ de 278 ppm à 420 ppm dans l'atmosphère.

Pour l'instant, le système n'est pas à l'équilibre et, en plus, on continue d'ajouter du carbone. Même si on arrêtaient d'en ajouter, il faudrait des centaines d'années pour que ce nouvel équilibre s'établisse puisque les océans profonds échangent lentement le carbone avec l'atmosphère. Peut-être qu'en fin de compte, le carbone se retrouvera presque tout dans les océans profonds qui sont le plus grand réservoir de carbone. Peut-être pas.

9.7 LE RÉCHAUFFEMENT GLOBAL

Dès 1896, Arrhenius prévoyait que la consommation de carburants fossiles allait provoquer un réchauffement de la planète. Ce réchauffement devait avoir des conséquences plutôt bénéfiques selon lui (peut-être parce qu'il habitait en Suède, un pays relativement froid). Essayons de calculer ce réchauffement et de comprendre les conséquences d'un tel réchauffement.

L'augmentation de la température

On mesure l'effet de l'augmentation de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère par une quantité que s'appelle le *forçage radiatif*. À l'équilibre, le rayonnement total reçu du Soleil par la Terre est égal au rayonnement émis par la Terre. Quand il y a une modification quelconque, les flux pourraient ne plus être égaux jusqu'au rétablissement de l'équilibre. Le forçage radiatif (ΔF) correspond à l'écart entre le flux reçu et le flux émis. Quand il y a un tel déséquilibre, le système se réchauffe ou se refroidit. L'augmentation de la quantité de CO₂ dans l'atmosphère bloque le rayonnement émis par la Terre, ce qui fait diminuer le flux émis dans l'espace. Le forçage radiatif dû à l'augmentation de la concentration de CO₂ est donné par la formule suivante.

Forçage radiatif dû à l'augmentation de concentration de CO₂

$$\Delta F_{CO_2} \approx 5,35 \frac{W}{m^2} \cdot \ln \left(\frac{C}{278 \text{ ppm}} \right)$$

(Notez qu'il y a une incertitude de 0,5 sur la valeur de 5,35 W/m².) Ce forçage radiatif doit mener à une augmentation de température pour faire réaugmenter les flux émis par la Terre pour que les rayonnements reçus et émis redeviennent égaux. Si la valeur du forçage radiatif n'est pas trop grande (et ce sera toujours le cas), le lien entre le forçage radiatif et l'augmentation de température est

$$\Delta T = \tilde{\lambda} \cdot \Delta F_{CO_2}$$

La constante $\tilde{\lambda}$ dans cette formule est appelée le *paramètre de sensibilité climatique*. On peut faire une approximation de la valeur de ce paramètre. Comme le lien entre les flux moyens émis et la température est

$$F = \varepsilon\sigma T^4$$

on doit avoir

$$\begin{aligned}\Delta F &= \varepsilon\sigma \frac{dT^4}{dT} \Delta T \\ &= \varepsilon\sigma 4T^3 \Delta T\end{aligned}$$

Si on divise par le flux, on obtient

$$\begin{aligned}\frac{\Delta F}{F} &= \frac{\varepsilon\sigma 4T^3 \Delta T}{F} \\ \frac{\Delta F}{F} &= \frac{\varepsilon\sigma 4T^3 \Delta T}{\varepsilon\sigma T^4} \\ \frac{\Delta F}{F} &= \frac{4\Delta T}{T} \\ \frac{\Delta T}{T} &= \frac{1}{4} \frac{1}{F} \Delta F\end{aligned}$$

Comme le flux de radiation dans l'espace est $F = 238,2 \text{ W/m}^2$, on arrive à

$$\frac{\Delta T}{T} = 0,00105 \frac{\text{m}^2}{\text{W}} \cdot \Delta F$$

En gros, cela voudrait dire que la température de toutes les couches devrait augmenter de cette quantité pour rétablir l'équilibre. Pour le sol, qui est à 287 K, on arrive donc à

$$\begin{aligned}\frac{\Delta T}{287 \text{ K}} &= 0,00105 \frac{\text{m}^2}{\text{W}} \cdot \Delta F \\ \Delta T &\approx 0,3 \frac{\text{K m}^2}{\text{W}} \cdot \Delta F\end{aligned}$$

Cette valeur donne le lien entre le forçage et la variation de température. C'est le forçage total, qui est la somme du forçage dû à l'augmentation de CO₂ et des autres forçages.

$$\Delta T \approx 0,3 \frac{\text{K m}^2}{\text{W}} \cdot (\Delta F_{\text{CO}_2} + \Delta F_{\text{autres}})$$

Ce qui complique un peu les choses, c'est qu'une augmentation de quantité de CO₂ entraîne des changements qui peuvent à leur tour générer un forçage. Par exemple, l'ajout de CO₂ mène à un réchauffement qui va mener à une diminution de la taille des calottes polaires, ce qui mène à une diminution de l'albédo de la Terre (parce que la glace réfléchit beaucoup la lumière du Soleil), ce qui veut dire que la température augmente. On ajoute donc du forçage. Aussi, l'ajout de CO₂ mène à un réchauffement qui va mener à une augmentation de quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Comme la vapeur d'eau est aussi un gaz à

effet de serre, la température va monter. Encore une fois, on ajoute du forçage. En même temps, l'augmentation de l'évaporation peut favoriser la présence de nuages. Comme ces nuages blancs réfléchissent bien la lumière, ils augmentent l'albédo de la Terre, ce qui fait baisser la température. Cette fois, on enlève du forçage.

Il est assez difficile de quantifier précisément tous les effets liés à l'ajout de CO₂. Comment vont fondre les calottes ? Comment va changer la quantité de vapeur d'eau ? Comment va changer la couverture nuageuse ? Comme ces changements ne seront pas partout les mêmes à chaque endroit de la Terre, il faut faire un modèle détaillé dans lequel on examine comment chaque endroit sur Terre va changer. Il faut alors tenir compte des courants, des vents dominants, de la présence d'océans à proximité et de plusieurs autres facteurs. À la fin, on fait un genre de moyenne. De plus, il se pourrait fort bien que le paramètre de sensibilité climatique ne soit pas une constante. Peut-être que la température se met à augmenter plus rapidement ou plus lentement à partir d'une certaine température.

En fin de compte, il faut être en mesure de trouver le lien entre le forçage dû au CO₂ et tous les autres forçages secondaires qui seront induits par ce changement. Pour de petits changements, on devrait avoir une relation du type

$$\Delta F_{\text{autres}} = k \Delta F_{\text{CO}_2}$$

où k est une constante de proportionnalité. Comme le calcul n'est pas facile, les valeurs obtenues pour k varient entre 0,3 et 3 selon les études. Souvent, on arrive à des valeurs près de 0,8, ce qui signifie que le réchauffement fait par tous les effets secondaires générés par l'augmentation de CO₂ a presque autant d'effet que le réchauffement directement provoqué par l'augmentation de CO₂. Si on prend cette valeur de 0,8, on arrive à

$$\begin{aligned} \Delta T &\approx 0,3 \frac{\text{Km}^2}{\text{W}} \cdot (\Delta F_{\text{CO}_2} + \Delta F_{\text{autres}}) \\ &\approx 0,3 \frac{\text{Km}^2}{\text{W}} \cdot (\Delta F_{\text{CO}_2} + 0,8 \cdot \Delta F_{\text{CO}_2}) \end{aligned}$$

ce qui donne

Augmentation de température liée au forçage radiatif du CO₂

$$\Delta T \approx 0,55 \frac{^\circ\text{Cm}^2}{\text{W}} \cdot \Delta F_{\text{CO}_2}$$

Exemple 9.7.1

Entre 1850 et aujourd'hui, on a utilisé environ 472 Gt de carbone provenant des carburants fossiles. On va supposer qu'on va aller jusqu'à ajouter 3000 Gt de carbone (qui correspond probablement à la moitié du total des carburants fossiles existant, mais c'est difficile à évaluer).

- Quelle serait alors la concentration de CO₂ dans l'atmosphère si on suppose que 41 % du carbone émis reste dans l'atmosphère ? (Rappelez-vous que la concentration de CO₂ dans l'atmosphère était de 278 ppm en 1850.)

Comme 41 % des émissions restent dans l'atmosphère, la quantité de carbone ajouté sera de

$$0,41 \cdot 3000Gt = 1230Gt$$

Une telle quantité de carbone correspond à une augmentation de concentration de

$$\frac{1230Gt}{2,214 \frac{Gt}{ppm}} = 556 ppm$$

On aurait alors une concentration de

$$278 ppm + 556 ppm = 834 ppm$$

On aurait donc triplé la concentration de CO₂ dans l'atmosphère par rapport à la concentration préindustrielle.

b) Quel serait alors le forçage radiatif ?

Le forçage radiatif serait de

$$\begin{aligned} \Delta F_{CO_2} &\approx 5,35 \frac{W}{m^2} \cdot \ln\left(\frac{C}{278 ppm}\right) \\ &\approx 5,35 \frac{W}{m^2} \cdot \ln\left(\frac{834 ppm}{278 ppm}\right) \\ &\approx 5,88 \frac{W}{m^2} \end{aligned}$$

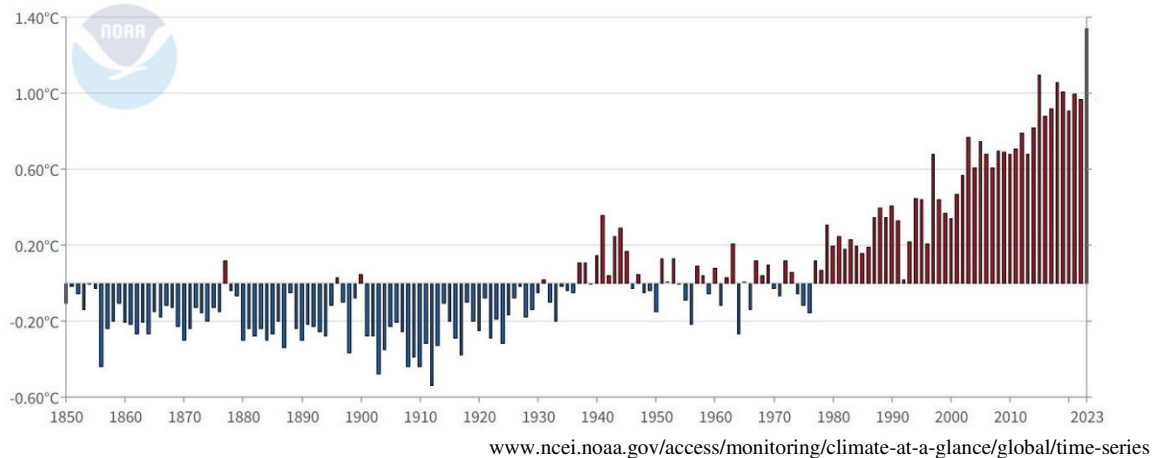
c) Quelle serait alors l'augmentation de la température moyenne ?

L'augmentation température serait de

$$\begin{aligned} \Delta T &\approx 0,55 \frac{^{\circ}Cm^2}{W} \cdot \Delta F_{CO_2} \\ &\approx 0,55 \frac{^{\circ}Cm^2}{W} \cdot 5,88 \frac{W}{m^2} \\ &\approx 3,2^{\circ}C \end{aligned}$$

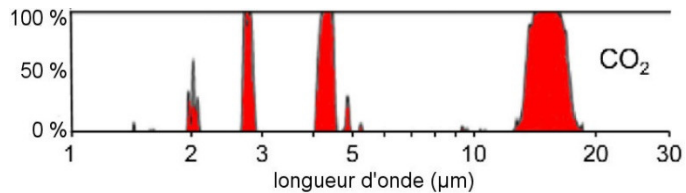
Avec une concentration actuelle de 420 ppm, le forçage radiatif est de 2,20 W/m² et l'augmentation de température est de 1,2 °C depuis 1850.

Le graphique suivant montre les variations de température moyenne depuis 1850. Dans ce graphique, on montre l'écart entre la température moyenne d'une année par rapport à la moyenne des températures entre 1900 et 2000. On constate qu'il y a eu une variation de l'ordre de 1,2 °C durant cette période. On est passé d'une température d'environ 0,2 °C sous la moyenne à une température d'environ 1 °C au-dessus de la moyenne vers 2020.



A-t-on atteint le maximum du réchauffement ?

Certains affirment que le CO₂ ne peut pas provoquer un réchauffement de la planète puisque ce gaz absorbe déjà 100 % de la radiation et qu’il ne peut pas en absorber plus. En effet, on peut voir sur le graphique de l’absorption du rayonnement dans l’atmosphère que la courbe d’absorption du CO₂ atteint pratiquement 100 % d’absorption à certaines longueurs d’onde.



www.quora.com/Does-CO2-absorb-all-infrared-frequencies-near-infrared-far-infrared-etc-or-does-it-just-absorb-one-frequency

En fait, cette absorption ne peut jamais être de 100 %. Théoriquement, le pourcentage peut s’approcher de 100 %, mais il ne peut jamais l’atteindre. On peut être à 99,999 %, mais pas à 100 %.

Comment la situation pourrait-elle empirer si le CO₂ absorbe déjà le maximum de rayonnement ? Voici deux explications qui montrent que la température va augmenter même si l’absorption est maximum.

Premièrement, le graphique montre que l’absorption n’est pas à 100 % pour toutes les longueurs d’onde. En augmentant la concentration de CO₂, l’absorption va augmenter pour ces autres longueurs d’onde et cela va faire augmenter l’absorption totale.

Deuxièmement, la température augmenterait même si on était pratiquement à 100 % d’absorption pour toutes les longueurs d’onde. Pour illustrer le tout, reprenons notre modèle de l’effet de serre avec plusieurs couches. On va supposer que l’absorption totale de l’atmosphère est de $\epsilon = 0,9999$. Si c’était le cas la température de la Terre serait de

$$\begin{aligned}
 T_s &= T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \epsilon}} \\
 &= 254,58K \cdot \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - 0,9999}}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= 254,58K \cdot 1,538 \\
 &= 391,72K \\
 &= 118,57^\circ C
 \end{aligned}$$

On se dit que la situation ne peut pas être pire que cela, puisqu'on est déjà au maximum de l'absorption. Voyons cela. Avec $\varepsilon = 0,9999$, la proportion de rayonnement qui parvient à sortir de l'atmosphère est de 0,0001. Si on sépare l'atmosphère en 1000 couches, alors cela voudrait dire que le pourcentage de lumière qui peut traverser chaque couche est de

$$\sqrt[1000]{0,0001} = 0,99083$$

Chacune des couches n'absorbe qu'environ 0,917 % du rayonnement. De toute évidence, ce pourcentage peut augmenter. Supposons qu'on ajoute suffisamment de gaz absorbant pour faire monter l'absorption de chaque couche à 1 %. Cela correspond à une transmission de 99 % pour chaque couche. La transmission à travers 1000 couches (donc toute l'atmosphère) serait alors de

$$0,99^{1000} = 0,000\,043\,17$$

Ce qui signifie que le coefficient d'absorption serait maintenant

$$\begin{aligned}
 \varepsilon &= 1 - 0,000\,043\,17 \\
 &= 0,999\,956\,83
 \end{aligned}$$

On s'est approché encore plus de 100 %. La température serait alors de

$$\begin{aligned}
 T_s &= T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}} \\
 &= 254,58K \cdot \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - 0,999\,956\,83}} \\
 &= 254,58K \cdot 1,56672 \\
 &= 398,86K \\
 &= 125,71^\circ C
 \end{aligned}$$

On voit que la petite augmentation de 0,92 % à 1 % d'absorption pour chaque couche a eu des répercussions énormes. Même si on était près de 100 % d'absorption, ce petit changement nous a amené encore plus près de 100 % et la température a considérablement augmenté en passant de 118,6 °C à 125,7 °C. Essentiellement, ça monte très rapidement parce que la température tend vers l'infini quand ε tend vers 1.

D'ailleurs, on a un cas assez impressionnant de cet effet dans le système solaire : Vénus. Vénus est à 108 000 000 km du Soleil, ce qui signifie que l'intensité du rayonnement reçu du Soleil est de

$$\begin{aligned}
 I &= \frac{P_{\text{étoile}}}{4\pi D^2} \\
 &= \frac{3,828 \times 10^{26} W}{4\pi \cdot (1,082 \times 10^{11} m)^2}
 \end{aligned}$$

$$= 2602,0 \frac{W}{m^2}$$

Le flux d'énergie moyen reçu est donc

$$\begin{aligned} Q &= \frac{I}{4} \\ &= \frac{2602,0 \frac{W}{m^2}}{4} \\ &= 650,5 \frac{W}{m^2} \end{aligned}$$

C'est presque 2 fois plus que ce que la Terre reçoit. Avec un albédo de 0,77 (Vénus réfléchit remarquablement bien la lumière grâce à une quantité phénoménale de nuages), la température d'équilibre est de

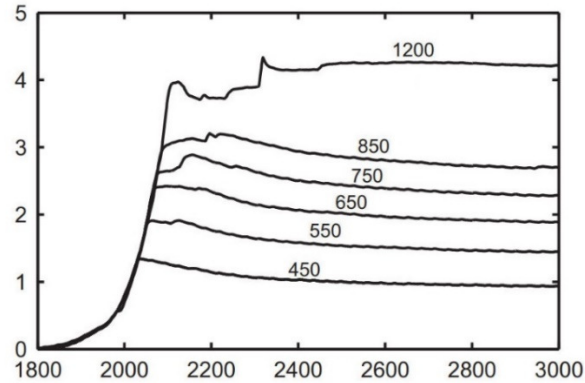
$$\begin{aligned} T_e &= \sqrt[4]{\frac{Q(1-A)}{\sigma}} \\ &= \sqrt[4]{\frac{650,5 \frac{W}{m^2} \cdot (1-0,77)}{5,67037 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}}} \\ &= 226,62 K \\ &= -46,53^\circ C \end{aligned}$$

C'est plutôt froid. Cependant, Vénus possède une atmosphère composée à 95 % de CO₂ et ayant une pression au sol 92 fois plus grande que la pression à la surface de la Terre. C'est une quantité phénoménale de CO₂ et ce CO₂ génère un effet de serre qui fait monter la température à 464 °C. Une telle température est possible si le coefficient de transmission de toute l'atmosphère est de 10⁻⁹⁶ (il est de 0,29 pour la Terre). Si on sépare l'atmosphère de Vénus en 1000 couches, chaque couche absorberait environ 20 % du rayonnement qui la traverse (alors que c'est 0,12 % dans l'atmosphère de la Terre.) Clairement, on est bien loin d'une saturation sur Terre.

Jusqu'où va-t-on aller ?

La concentration en CO₂ de l'atmosphère est aujourd'hui de 420 ppm et elle augmente encore d'environ 2 ppm par an. Quelle valeur cette concentration va-t-elle atteindre avant de se stabiliser ? En consommant tous les 6000 Gt de carbone des carburants fossiles (en supposant que cette valeur ait bien été estimée), on atteindrait environ 1450 ppm et un réchauffement de près de 5 °C. On n'ira probablement pas jusque-là, mais c'est très difficile pour l'instant de prévoir jusqu'où la concentration de CO₂ va augmenter.

Le graphique suivant montre comment le changement de température va évoluer au cours des ans selon la valeur de concentration maximale atteinte. Par exemple, la courbe la plus haute (identifiée 1200) montre comment changera la température de la Terre avec les années si on atteint une concentration maximale de 1200 ppm de CO₂ dans l'atmosphère.



courses.washington.edu/pcc588/readings/PNAS-2009-Solomon-0812721106.pdf

La mauvaise nouvelle, c'est que la température diminue très lentement après l'arrêt des émissions... Même si on limitait fortement les émissions maintenant pour limiter l'augmentation à 450 ppm, on restera pris avec notre réchauffement de 1 °C pendant au moins 1000 ans !

Mais pourquoi, la température ne baisse-t-elle pas après l'arrêt des émissions ? Essentiellement, la Terre reste chaude parce que les océans se sont réchauffés. Près de 90 % de la chaleur accumulée avec l'augmentation de température se retrouve dans les océans. On estime que depuis 1955, les océans ont absorbé environ 4×10^{23} J, ce qui correspond à un peu plus que l'énergie de la bombe atomique d'Hiroshima absorbé chaque seconde par les océans depuis 1955. Pour l'instant, 75 % de cette chaleur est à moins de 700 m de la surface.

Donc si on arrêta de produire du CO₂, la température ne rebaisserait pas immédiatement, car les océans redonneront lentement cette chaleur accumulée à l'atmosphère. Ainsi, l'atmosphère gardera pratiquement la même température pendant des centaines d'années.

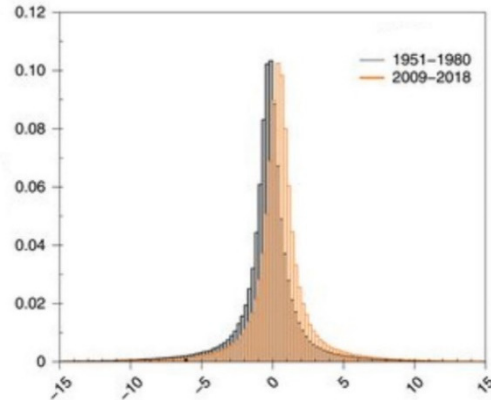
Les conséquences

Augmentation des températures

Vous vous dites peut-être qu'une augmentation de 1,2 °C, ce n'est pas une catastrophe. Il va faire un peu plus chaud et c'est bien tant mieux quand on habite un pays plutôt froid comme le Canada. Un tel réchauffement ne mènerait pas à d'énormes changements s'il n'y avait que cette augmentation de température moyenne partout sur Terre.

Si on fait, pour une ville, un histogramme du nombre de jours ayant une température maximum déterminée pour une date particulière de l'année (par exemple tous les 15 juin de chaque année), on obtient généralement un diagramme en forme de Gaussienne avec très peu de journées beaucoup plus froides que la moyenne, très peu de journées beaucoup plus chaudes que la moyenne et beaucoup de jours qui ont une température près de la moyenne. Les écarts de températures entre les journées chaudes et froides sont beaucoup plus grands que le 1,2 °C dû au réchauffement.

Le réchauffement va simplement déplacer ce graphique un peu vers les températures plus élevées. En ce moment, la moyenne est simplement décalée de 1,2 °C par rapport à 1850. Il y aura toujours des journées beaucoup plus froides et des journées beaucoup plus chaudes que la moyenne. Il y aura un peu plus de journées chaudes et un peu moins de journées froides qu'auparavant. Ce n'est pas un énorme changement et il est difficile à percevoir.



www.researchgate.net/publication/338345425_Climate_change_now_delectable_from_any_single_day_of_global_weather/figures?lo=1

Ainsi, un 40 °C en juin n'est pas du tout un signe que la Terre se réchauffe et un -40 °C en janvier n'est pas un signe que le réchauffement de la Terre n'est pas vrai. La température d'une journée spécifique à un endroit particulier ne veut absolument rien dire quant aux changements climatiques puisque les écarts dus à la météo locale sont beaucoup plus importants que l'augmentation de température. Il faut vraiment faire une étude statistique complète pour éliminer ces variations dues à la météo locale pour voir la tendance au réchauffement. Quand on vous répète aux nouvelles télévisées qu'une vague de chaleur est due au réchauffement de la planète, on vous dit n'importe quoi. Il y a bien plus de chance que la vague de chaleur soit liée à des conditions météo particulières qu'aux changements climatiques. Il y a des cycles climatiques, comme El Niño et l'oscillation nord-atlantique par exemple, qui entraînent des variations de température beaucoup plus grandes que le 1,2 °C fait par l'augmentation de la concentration de CO₂.

Ce que les changements climatiques signifient, c'est que les journées chaudes devraient devenir un peu plus fréquentes dans le futur. C'est un peu plus fréquent. Un réchauffement de quelques degrés ne va pas transformer un mois de juillet dont la moyenne de températures est de 25 °C en mois de juillet suffoquant dont la moyenne de températures est de 35 °C.

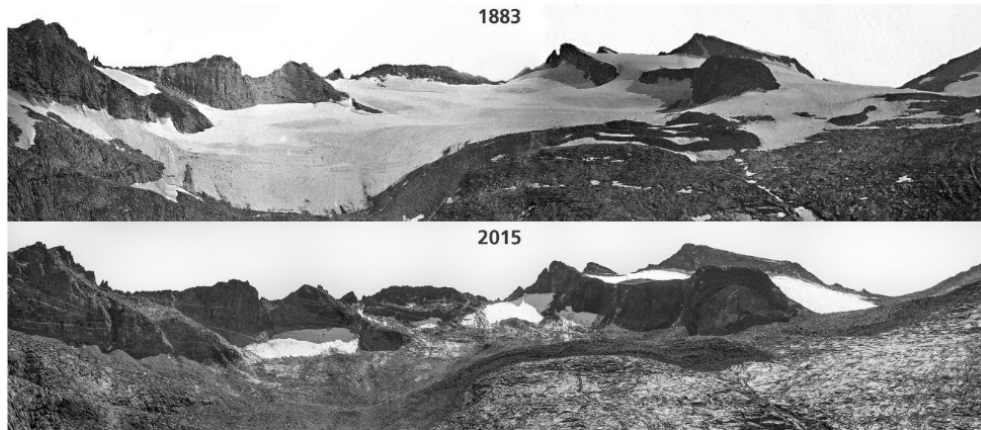
Le réchauffement ne veut pas dire qu'il n'y aura plus de neige au Québec l'hiver dans 20 ans. Les journées très froides devraient devenir un peu moins fréquentes dans le futur, mais il faudrait un réchauffement tout à fait impossible pour que la température maximale moyenne en janvier (actuellement à -7 °C) soit assez élevée pour qu'il n'y ait plus de neige (à moins qu'il se produise un effet localisé très particulier).

S'il n'y avait que ça comme conséquences, ce ne serait pas si grave, non ?

La fonte des glaces

Les effets des changements climatiques sont particulièrement visibles avec les glaciers et les calottes polaires. Leur taille dépend de la température moyenne d'une façon très

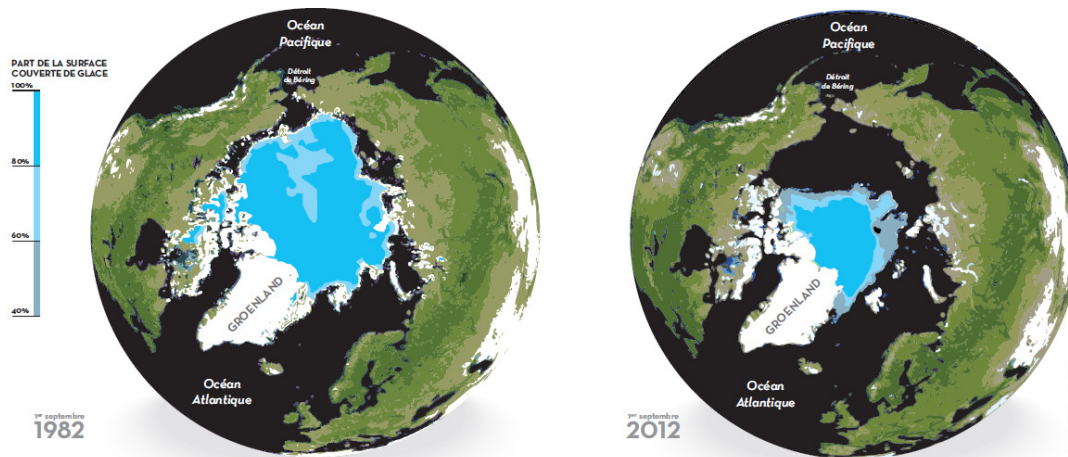
sensible. Une petite augmentation de la température moyenne peut faire disparaître un glacier en quelques décennies. On observe en effet que la taille de plusieurs glaciers a fortement diminué depuis 1850. L'image suivante montre la fonte du glacier de la Sierra Nevada entre 1883 et 2015.



fr.wikipedia.org/wiki/%C3%89%C3%A9vation_du_niveau_de_la_mer

Avec un réchauffement d'au moins 1 °C qui durera au moins 1000 ans, les glaciers de montagne vont pratiquement tous disparaître. Certains estiment que la moitié des glaciers de montagne auront complètement disparu en 2100.

La quantité de glaces flottantes de l'Arctique diminue aussi. La surface de la banquise a diminué de 40 % depuis 1980.



leclimatdansoustsesetats.wordpress.com/2015/02/02/les-impacts-du-rechauffement-climatique-en-arctique/comment-page-1/

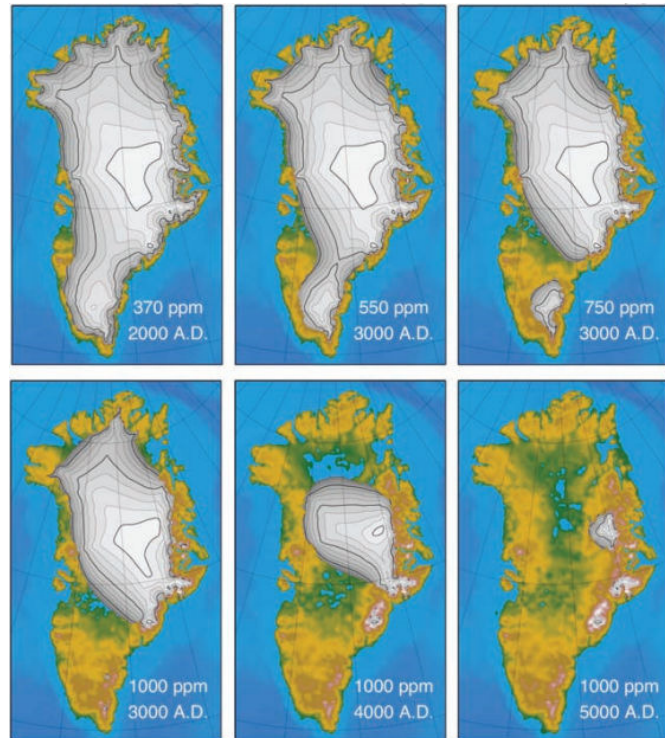
La surface couverte par la glace en septembre (quand elle atteint sa taille minimale) est passée de 7,67 millions de km² en 1980 à 3,92 millions de km² en 2020.

La calotte polaire du Groenland fond également. La quantité de glace qui recouvre le Groenland est fortement liée à la température locale moyenne. Il y a 400 000 ans, il n'y avait pas de glace du tout au Groenland et la température locale était de 2 à 4 °C plus élevée. Il ne faut pas une très grande augmentation de température moyenne pour faire disparaître

la calotte du Groenland. Avec un réchauffement d'au moins 1 °C qui durera au moins 1000 ans, une proportion importante de la glace du Groenland va fondre.

L'image de droite montre la taille de la calotte polaire en ce moment et la taille restante en l'an 3000, 4000 et 5000 selon la concentration de CO₂ dans l'atmosphère.

On peut voir que la calotte disparaît presque complètement en l'an 5000 avec une concentration de 1000 ppm (qui correspondrait à une augmentation de température d'environ 3,5 °C).



citeseerx.ist.psu.edu/document?repid=rep1&type=pdf&doi=300c4e8e1b0bdccb1b9965b98769c8fa6c1b9305

Il y a 2 700 000 Gt (2 900 000 m³) de glace au Groenland. En ce moment, on en perd 270 Gt chaque année (moyenne depuis 2002). À ce rythme, il faudrait 10 000 ans pour qu'il ne reste plus de glace (mais ce rythme devrait augmenter avec le réchauffement).

En fait, la disparition d'une bonne partie de la calotte de glace du Groenland est inévitable puisqu'il n'y a aucun moyen d'inverser rapidement le réchauffement déjà fait. Cette disparition va se faire en plusieurs siècles.

La fonte de la calotte n'est pas aussi importante en Antarctique. On y retrouve près de 24 380 000 Gt de glace, et on en perd 146 Gt par an en moyenne depuis 2002. En fait, certaines parties de la calotte antarctique perdent de la masse, alors que d'autres en gagnent. Dans les régions où la calotte gagne de la masse, la fonte est plus que compensée par une augmentation des précipitations de neige (qui ajoute de la masse au glacier) induite par les changements climatiques.

Augmentation du niveau des océans

Le niveau des mers augmente premièrement parce que l'eau se réchauffe. Comme pour toutes les substances, le volume de l'eau augmente avec la température (l'eau a quelques particularités, mais son volume augmente avec la température quand sa température est supérieure à 4 °C). Cette augmentation de volume fait augmenter le niveau des océans.

L'eau provenant de la fonte des glaciers et des calottes va aussi s'ajouter pour faire monter le niveau des océans. Les glaces flottantes de l'Arctique ne font pas du tout augmenter le niveau des océans en fondant, car elles occupent dans l'océan exactement le même volume que la quantité d'eau produite par la fonte de la glace. C'est la glace qui repose sur les continents (donc les glaciers et les calottes) qui va faire augmenter le niveau des mers. On peut facilement calculer l'augmentation de niveau.

Exemple 9.7.2

De combien le niveau des mers va-t-il augmenter si toute la calotte glaciaire du Groenland fondait sachant qu'il y a 2 700 000 Gt de glace et que la surface des océans est de 361 millions de km² ?

On sait que l'eau a une densité de 1000 kg/m³. Transformons cette densité en Gt par km³.

$$1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot \left(\frac{1000\text{m}}{1\text{km}} \right)^3 \cdot \frac{1\text{Gt}}{10^9\text{t}} \cdot \frac{1\text{t}}{1000\text{kg}} = 1 \frac{\text{Gt}}{\text{km}^3}$$

Donc, les 2 700 000 Gt de glace deviendront 2 700 000 km³ d'eau. Comme cette eau sera répartie sur toute la surface des océans, le volume est égal à la superficie des océans multipliée par l'épaisseur de la couche d'eau. On a donc

$$\begin{aligned} \text{vol} &= h \cdot A_{\text{océans}} \\ 2\,700\,000\text{km}^3 &= h \cdot 361\,000\,000\text{km}^2 \\ h &= 0,00748\text{km} \\ h &= 7,48\text{m} \end{aligned}$$

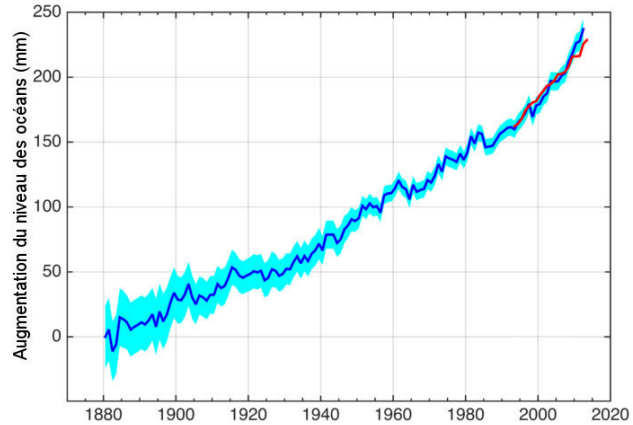
La fonte complète des glaces du Groenland ferait donc augmenter le niveau des océans de 7,5 m. Un calcul similaire montre que la fonte complète des glaces de l'Antarctique ferait monter les océans de 67,5 m.

Toutefois, ces calottes, spécialement celles de l'Antarctique, ne vont pas fondre si rapidement. Vous n'allez pas voir de votre vivant une telle augmentation du niveau des mers. On pourrait donc se demander comment ce niveau va changer d'ici 2100.

Dans le pire des cas, l'expansion thermique de l'eau devrait faire monter le niveau des océans de 23 ± 9 cm. La fonte du Groenland devrait ajouter 16 cm, la fonte de l'Antarctique devrait ajouter un autre 12 cm et la fonte des autres glaciers de montagne devrait finalement ajouter 37 ± 2 cm. Au total, on aurait une augmentation de 88 ± 11 cm en 2100. Si les choses se passent un peu mieux (la fonte du Groenland n'accélère pas et l'accumulation de glace dans l'Antarctique de l'Est compense la fonte dans l'Antarctique de l'Ouest), on pourrait avoir une augmentation de 65 ± 12 cm. Ainsi, l'augmentation du niveau des mers en 2100 devrait se situer quelque part entre 50 cm et 1 m au-dessus du niveau de 1850.

Notez que le niveau des océans a déjà monté de 25 cm depuis 1880. Entre 2013 et 2022, la moyenne du rythme de montée a été de 4,62 mm/an. Si ce rythme se maintient jusqu'en 2100, on ajoutera 37 cm au 25 cm déjà présent pour une augmentation totale de 62 cm.

research.csiro.au/slrwavescoast/sea-level/sea-level-changes/



Cette augmentation de 1 m au maximum en 2100 ne semble pas trop catastrophique, mais ce sera déjà un gros problème pour les Pays-Bas et plusieurs états formés d'îles ayant peu d'élévation dans les océans pacifique et indien. Une partie de la Belgique, de l'Italie (région de Venise), de la Louisiane, du Bangladesh et du Vietnam sera inondée. Dans certaines régions, la montée des océans permettra à l'eau salée des océans de remonter un peu plus dans les estuaires de certains fleuves, ce qui entraînera de grands changements de la faune et de la flore de ces fleuves. Le delta du Mékong au Vietnam, une zone agricole très fertile, devrait être particulièrement touché par ce phénomène.

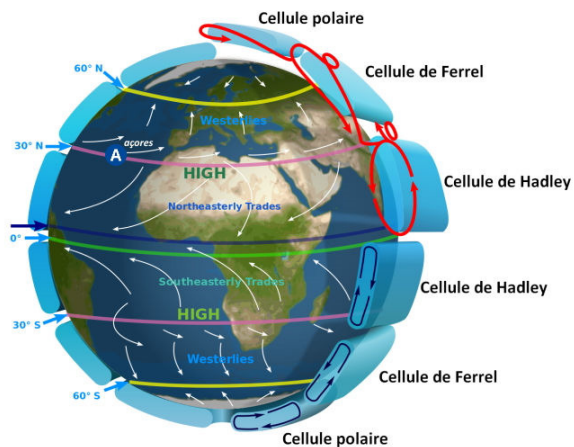
Ce lien vous amène vers une carte interactive qui montre les régions inondées selon l'augmentation du niveau des mers choisi.

<https://flood.firetree.net/embed.php?w=1200&h=700&ll=46.227638,2.2137490000000007&z=5&m=13>

Une modification de la circulation atmosphérique

Le réchauffement de la Terre ne fait pas simplement qu'augmenter la température moyenne de chaque endroit sur Terre. L'augmentation de température peut modifier la circulation de l'air dans l'atmosphère, ce qui peut profondément modifier les conditions météorologiques des certains endroits.

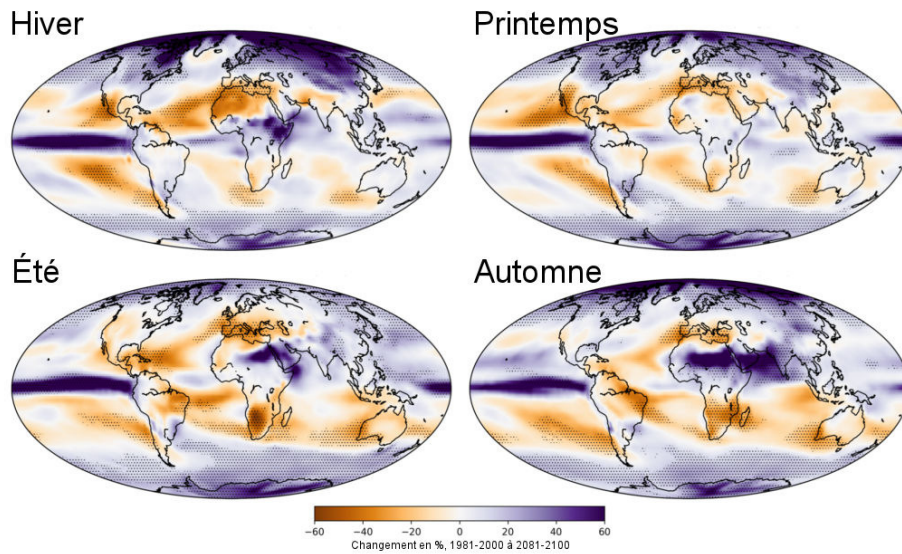
Par exemple, on prévoit que le réchauffement devrait provoquer une expansion vers le nord des cellules de Hadley, qui sont de vastes zones de convection entre l'équateur et une latitude de 30° dans chaque hémisphère. À ces latitudes, l'air revient vers le sol en suivant le mouvement de rotation de la cellule. Cet air en provenance d'une altitude élevée est très sec et c'est pourquoi il y a beaucoup de déserts à ces latitudes.



www.meteo-paris.com/actualites/le-changement-climatique-egalement-synonyme-de-temps-plus-calme

Si les cellules de Hadley prennent de l'expansion vers le nord, on doit s'attendre à ce que les zones désertiques se déplacent vers le nord. Par exemple, la région de la Méditerranée et le sud-ouest des États-Unis (Nouveau-Mexique, Arizona et Californie) devraient se désertifier avec le réchauffement.

La modification de la circulation atmosphérique peut également modifier la quantité de pluie qui tombe. Certains endroits auront plus de précipitations et d'autres en recevront moins. Voici une carte montrant le changement des précipitations prévu par le modèle RPC 8.5, un modèle plutôt pessimiste qui prévoit que la concentration de CO₂ atteindra 1350 ppm. On n'atteindra peut-être pas une valeur aussi grande, mais ce modèle permet de voir facilement les tendances.

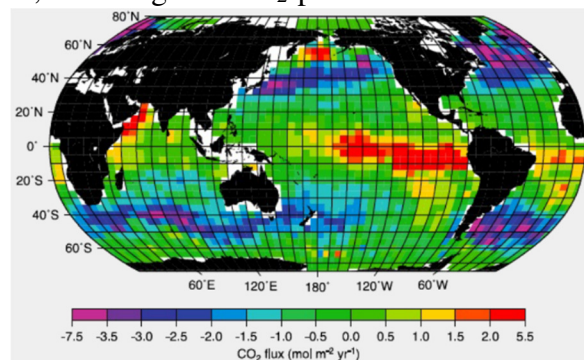


On voit clairement que la région Méditerranéenne et le sud-ouest des États-Unis recevront moins de précipitation. On constate aussi que les précipitations augmenteront au Québec, surtout en hiver...

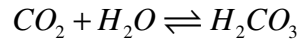
L'acidification des océans

On a vu que les océans ont absorbé 183 Gt de carbone depuis 1850. Quand la pression partielle du CO₂ dans l'atmosphère augmente, davantage de CO₂ peut se dissoudre dans l'eau. Cette absorption se fait aux hautes latitudes. Comme la quantité de CO₂ pouvant se dissoudre dans l'eau diminue avec la température, le CO₂ se dissout bien dans les eaux froides. Près de l'équateur, l'eau chaude a plutôt tendance à transférer un peu de son CO₂ vers l'atmosphère.

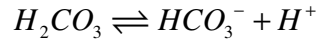
jancovici.com/changement-climatique/gaz-a-effet-de-serre-et-cycle-du-carbone/les-puits-de-carbone-ne-vont-ils-pas-absorber-le-surplus-de-co2/



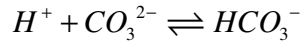
Une fois dans l'eau, le CO_2 réagit avec l'eau pour former de l'acide carbonique.



Cet acide peut ensuite se dissocier en bicarbonate et en ions hydrogène.



Les ions H^+ peuvent ensuite réagir avec les ions carbonates présents dans l'eau pour former encore plus de bicarbonates.



Quand on ajoute du CO_2 dans l'eau, l'équilibre de toutes ces réactions est débalancé vers la droite. Les concentrations de H^+ , de H_2CO_3 et de HCO_3^- augmentent tandis que la concentration de CO_3^{2-} diminuent.

Ce sont ces H^+ supplémentaires qui font en sorte que l'acidité augmente. En 1850, le pH des océans était de 8,2. Aujourd'hui, il est de 8,1. Selon les estimations, le pH pourrait descendre à 7,8 en 2100.

La diminution de la concentration du CO_3^{2-} n'est pas une bonne nouvelle pour certains organismes, comme les huitres, les crabes, les oursins, les homards, les coraux et certains types de plancton, qui utilisent ces ions pour développer et entretenir leur coquille et leur squelette. Des études indiquent aussi que la coquille et le squelette de ces organismes se décomposent plus facilement lorsque l'acidité augmente. Ces organismes pourraient donc avoir des difficultés à survivre dans les océans du futur.

9.8 LES VARIATIONS NATURELLES

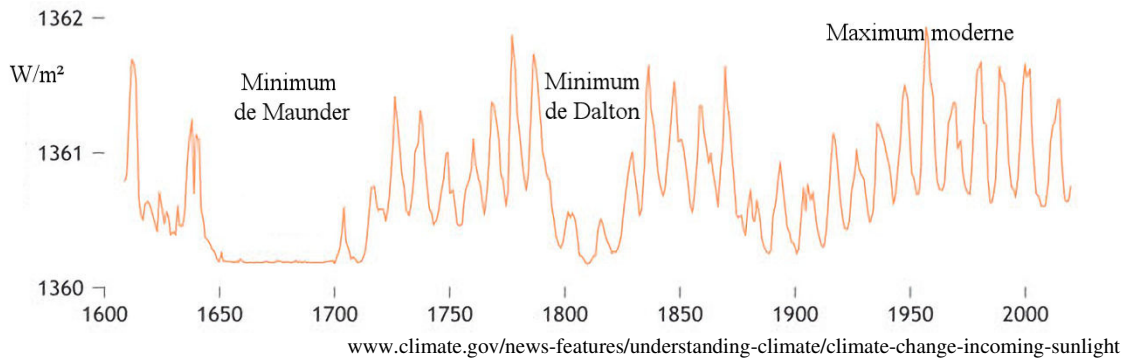
Il ne faut pas croire que le climat a toujours été le même pendant toute l'histoire de la Terre et que les humains ont soudainement chamboulé un équilibre parfait qui durait depuis des milliards d'années. Le climat a varié dans le passé. La température moyenne de la Terre a déjà été plus élevée qu'aujourd'hui (en fait, elle a presque toujours été plus élevée qu'aujourd'hui) et elle a déjà été plus basse qu'aujourd'hui.

Nos formules de température de surface de la Terre indiquent qu'il n'y a pas énormément d'éléments qui influencent la température d'une planète. Il y a le flux moyen reçu de l'étoile, l'albédo et l'effet de serre. Comme ces quantités peuvent varier naturellement, le climat peut varier sans que l'homme exerce la moindre influence. Nous allons explorer ici ces variations naturelles.

Les variations de luminosité du Soleil

Le Soleil n'a pas toujours la même puissance. Parfois, il est un peu plus fort et parfois il est un peu plus faible. L'intensité du rayonnement varie à long terme en plus de suivre un

cycle de 11 ans (11 ans en moyenne : certains cycles sont aussi courts que 7 ans et d'autres sont aussi longs que 15 ans). Sur le graphique suivant, on peut voir l'intensité du rayonnement solaire reçu sur Terre depuis 1600. On voit très bien le cycle de 11 ans.

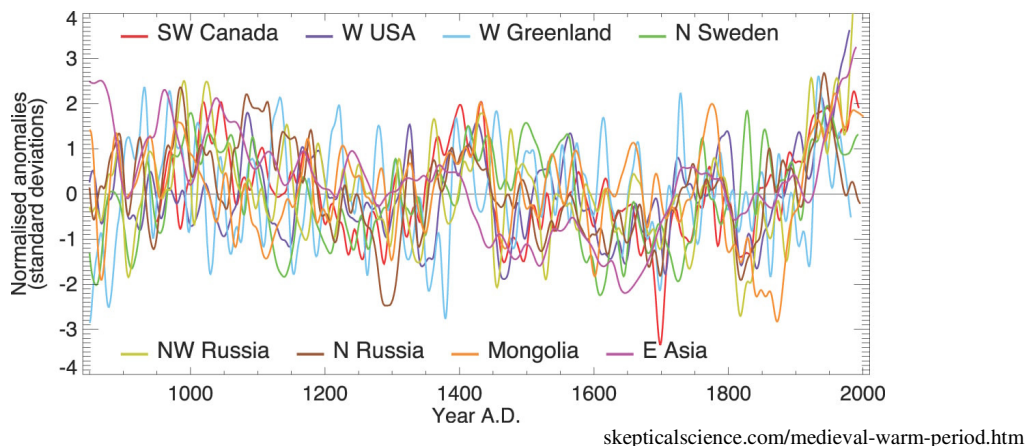


On sait qu'une baisse de rayonnement correspond à une baisse de température. Selon ce qu'on peut voir sur le graphique, on devrait donc s'attendre à ce que la période entre 1650 à 1700 ait été plus froide qu'aujourd'hui. Il faisait effectivement plus froid et c'est ce qu'on a appelé *le petit âge glaciaire*. À cette époque, la Tamise gelait souvent l'hiver à Londres (ce qu'elle n'a pas fait depuis 1814). Certains hivers furent très rudes en France. Entre 1,5 et 2 millions de Français sont morts de froid durant les hivers de 1693 et 1694.

Pourtant, les variations d'intensité du rayonnement ne sont pas bien grandes. Au minimum des années 1650 à 1700, le rayonnement reçu était d'un peu plus de 1360 W/m² plutôt que 1361,1 W/m² en moyenne en ce moment. Cela correspondrait à une baisse de moins de 0,05 °C selon nos formules de température. C'est loin d'être suffisant pour faire geler la Tamise.

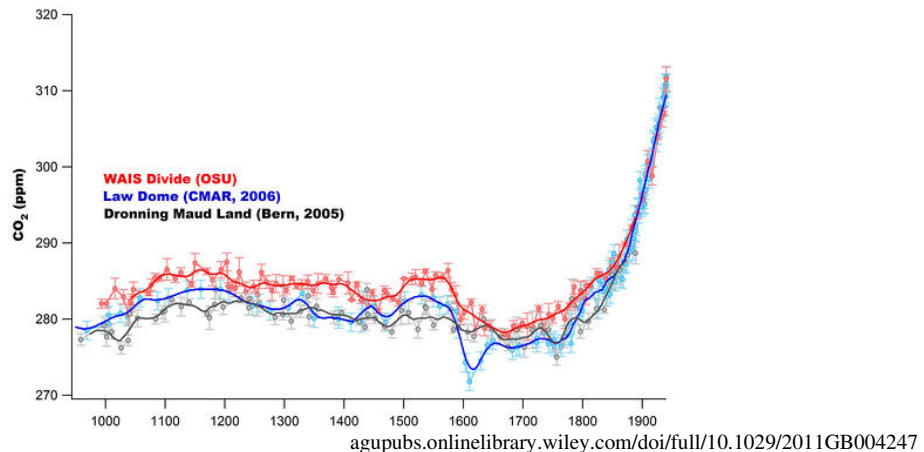
Il faut faire bien attention avec ce genre de récits historiques. Il se pourrait fort bien qu'il y ait eu uniquement un refroidissement local (genre l'Atlantique Nord) et non pas un refroidissement généralisé. Comme la plupart des sources sont Européennes, c'est facile de se laisser emporter vers des exagérations. Pour s'assurer qu'il y a un refroidissement généralisé, il faut bien étudier le climat à plusieurs endroits sur Terre.

Le graphique suivant montre les variations de températures moyennes à différents endroits sur Terre.



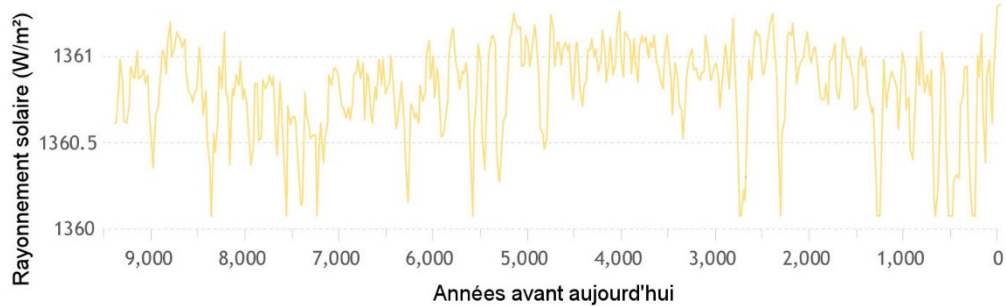
Ce n'est pas évident de se faire une idée claire avec autant de courbes, mais on voit bien que plusieurs courbes sont sous la moyenne durant la période entre 1650 et 1700. La tendance semble être un refroidissement de 1 °C par rapport à la moyenne. Notez que plusieurs courbes sont au-dessus de la moyenne pour une bonne partie de la période entre 1000 et 1400. Cela correspond à une période un peu plus chaude, souvent appelée la *période médiévale chaude*.

Comment alors une toute petite variation de rayonnement solaire a-t-elle pu entraîner un tel refroidissement ? C'est que les variations de rayonnement solaire sont amplifiées par d'autres phénomènes de rétroaction, dont le CO₂. La température et le CO₂ s'influencent mutuellement. Une montée de la quantité de CO₂ fait monter la température et une montée de la température fait monter le niveau de CO₂. Très souvent, avec les cycles naturels, tout commence par une légère variation de température et cette variation de température permet une libération de CO₂. Par exemple, l'océan libère du CO₂ quand il se réchauffe parce que l'eau chaude peut contenir moins de CO₂ que l'eau froide. Ce CO₂ libéré dans l'atmosphère fait alors augmenter la température, ce qui libère encore plus de CO₂ des océans et ainsi de suite. D'ailleurs, le graphique suivant montre que le niveau de CO₂ était un peu plus bas (à peine un peu plus bas) lors de ce qu'on a appelé le petit âge glaciaire (entre 1600 et 1800 environ). (On a les courbes pour 3 différents endroits sur Terre.)



La variation de la quantité de CO₂ n'est pas la seule chose qui peut amplifier les variations de température. Une augmentation de température fait aussi augmenter l'évaporation de l'eau. Comme l'eau est aussi un gaz à effet de serre, cela fait augmenter la température. Une augmentation de température peut faire diminuer la taille des calottes glaciaires, ce qui fait diminuer l'albédo et, donc, augmenter la température. Avec ces mécanismes d'amplification, les petites variations de luminosité solaire peuvent générer des variations de température assez importantes.

Examinons une période un peu plus longue. La courbe du rayonnement solaire des 9000 dernières années permet de conclure que le millénaire allant de l'an 1000 à l'an 2000 fut particulièrement froid. Entre l'an 500 et 1800, il y a eu 4 périodes exceptionnellement froides, alors que ces périodes froides étaient beaucoup plus rares entre 5500 ans avant aujourd'hui et 1500 ans avant aujourd'hui. Il y a 4000 ans, le climat aurait été particulièrement clément.

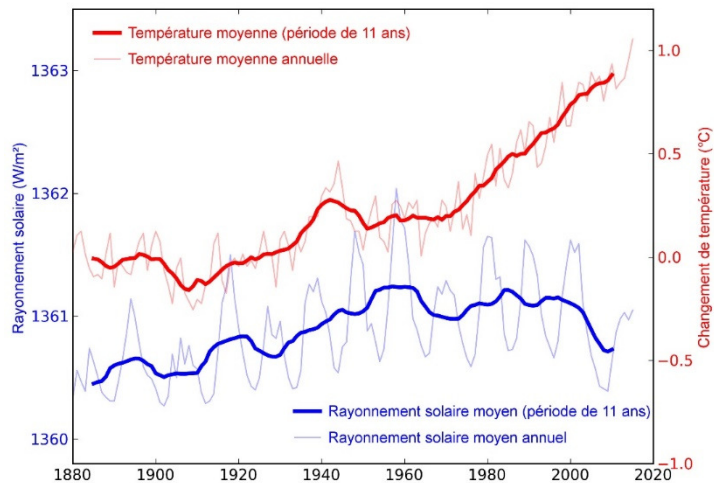


www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-incoming-sunlight

Toute la période de l'Empire romain aurait été plus chaude. D'ailleurs, les glaciers alpins étaient encore plus petits qu'ils ne le sont actuellement durant la période romaine. Ils ont ensuite fortement grossi entre l'an 500 et 1850.

La fin du graphique montre que le rayonnement solaire est particulièrement grand aujourd'hui. C'est le maximum de la courbe en 9000 ans (et peut-être même plus) ! On serait donc dans une période particulièrement chaude selon la courbe du rayonnement solaire. Pas étonnant que les glaciers et le pergélisol fondent. Cela amène évidemment la question suivante : et si notre réchauffement actuel n'était que le résultat d'une variation naturel du rayonnement solaire ?

L'idée n'est pas complètement fausse. Les glaciers ont commencé à fondre vers le milieu du 19^e siècle, au moment où les humains n'avaient pas encore ajouté de quantité importante de CO₂ dans l'atmosphère. En réalité, les variations de rayonnement solaire sont en bonne partie responsable des premières phases du réchauffement qui a débuté en 1850. La quantité de CO₂ envoyés dans l'atmosphère avant 1940 n'était pas très importante (on avait 310 ppm en 1940 comparées à 278 en 1850 et 420 maintenant) et pourtant on observe un réchauffement de près de 1 °C entre 1910 et 1940. Pendant cette période, la courbe du rayonnement solaire et de la température se suivent d'assez près, comme le montre le graphique de droite.



skepticalscience.com/solar-activity-sunspots-global-warming.htm

On pourrait donc attribuer cette phase du réchauffement au Soleil. Jusque vers 1980, c'était même plutôt difficile d'être certain que le CO₂ d'origine humaine avait une influence sur le climat, car la courbe suivait assez bien la courbe de l'augmentation du rayonnement solaire. Cependant, le graphique montre assez clairement que le Soleil n'est pas responsable du réchauffement actuel (comme le prétendent ceux qui disent que les humains n'ont rien à voir avec le réchauffement actuel). Pendant que le rayonnement solaire

diminue à partir de 2000, la température continue de monter. La variation de puissance du Soleil n'est plus l'élément le plus important qui détermine les variations de température sur Terre. L'effet du CO₂ anthropique devient alors évident.

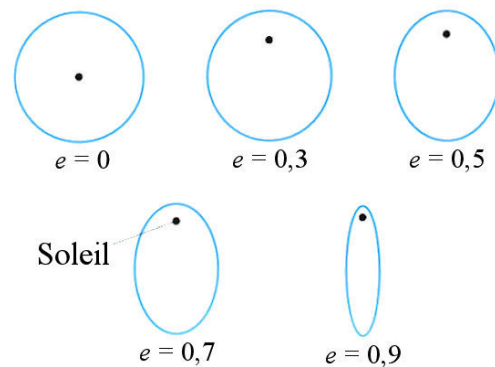
Les cycles de Milankovitch et les glaciations

Même si le Soleil gardait toujours exactement la même puissance, l'intensité moyenne du rayonnement reçu sur Terre varierait un peu. Ces variations sont générées par de petites modifications de l'orbite terrestre et de l'inclinaison de la Terre.

S'il n'y avait que la Terre et le Soleil dans l'univers, la forme de l'orbite de la Terre autour du Soleil resterait toujours exactement la même. Toutefois, l'attraction gravitationnelle des autres planètes (surtout Jupiter en fait) crée de petites perturbations qui modifient très lentement la configuration du système Terre-Soleil. Ces modifications vont donc affecter le climat sur une période plus longue.

Variation de l'excentricité

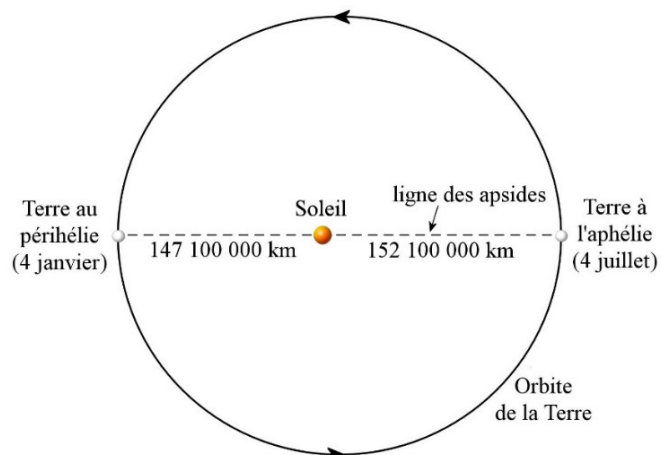
Ces perturbations modifient l'allongement de l'orbite terrestre. Cet allongement se mesure avec l'excentricité de l'orbite (notée e). Sans entrer dans les détails, une orbite qui a une excentricité de 0 est parfaitement circulaire et l'allongement augmente à mesure que l'excentricité augmente. La valeur maximale de e est 1.



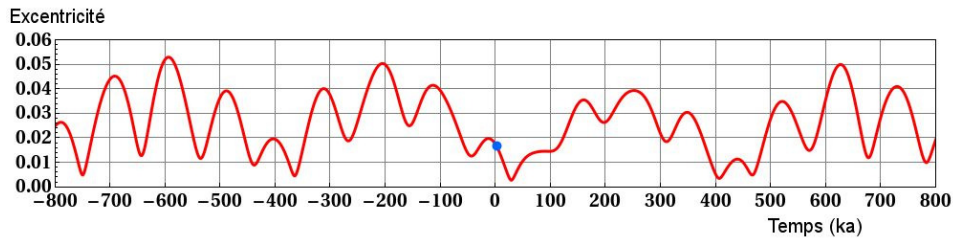
astro.wsu.edu/worthey/astro/html/lec-ellipse.html

L'excentricité de l'orbite de la Terre n'est jamais bien grande (une chance parce qu'il y aurait d'énormes variations de température pendant l'année si l'orbite était très excentrique). L'excentricité actuelle de l'orbite de la Terre est de 0,017, ce qui fait en sorte qu'au plus près du Soleil (point appelé le *périhélie*), la Terre est à 147 100 000 km du Soleil et qu'au plus loin du Soleil (point appelé l'*aphélie*), la Terre est à 152 100 000 km du Soleil.

Notez que la ligne qui relie le périhélie à l'aphélie en passant par le Soleil s'appelle *le grand axe de l'orbite* ou la *ligne des apsides*.



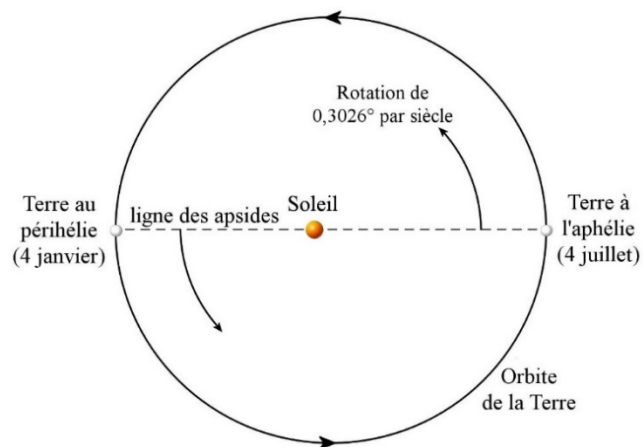
Toutefois, les perturbations font varier cette valeur entre 0,005 et 0,058. Le graphique suivant montre les variations de l'excentricité au cours du temps.



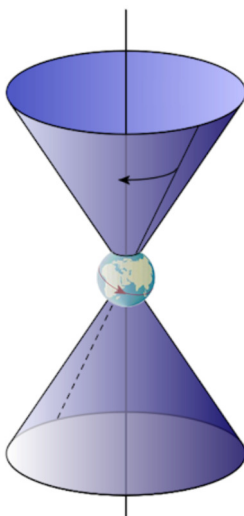
en.wikipedia.org/wiki/User:Incredio/Drafts

Déplacement du périhélie

Les perturbations font également tourner le grand axe de l'orbite terrestre (ligne des apsides sur la figure) dans l'espace, mais d'à peine $0,30264^\circ$ par siècle dans la même direction que la rotation de la Terre autour du Soleil. À ce rythme, il faut près de 118 950 ans avant que le grand axe de l'ellipse de la Terre fasse une révolution complète. Cette rotation change lentement la date de l'aphélie et du périhélie.



Variation de l'orientation de l'axe de la Terre



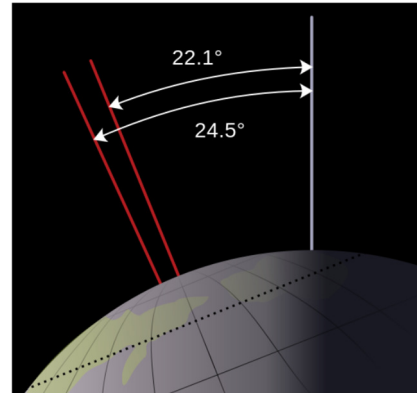
Les perturbations font également en sorte que la Terre pivote comme une toupie. Cela veut dire qu'en même temps que la Terre tourne sur elle-même, l'axe de rotation de la Terre décrit un cône. Ce mouvement le long du cône, appelé *précession*, est cependant très lent. Il faut 25 770 ans pour que l'axe fasse un tour complet du cône.

On peut également voir ce changement d'orientation dans ce vidéo.

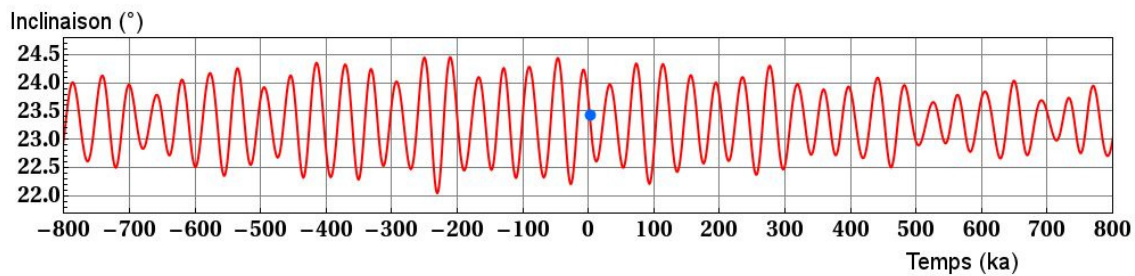
<http://www.youtube.com/watch?v=Dw4Xhw4q4ec>

Dans ce vidéo, la précession est très exagérée par rapport à la rotation de la Terre. Il faudrait que la Terre tourne avec une période de 24 h et que le mouvement de précession ait une période de 25 770 ans !

Les perturbations modifient aussi un peu l'inclinaison de l'axe de la Terre par rapport au plan de l'orbite terrestre de sorte que l'angle d'inclinaison peut varier entre 22,1° et 24,5°. En ce moment, cet angle est de 23,45°. Sur le graphique, on peut voir les variations d'inclinaison au cours du temps.



wikipedia.qwika.com/en2fr/Milankovitch_cycles



en.wikipedia.org/wiki/User:Incredio/Drafts

Notez que la présence de la Lune stabilise grandement l'orientation de l'axe terrestre. Sans la Lune, les variations pourraient être beaucoup plus importantes et elle pourrait même atteindre 180° !

Effets de ces perturbations : Le Sahara

Les conditions météorologiques du Sahara montrent bien les effets des perturbations. Le Sahara alterne entre des périodes sèches et des périodes humides avec une période d'environ 30 000 ans et il existe des preuves qu'il y a au moins 230 cycles dans les derniers 7 à 8 millions d'années ! Il y a 20 000 ans, le Sahara était un désert plus sec et plus grand que le Sahara actuel. Il y a 8000 ans, c'était une région couverte de végétation dans laquelle il y avait de nombreux lacs (image).



www.reddit.com/r/MapPorn/comments/17j1hxc/map_of_north_africa_8000_years_ago_at_the_peak_of

Les variations sont modulées par le moment auquel la Terre passe au périhélie. Dans l'hémisphère Nord, l'intensité du rayonnement solaire en été est plus grande quand la Terre passe au périhélie en été et il est plus faible quand la Terre passe au périhélie en hiver (comme en ce moment). Ces changements d'intensité en été ne sont pas bien grands, mais ils sont suffisants pour modifier le régime des moussons (des pluies saisonnières) en Afrique du Nord. Ainsi, il y a 8 000 ans, la pluie pouvait atteindre des régions du Sahara qu'elle n'atteint plus de nos jours.

Effets de ces perturbations : les glaciations

Certaines de ces petites perturbations, comme le changement d'excentricité, peuvent légèrement modifier le flux moyen reçu sur Terre en provenance du Soleil (Q), mais pas suffisamment pour engendrer des changements de températures importants. D'autres, comme le changement d'axe d'inclinaison, ne changent même pas ce flux. Pourtant, ces petites perturbations sont à l'origine du cycle des glaciations. Comment un changement minime de flux moyen peut-il avoir un tel impact ?

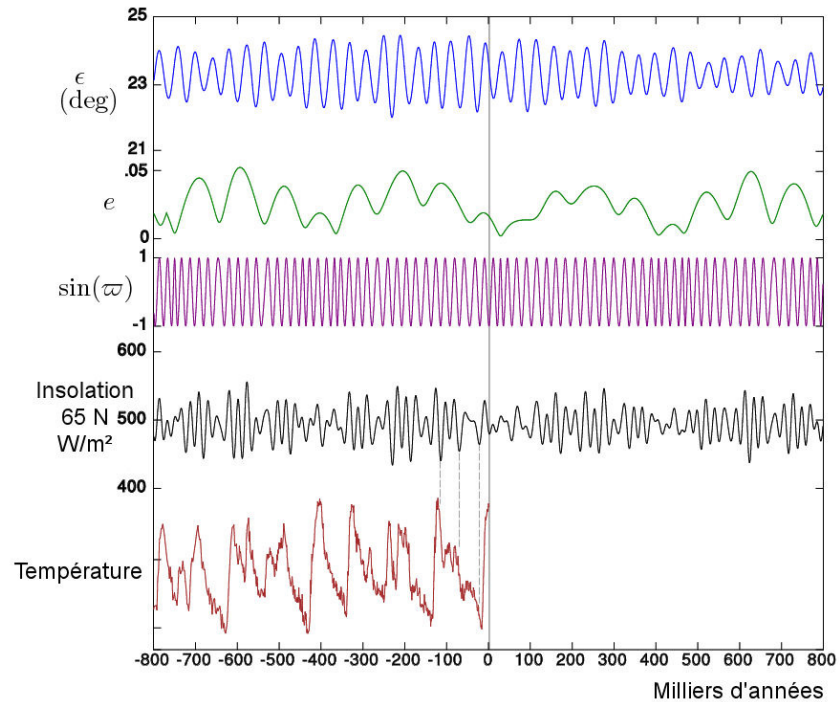
Pour les glaciations, l'élément important n'est pas le flux moyen reçu, mais le flux moyen reçu à 65° de latitude nord (qu'on appelle l'*insolation*) ! Il faut vérifier si la glace a le temps de fondre pendant l'été à cette latitude. C'est là que la forme de l'orbite et l'inclinaison de la Terre prennent toute leur importance. Si l'orbite est très allongée, que l'été se produit quand la Terre est au plus loin du Soleil et que l'inclinaison de la Terre n'est pas très grande (ce qui diminue les différences entre les saisons), l'été risque d'être un peu froid à 65° de latitude nord. Si l'été est assez froid pour que la neige accumulée pendant l'hiver ne fonde pas complètement pendant l'été, la nouvelle neige va s'accumuler par-dessus cette neige résiduelle l'hiver suivant et il y aura encore plus de neige quand l'été reviendra. Cette neige ne fondra pas au complet et il va encore ajouter de la neige par-dessus cette neige résiduelle l'hiver suivant et ainsi de suite. Lentement, la neige s'accumule et il se forme une calotte de glace.

Or, cette calotte de glace qui se forme est blanche et elle reflète bien la lumière. Sa présence fait alors augmenter l'albédo de la Terre, ce qui refroidit la Terre. Comme la Terre se refroidit, il y a moins d'évaporation. Comme l'eau est un gaz à effet de serre, la température diminue encore plus si on diminue l'effet de serre. Ce genre de rétroaction amplifie fortement la petite variation de rayonnement que les perturbations ont amené. C'est ainsi que commence une époque glaciaire.

Pourquoi uniquement l'hémisphère nord ? C'est simplement parce que presque toutes les terres émergées sont dans l'hémisphère nord, et il y en a beaucoup à 65° de latitude nord. Dans l'hémisphère sud, il n'y a presque aucune terre à 65° de latitude et les calottes ne peuvent pas se former dans l'eau. Cela signifie aussi que le déclenchement d'une période glaciaire est en partie lié à la position des continents. Comme la tectonique des plaques fait en sorte que les continents se déplacent, les cycles glaciaires ne sont pas un phénomène permanent de l'histoire de la Terre. Ce cycle existe depuis environ 2 millions d'années.

Quand les perturbations font à nouveau augmenter le rayonnement moyen, la glace va fondre un peu, ce qui va diminuer un peu l'albédo, ce qui va réchauffer la Terre, ce qui va faire fondre encore plus la glace et diminuer un peu plus l'albédo, ce qui va réchauffer la Terre, et ainsi de suite. On sort alors lentement la Terre de l'époque glaciaire.

Le graphique suivant montre l'effet des perturbations sur l'insolation à 65° de latitude nord. (Le 0 de l'échelle de temps est aujourd'hui.) Le premier graphique est celui de l'inclinaison de l'axe de la Terre, le deuxième est celui de l'excentricité et le troisième est celui du sinus de l'angle de la longitude du périhélie, dont la position est liée au pivotement de l'axe de rotation. Le quatrième graphique donne l'insolation moyenne à 65° de latitude nord au solstice d'été.



fr.wikipedia.org/wiki/Cycles_de_Milankovitch

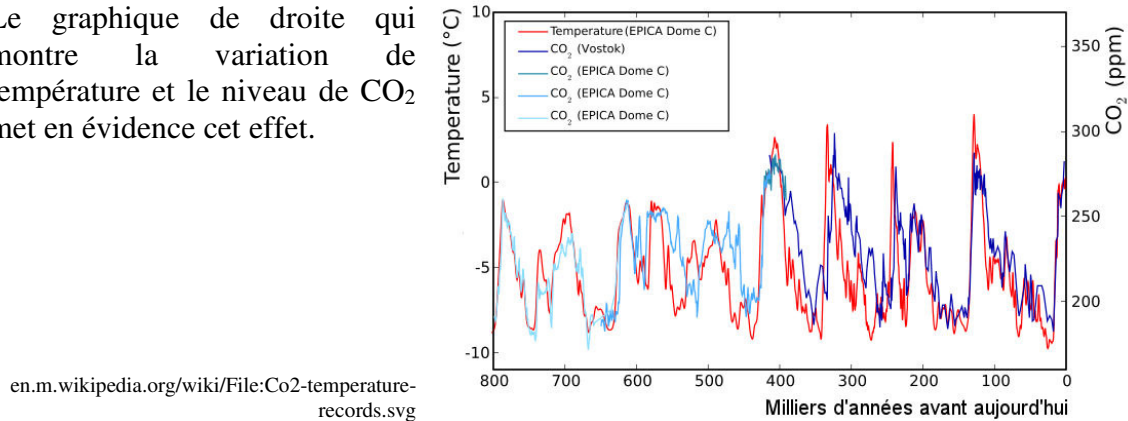
On peut voir que les 3 derniers minimums de la courbe de l'insolation correspondent à des chutes de température.

Notez que les variations de l'insolation dans les milliers d'années à venir auraient fait en sorte qu'il n'y aurait pas eu de nouvelle glaciation avant 50 000 ans, même si on n'avait pas fait augmenter l'effet de serre.

En gros, depuis 2 millions d'années, les petites perturbations de l'orbite font alterner la Terre entre un mode chaud et un mode froid. On estime qu'il y a eu une trentaine de glaciations durant cette période.

Le CO₂ joue un rôle d'amplification du cycle. Les variations de concentration de CO₂ ne sont pas à l'origine des glaciations, mais elle contribue à amplifier le cycle. Quand le cycle glaciaire commence, la glace fait augmenter l'albédo et la température diminue. Cela permet aux océans d'absorber davantage de CO₂ et cela diminue l'effet de serre. Le refroidissement est donc amplifié par cette baisse de l'effet de serre.

Le graphique de droite qui montre la variation de température et le niveau de CO₂ met en évidence cet effet.



On voit que le niveau de CO₂ est élevé quand il fait chaud et que le niveau de CO₂ est bas quand il fait froid. Il y a clairement un lien entre le niveau de CO₂ et la température. Toutefois, le graphique montre que, souvent, la courbe du niveau de CO₂ suit les changements de température avec un certain retard. C'est normal dans ce cas, puisque la température change en premier lors des glaciations, entraînant par la suite des variations de niveau de CO₂ qui amplifie ensuite les variations de température. Les opposants aux changements climatiques utilisent souvent ce graphique pour dire que le CO₂ n'est pas la cause du changement puisqu'il change après la température. C'est effectivement vrai dans le cas des glaciations, mais ce n'est pas parce que c'est vrai pour les glaciations que c'est vrai pour tous les changements climatiques.

Les variations du niveau de CO₂

À l'occasion, il y a eu de grosses émissions de CO₂ sur Terre. Cela a fait augmenter le niveau de CO₂ et la température a soudainement augmenté. Dans ces cas, l'augmentation de CO₂ a précédé l'augmentation de température (comme c'est le cas en ce moment).

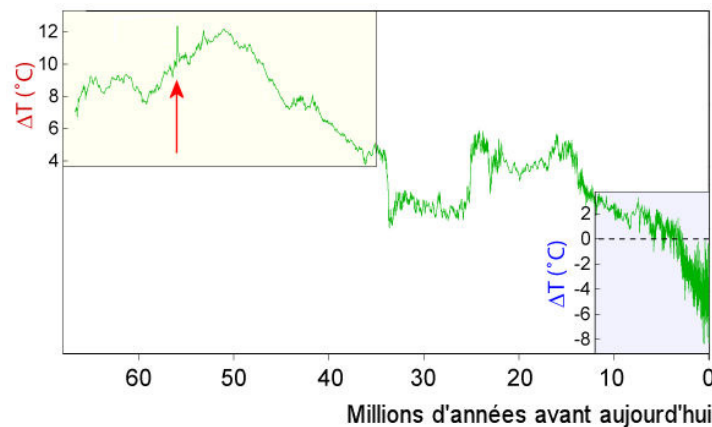
Il y a eu une telle émission de CO₂ il y a 56 millions d'années (à la transition de l'éocène et du paléocène). C'est peu de temps après l'extinction des dinosaures (il y a 65 millions d'années) et il n'y avait, bien sûr, pas d'humains sur Terre à ce moment. Essentiellement, il y avait des petits mammifères et des oiseaux. Un des plus gros animaux de l'époque est *Gastornis*, un gros oiseau de 1,75 m de hauteur qui ne pouvait pas voler.

Déjà, le climat de cette époque (avant l'émission de CO₂) était beaucoup plus chaud que celui d'aujourd'hui. La température moyenne sur Terre était en moyenne 10 °C plus élevée qu'aujourd'hui ! La Terre était en fait au beau milieu d'une longue période de réchauffement qui a duré une dizaine de millions d'année et qui a fait passer la Terre d'une température moyenne de 8 °C au-dessus de la température actuelle à 12 °C au-dessus de la température actuelle. Cette Terre plus chaude, la période la plus chaude des 200 derniers millions d'années, peut peut-être nous donner une idée de ce à quoi pourrait ressembler la Terre dans quelques milliers d'années si on ne freine pas le réchauffement. Essentiellement, il ne faisait pas tellement plus chaud à l'équateur qu'en ce moment. Par contre, les pôles étaient nettement plus chauds (on observe d'ailleurs que les pôles se

réchauffent beaucoup plus rapidement que le reste de la Terre en ce moment). Il n'y avait pas de glaciers ou de calottes polaires sur Terre et les océans étaient 100 m plus élevés qu'en ce moment. Un climat subtropical régnait sur l'ensemble de la Terre et la flore tropicale s'étendait jusqu'à une latitude de 50° de chaque côté de l'équateur. Il y avait très peu de changements avec les saisons. L'Antarctique était couvert de forêts et il y faisait 25 °C en été. La température moyenne de l'océan Atlantique était 12 °C plus élevés qu'en ce moment. Somme toute, le climat était partout assez agréable... Bon, ça ne veut pas dire que c'est exactement comme ça que la Terre deviendrait avec un réchauffement de 10 °C parce que les conditions sont un peu différentes (l'Antarctique était encore relié à l'Amérique du Sud alors que l'Amérique du Nord ne connectait pas encore avec l'Amérique du Sud, ce qui fait en sorte que les courants marins, qui contribuent à distribuer la chaleur, étaient très différents), mais ce n'est pas impossible. La concentration de CO₂ était plus élevée qu'en ce moment, à environ 800 ppm. L'effet de serre était certes plus important qu'aujourd'hui, mais pas assez pour maintenir une telle température. D'autres facteurs devaient contribuer à faire augmenter la température, mais ils n'ont pas été identifiés avec certitudes encore.

Soudainement, et on ne sait pas exactement pourquoi, il y a eu une vaste émission de CO₂. Ça semble provenir des eaux près du Groenland. Entre 1500 et 2000 Gt de carbone ont été ajoutées dans l'atmosphère en environ 2000 ans, qui a fait passer la concentration de CO₂ de 800 ppm à près de 2000 ppm. C'est l'injection de carbone dans l'atmosphère la plus rapide de toute l'histoire de la Terre (excluant évidemment la période actuelle dans laquelle on ajoute 10 Gt/an, comparé à environ 1 Gt/an à ce moment). La température moyenne, déjà élevée, a soudainement augmenté de 5 à 8 °C. La montée de CO₂ a été accompagnée d'extinctions d'espèces (mais cette extinction ne fait pas partie des 5 grandes extinctions) et d'une diminution de la taille moyenne des espèces de mammifères qui ont survécu. Le réchauffement s'est ensuite estompé assez rapidement (à l'échelle géologique). En environ 100 000 ans, le niveau de CO₂ est redescendu à 800 ppm.

Le réchauffement brutal apparaît donc comme une simple petite déviation passagère sur un graphique des températures en fonction du temps.



en.wikipedia.org/wiki/Paleocene%E2%80%93Eocene_Thermal_Maximum

Comment peut-on sortir d'un tel réchauffement provoqué par une émission importante de CO₂ ? Comment peut-on se débarrasser du carbone nouvellement injecté dans le cycle du

carbone ? Il faut bien que ce carbone s'élimine pour que la situation revienne à la normale. Les océans en absorbent une partie quand la concentration augmente parce que la pression partielle du gaz augmente, mais elle ne peut pas faire baisser la concentration. La végétation peut absorber du carbone, mais elle n'absorbe rien de façon permanente si le volume de la biomasse ne change pas de façon permanente. En fait, comme on l'a vu, c'est la pluie qui élimine le carbone du cycle en déposant des carbonates au fond des océans. Le processus est assez lent, mais la pluie peut ramener le cycle du carbone à l'équilibre en à peu près 100 000 ans. Il y a même une rétroaction qui permet à la pluie d'être plus efficace. L'augmentation de chaleur augmente l'évaporation et, donc, la quantité de pluie. Cette pluie plus abondante amène plus de carbonate dans les océans. En plus, ce carbonate plus abondant permet aux organismes à coquilles de proliférer. Davantage de ces organismes meurent et donc davantage du coquillage se dépose au fond des océans. Il y a donc plus de carbone qui s'élimine du cycle.

Les volcans ajoutent du carbone dans l'atmosphère à un rythme un peu inférieur à 0,1 Gt de carbone par an. Même une très grosse éruption n'ajoute pas beaucoup de carbone ; l'explosion du mont St-Helens en 1980 a ajouté 0,0065 Gt de carbone. L'éruption du Pinatubo en 1991 (la plus importante éruption du 20^e siècle) en a ajouté 0,013 Gt. On est bien loin des 10 Gt émis par les humains annuellement.

Toutefois, une énorme éruption peut ajouter des quantités importantes de carbone dans l'atmosphère. C'est ce qui est arrivé il y a 252 millions d'années. À ce moment, il y a eu un épisode de volcanisme majeur en Sibérie. La Sibérie s'est littéralement ouverte en deux pour laisser s'échapper beaucoup de lave (entre 3 000 000 et 7 000 000 km³ de lave, assez pour recouvrir le Canada d'une couche de 500 m d'épaisseur) et de CO₂. C'est la plus grande éruption volcanique connue.



www.newscientist.com/article/2298056-worlds-largest-mass-extinction-may-have-begun-with-volcanic-winter/

La quantité de CO₂ émise fut si grande que la concentration est passée d'environ 400 ppm à 2500 ppm (et peut-être même jusqu'à 6000 ppm) en 75 000 ans. Les conséquences ont été désastreuses. Il semblerait que la température des régions équatoriales ait atteint 50 à 60 °C sur les continents et 40 °C au-dessus des océans. Les océans se sont rapidement acidifiés et une grande partie des espèces marines se sont éteintes. C'est en fait la plus grande extinction de toute l'histoire de la Terre (70 % des espèces terrestres et 95 % des espèces marines). Évidemment, une telle éruption a aussi relâché beaucoup d'autres gaz, dont certains toxiques, et le CO₂ n'est probablement pas le seul responsable de l'extinction.

Il n'y a pas eu d'épisodes de baisse rapide de CO₂ dans l'histoire de la Terre puisqu'aucun mécanisme ne permet d'éliminer rapidement ce gaz de l'atmosphère. Toutefois, il y a eu une baisse importante, mais lente, il y a plusieurs milliards d'années. Quand la Terre s'est formée, elle avait une atmosphère contenant énormément de CO₂. L'atmosphère devait

probablement être composée de 95 % de CO₂ (comme les atmosphères de Vénus et Mars) et la pression au sol était probablement près de 100 fois plus grande qu'aujourd'hui. Évidemment, il y avait beaucoup d'effet de serre, mais, en même temps, le Soleil avait environ 70 % de sa luminosité actuelle. (La luminosité d'une étoile augmente graduellement au cours de sa vie. Pour le Soleil, la luminosité augmente d'environ 1 % par 100 millions d'années.) Lentement, la pluie a éliminé ce CO₂ en formant de l'acide carbonique, qui a ensuite réagi avec les silicates en arrivant au sol pour former de carbonates. Ce carbonate a été entraîné dans les océans par les rivières et s'est déposé au fond des océans. Lentement, presque tout le carbone de l'atmosphère s'est donc retrouvé dans les sédiments, essentiellement du calcaire, au fond de l'océan. On estime qu'il y a plus de 30 000 000 Gt de carbone dans ces sédiments. Certains parlent même de 80 000 000 Gt de carbone. C'est vraiment beaucoup plus que le carbone de l'atmosphère, des végétaux et des océans (environ 40 000 Gt en tout).

RÉSUMÉ DES ÉQUATIONS

Taux de transfert de chaleur par conduction

$$P = k \frac{A}{\ell} \Delta T$$

Longueur d'onde du pic d'émission (Loi de Wien)

$$\lambda_{pic} = \frac{2,898 \times 10^{-3} mK}{T}$$

Puissance rayonnée par un objet chaud (loi de Stephan-Boltzmann)

$$P = \varepsilon \sigma A T^4$$

Flux moyen (puissance moyenne par unité de surface) arrivant sur une planète

$$Q = \frac{I}{4} = \frac{P_{\text{étoile}}}{16\pi D^2}$$

Température d'équilibre à la surface d'une planète

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{Q(1-A)}{\sigma}}$$

Température à la surface d'une planète (avec l'effet de serre)

$$T_s = T_e \sqrt[4]{1 - \ln \sqrt{1 - \varepsilon}}$$

Lien entre la quantité de carbone et la concentration de CO₂ dans l'atmosphère

$$2,214Gt_C = 1ppm_{CO_2}$$

Forçage radiatif dû à l'augmentation de concentration de CO₂

$$\Delta F_{CO_2} \approx 5,35 \frac{W}{m^2} \cdot \ln\left(\frac{C}{278 ppm}\right)$$

Augmentation de température liée au forçage radiatif du CO₂

$$\Delta T \approx 0,55 \frac{^{\circ}Cm^2}{W} \cdot \Delta F_{CO_2}$$

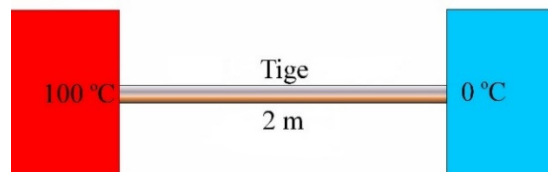
EXERCICES

Utilisez les valeurs suivantes pour certains de ces exercices.

Puissance du Soleil = $3,828 \times 10^{26}$ W
 Distance moyenne entre la Terre et Soleil = 149 600 000 km
 Distance entre la Terre et Soleil à l'aphélie = 152 100 000 km
 Distance entre la Terre et Soleil au périhélie = 147 100 000 km
 Distance entre Mars et le Soleil = 227 340 000 km
 Albédo de la Terre = 0,30
 Albédo de Mars = 0,25

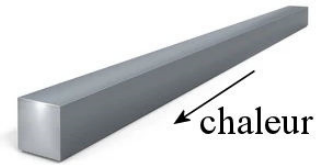
9.2 La conduction

1. Un objet à 100 °C est à une distance de 2 mètres d'un autre objet à 0 °C. Les deux objets sont immenses et parfaitement conducteurs. On place alors une tige de plomb ayant un diamètre de 4 cm entre les deux objets.



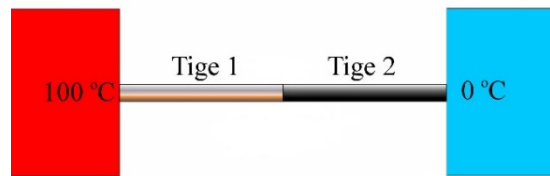
- Combien d'énergie passe en une heure dans la tige sachant que la conductivité thermique du plomb est de $34,7 \text{ W/m}^{\circ}C$?
- Quelle est la température de la tige à 10 cm de l'extrémité qui touche à l'objet à 100 °C ?

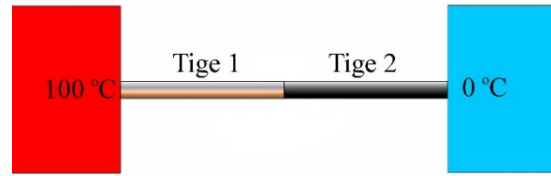
2. Le taux de transfert de chaleur dans cette tige d'argent est de 20 W. La tige a une longueur de 4 m et le bout de la tige est en carré de 3 cm de côté. Sachant que la conductivité thermique de l'argent est de $427 \text{ W/m}^\circ\text{C}$, déterminez la différence de température entre les deux bouts de la tige.



www.shutterstock.com/fi/image-illustration/one-single-square-steel-bar-isolated-2012616197

3. Un objet à 100°C est à une distance de 2 mètres d'un autre objet à 0°C . Les deux objets sont immenses et parfaitement conducteurs. On relie les deux objets avec deux tiges mises en contact bout à bout ayant toutes deux une longueur de 1 m et un rayon de 2 cm. Une tige est en plomb (tige 1) et l'autre est en fer (tige 2). La conductivité thermique du plomb est de $34,7 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ et la conductivité thermique de fer est de $79,5 \text{ W/m}^\circ\text{C}$.



- a) Quelle est la température à la jonction des deux tiges ?
 b) Quel est le taux de transfert de la chaleur dans la tige ?
4. Un objet à 100°C est à une distance de 2 mètres d'un autre objet à 0°C . Les deux objets sont immenses et parfaitement conducteurs. On relie les deux objets avec deux tiges mises en contact bout à bout ayant la même longueur et le même diamètre. La conductivité thermique de la tige 1 est de $100 \text{ W/m}^\circ\text{C}$. Quelle est la conductivité thermique de la tige 2 si la température au point de jonction est de 40°C ?
- 
5. La vitre d'une fenêtre a une hauteur de 125 cm et une largeur de 50 cm. Le côté de la fenêtre à l'intérieur de la maison a une température de 15°C et le côté de la fenêtre à l'extérieur de la maison est à -20°C . La conductivité thermique du verre est de $0,837 \text{ W/m}^\circ\text{C}$.
- a) Quel est le taux de transfert de la chaleur dans la fenêtre si son épaisseur est de 1,2 cm ?
 b) Plutôt que d'utiliser une seule vitre de 1,2 cm d'épaisseur, on va maintenant utiliser 2 vitres de 0,6 cm d'épaisseur séparées par une couche d'air de 0,6 cm d'épaisseur. Quel est le taux de transfert de la chaleur dans la vitre si la conductivité thermique de l'air est de $0,0234 \text{ W/m}^\circ\text{C}$?

9.3 Le rayonnement émis par les objets chauds

6. Un objet a une température de 3000 °C. Quelle est la longueur d'onde du pic d'émission de cet objet ?
7. Le pic d'émission du Soleil a une longueur d'onde de 502 nm. Quelle est la température de surface du Soleil ?
8. L'étoile Polaire a un rayon de 32 000 000 km et une température de surface de 6015 K. Quelle est la puissance du rayonnement émis par cette étoile ?
9. Vous vous retrouvez tout nu dehors. Votre corps a une surface de 1,8 m² et une température de surface de 37 °C. L'émissivité du corps humain est de 0,98.
 - a) Quelle est la puissance émise par votre corps si la température de l'air est de 20 °C ?
 - b) Quelle est la puissance émise par votre corps si la température de l'air est de -30 °C ?

Rappelez-vous que dans un milieu à une certaine température T_0 qui vous donne du rayonnement, la puissance nette émise est $P = \epsilon\sigma A(T^4 - T_0^4)$.

10. La puissance du rayonnement émis par une ampoule est de 60 W. Cette lumière provient d'un filament chaud cylindrique ayant une longueur de 10 cm et un diamètre de 1 mm. L'émissivité du tungstène est de 0,20. Quelle est la température du filament (en °C) quand la lampe est allumée ? (Le milieu ambiant est à 20 °C.)

9.4 La température de surface d'une planète

11. Comme la distance entre la Terre et le Soleil change pendant l'année, la température moyenne de la Terre doit aussi changer. Calculer la différence de température d'équilibre qu'il y a entre le moment où la Terre est au périhélie et le moment où la Terre est à l'aphélie (si on néglige l'effet de serre).
12. Dans 1 milliard d'années, le Soleil sera 10 % plus puissant qu'en ce moment. De combien la température d'équilibre augmentera-t-elle par rapport à sa valeur aujourd'hui ?

13. Quel devrait être l'albédo de la Terre pour que la température d'équilibre de la Terre soit de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ sachant que $Q = 340,275\text{ W/m}^2$?
14. À quelle distance du Soleil devrait être la Terre pour que sa température d'équilibre moyenne soit de $80\text{ }^{\circ}\text{C}$ si son albédo reste à $0,3$?

9.5 L'effet de serre

15. Quelle serait la température moyenne de la Terre (en $^{\circ}\text{C}$) si la valeur de ε était de $0,8$?
16. Quelle devrait être la valeur de ε pour que la température moyenne de la Terre soit de $50\text{ }^{\circ}\text{C}$?
17. Il n'y a pratiquement pas d'effet de serre sur Mars.
- Quelle est la température de surface sur Mars sans effet de serre (en $^{\circ}\text{C}$) ?
 - Imaginons maintenant qu'on ajoute une atmosphère sur Mars dont la valeur de ε est de $0,7$. Quelle serait alors la température moyenne à la surface de Mars (en $^{\circ}\text{C}$) ?
18. Quel devrait être l'albédo pour que la température moyenne de la Terre soit de $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en tenant compte de l'effet de serre (si on a toujours $\varepsilon = 0,71$ et $Q = 340,275\text{ W/m}^2$) ?
19. Quel est le coefficient d'absorption d'une seule couche de l'atmosphère si on sépare l'atmosphère en 50 couches et que le coefficient d'absorption totale est de $0,71$?
20. Sachant que la température de la Terre est passée de $13,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 1850 à $14,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ en 2023 et que la température d'équilibre de la Terre est de $-18,57\text{ }^{\circ}\text{C}$, calculer de combien le coefficient ε a augmenté depuis 1850.

9.7 Le réchauffement global

21. De combien la température augmenterait-elle si la concentration de CO_2 était de 1000 ppm ?

22. De combien la température augmenterait-elle si on utilisait les 6000 Gt de carbone des carburants fossiles et que 41 % de ce carbone reste dans l'atmosphère ?
23. Quelle devrait être la concentration de CO₂ pour que la température moyenne sur Terre soit de 20 °C si la température moyenne en 1850 était de 13,6 °C ?
24. Certains proposent de mettre des aérosols dans la haute atmosphère pour augmenter le pourcentage de lumière réfléchié par la Terre et donc augmenter l'albédo de la Terre. En augmentant l'albédo, on pourrait annuler l'augmentation de la température faite par une augmentation de ε . On sait, selon l'exercice 20, que le coefficient ε est passé de 0,7045 à 0,7201 depuis 1850. Sachant que l'albédo est de 0,3 en ce moment, à quelle valeur devrait-on augmenter l'albédo pour annuler le réchauffement ?
25. Tous les ordinateurs du monde qui fonctionnent sans arrêt uniquement pour miner des Bitcoins consomment environ $1,1 \times 10^{11}$ kWh (1 kWh équivaut à $3,6 \times 10^6$ J). C'est presque 2 fois plus que la consommation d'électricité de tout le Québec. On estime que la production de 1 kWh d'énergie génère 0,68 kg de CO₂. Sachant cela, quelle quantité de carbone est ajoutée dans l'atmosphère chaque année pour miner des Bitcoins (en millions de tonnes de carbone) ?
26. Certains estiment qu'il y a 3,4 milliards d'années, l'atmosphère était environ 90 fois plus massive et qu'elle était composée à 95 % de CO₂. La pluie a alors lentement éliminé le CO₂ de l'atmosphère et l'a déposé au fond des océans sous forme de carbonate. Tentons d'évaluer la quantité de carbone dans les sédiments marins.
- L'atmosphère exerce une pression moyenne de 101,3 kPa à la surface de la Terre. Quelle est la force exercée sur chaque mètre carré de la surface de la Terre ?
 - Cette force correspond au poids de tout l'air au-dessus de ce mètre carré. Quelle est la masse de l'air au-dessus de ce mètre carré ?
 - Sachant que le rayon de la Terre est de 6371 km, déterminez la masse totale de l'atmosphère.
 - Si l'atmosphère était 90 fois plus massive au départ, quelle était la masse de l'atmosphère à ce moment ?
 - Quelle était la masse du carbone de l'atmosphère au départ (en Gt) ? C'est cette quantité qu'on devrait retrouver au fond des océans.

RÉPONSES

9.2 La conduction

1. a) 7849 J b) 95 °C
2. 208,2 °C
3. a) 30,39 °C b) 3,036 W
4. 150 W/m°C
5. a) 1526 W b) 80,79 W

9.3 Le rayonnement émis par les objets chauds

6. 885 nm
7. 5773 K
8. $9,551 \times 10^{29}$ W
9. a) 186,6 W b) 575,0 W
10. 1752 °C

9.4 La température de surface d'une planète

11. 4,26 °C
12. 6,14 °C
13. 0,0723
14. 77 750 000 km

9.5 L'effet de serre

15. 21,92 °C
16. 0,9582
17. a) -63,04 °C b) -36,77 °C
18. 0,3839
19. 0,0244
20. La valeur de ε est passée de 0,7045 à 0,7201.

9.7 Le réchauffement global

21. 3,8 °C
22. 4,7 °C
23. 2447 ppm
24. 0,3116
25. 20 Mt
26. a) 101 300 N b) 10 337 kg c) $5,3 \times 10^{18}$ kg d) $4,8 \times 10^{20}$ kg
e) Environ 120 000 000 Gt