

5. Dynamique de l'Atmosphère.

1

5. Dynamique de l'Atmosphère.

Objectif: Décrire qualitativement (quantitativement..)

La structure de l'atmosphère ainsi que sa dynamique.

- Contrôle les vents
- Contrôle la météorologie
- Contrôle l'érosion...

On considérera dans le cours l'atmosphère comme une couche mince (« taille horizontale » >> « taille verticale »).



2

PLAN

1. La structure thermique de l'atmosphère

- a) *les différents processus de transferts de chaleur*
- b) *le transfert radiatif*
- c) *les paramètres orbitaux de la planète*
- d) *stratification verticale des températures dans l'atmosphère*

2. L'atmosphère en mouvement

- a) *les mouvements convectifs*
- b) *influence de la rotation de la Terre*
- c) *la zone intertropicale*
- d) *moyennes latitudes: instabilités et ondes planétaires*
- e) *Mouvements géostrophique.*

3

1. La structure thermique de l'atmosphère

- a) *les différents processus de transferts de chaleur*

- **Conduction**
- **Convection**
- **Transfert radiatif (rayonnement)**

Un corps chauffé émet de l'énergie sous forme de **rayonnement électromagnétique**. Une des particularités de ce rayonnement dit "thermique" est qu'il peut se propager dans le vide.

Comme tout rayonnement électromagnétique, le rayonnement dit thermique est caractérisé par une densité d'énergie et un spectre (répartition de l'énergie suivant la longueur d'onde).

Le rayonnement thermique se déplace vers les courtes longueurs d'ondes quand la température du corps augmente.

4

1. La structure thermique de l'atmosphère

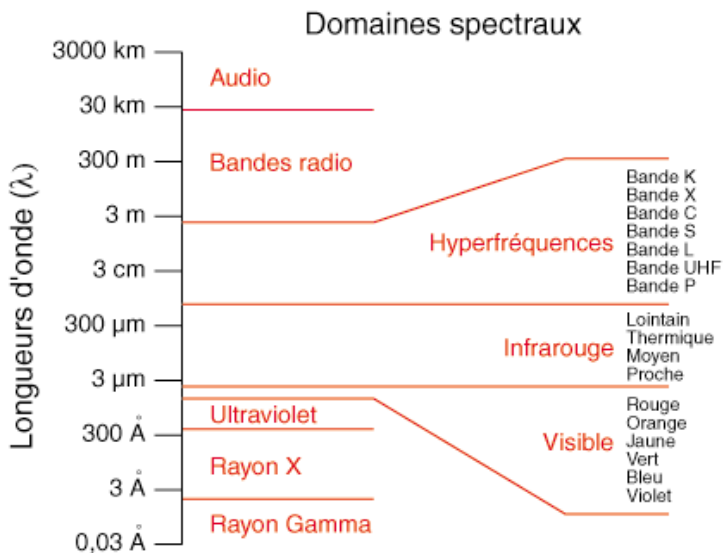
a) *les différents processus de transferts de chaleur*

• **Transfert radiatif (rayonnement)**

Exemple: Le **filament de tungstène** utilisé dans les lampes à incandescence a une couleur caractéristique de sa température. A faible température, il est rouge-orangé, puis jaune puis blanc. Le pic du spectre d'émission se déplace de la limite entre l'infra-rouge et le visible (rouge) vers le milieu du visible (blanc).

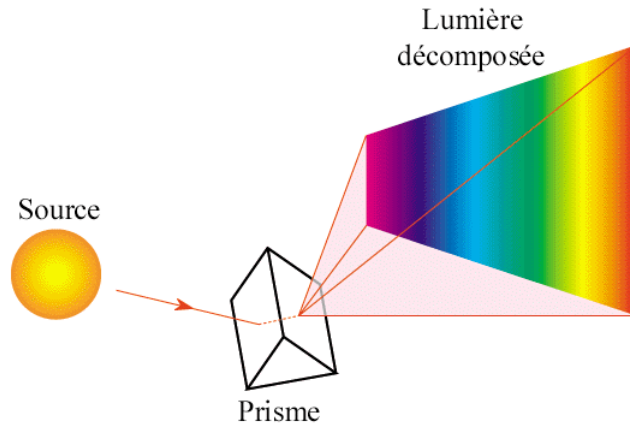
Il faut finalement distinguer la nature des récepteurs de ce rayonnement thermique : certains le réfléchissent d'autres l'absorbent et la transforment en énergie interne pour rayonner à leur tour.

5



6

Le spectre électromagnétique est le résultat de la décomposition du rayonnement électromagnétique en ses fréquences constituantes. Ainsi, lorsque la lumière passe à travers un prisme, elle se décompose en plusieurs couleurs constituantes (principe de l'arc-en-ciel).

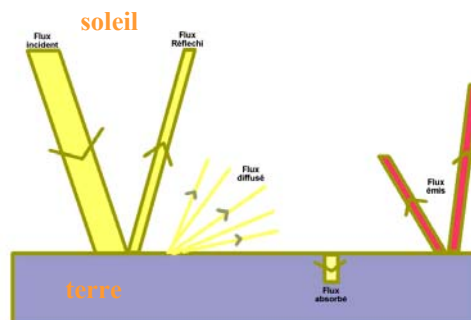


7

1. La structure thermique de l'atmosphère

b) *Le transfert radiatif.*

- Le flux émis est la quantité d'énergie émise par un corps par rayonnement thermique par unité de temps. Cette énergie provient de la transformation de l'énergie interne du corps.
- Le flux absorbé est la quantité d'énergie reçue par rayonnement et transformée en énergie interne par un corps.
- Un rayonnement thermique peut aussi être réfléchi ou diffusé par une surface. Dans le cas d'une réflexion, celle-ci suit les lois de l'optique géométrique (rais de lumière), dans le cas d'une diffusion, le renvoi se fait dans toutes les directions.
- Un corps ne transmettant pas le rayonnement est dit opaque (la Terre par ex), un milieu le transmettant dans son intégralité est dit transparent (le vide par exemple).



8

Dynamique de l'Atmosphère: C'est le rayonnement thermique issu du soleil qui chauffe la surface de la Terre et qui va donc permettre la mise en place d'une circulation atmosphérique.

9

Au premier ordre, on peut dire:

- La température à la surface de la Terre est déterminée par le *chauffage solaire* (le soleil émet de l'UV au proche de l'IR (40% dans le visible)).
- La Terre elle-même *rayonne* (dans l'IR).

Ce sont les *disparités de température* associées à ces effets de premier ordre qui vont induire la dynamique de l'atmosphère (si la température était constante uniformément, pas de mouvement!).

10

Calcul d'ordre de grandeur de T à la surface de la Terre.

La longueur d'onde du rayonnement dépend de la température du corps émetteur. Ainsi, le soleil, très chaud, émet de l'UV au proche IR (40% étant émis dans le visible) et la Terre, plus froide, dans l'IR.

La loi de Stefan permet de relier le flux F émis par un corps à la température de surface T de ce corps :

$$F = \sigma T^4 \text{ avec } \sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W K}^{-4} \text{m}^{-2}$$

Du rayonnement émis par le soleil, il arrive au sommet de l'atmosphère un flux $F_0 = 1370 \text{ W.m}^{-2}$ (le flux diminue en $1/r^2$, r la distance entre le soleil et la Terre). La puissance reçue est donc $F_0 \pi R^2$ (R rayon de la Terre).

Est ce beaucoup?

11

Une partie du rayonnement est cependant directement renvoyé dans l'espace (non absorbé):

- Réflexion sur les nuages**
- Réflexion à la surface de la Terre...**
- diffusion moléculaire**

Environ 30% du rayonnement solaire est réfléchi par l'atmosphère et la surface terrestre et est directement renvoyé dans l'espace: on appelle cette proportion l'ALBEDO ($A=0.3$).

Illustration : plaque noire vs plaque blanche déposée sur un isolant thermique, et exposées au soleil → température d'équilibre différente.

Exemples: albedo de l'herbe=0.2, des forêts=0.1, de la neige=0.8 etc...

12

Connaissant la loi de Stefan et le flux reçu du soleil, on peut déterminer la température de la surface terrestre si on fait l'hypothèse qu'elle est en équilibre thermique, i.e.,

Puissance émise = Puissance reçue.

$$F_{\text{Terre}} = \sigma T_{\text{Terre}}^4$$

$$\text{Puissance émise} = 4\pi R^2 F_{\text{Terre}}$$

$$\text{Puissance reçue} = \pi R^2 F_0 (1 - A)$$

d'où $\sigma T_{\text{Terre}}^4 = F_0 (1 - A) / 4 \Rightarrow T_{\text{Terre}} \simeq 250 \text{ K} \simeq -18^\circ\text{C}$

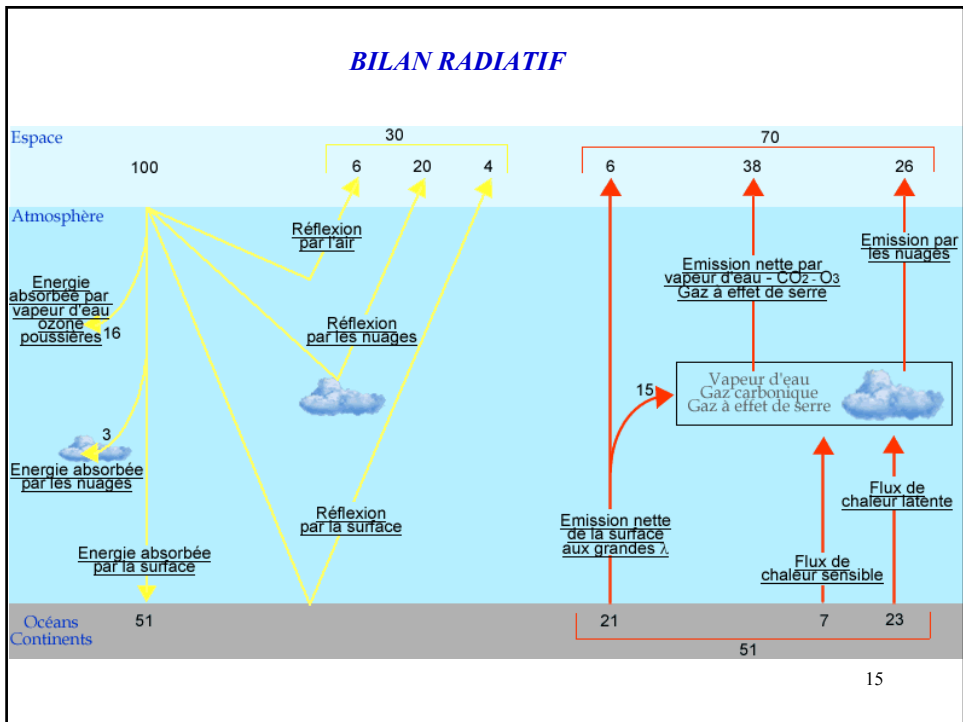
La valeur obtenue est inférieure de 33°C à la température moyenne réelle du sol (environ 15°C). La Terre serait donc plus chauffée, donc absorberait plus d'énergie que ce qu'on a calculé ?

13

Cette énergie supplémentaire est due à **l'effet de serre**. Le rayonnement propre de la Terre est piégé en partie dans l'atmosphère par le **CO₂ et la vapeur d'eau** surtout. En effet, ces molécules absorbent et rayonnent dans l'IR: elles absorbent donc une partie du rayonnement terrestre.

En conclusion, on s'aperçoit que la **troposphère** (partie inférieure de l'atmosphère) est surtout chauffée par le sol. Ceci est à l'origine du caractère actif et turbulent de la circulation atmosphérique.

14



Pour l'instant vision axisymétrique (homogène) du chauffage de la Terre, or ce chauffage n'est pas homogène



1. La structure thermique de l'atmosphère

c) les paramètres orbitaux de la planète.

En un point donné du globe, le rayonnement solaire varie beaucoup au cours des saisons à cause de 2 facteurs:

- **L'obliquité** de l'axe de rotation par rapport au plan de l'écliptique (environ 23°). En moyenne (toutes saisons confondues), le maximum d'énergie est reçue entre les tropiques.



- **L'ellipticité** de l'orbite: la distance au soleil varie, donc l'importance du rayonnement aussi (on a vu qu'il variait en $1/D^2$).

A noter que les océans ont une très forte inertie thermique (ils se réchauffent et se refroidissent lentement). Grâce à eux, l'équateur thermique (là où il fait le plus chaud) se déplace peu au cours des saisons.

17

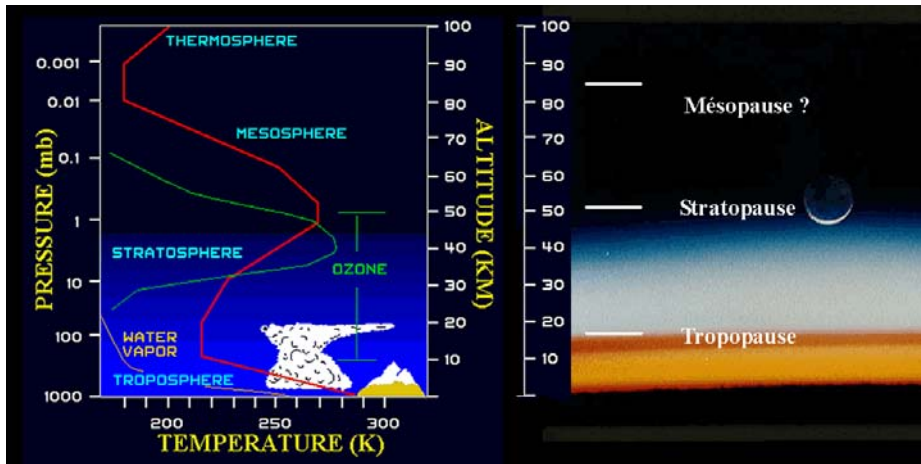
1. La structure thermique de l'atmosphère

d) la stratification verticale des températures dans l'atmosphère.

- **Couche mince (500 km de hauteur contre 40000 km de circonférence)**
- **90 % de la masse de l'atmosphère se situe dans les 16 premiers kilomètres.**

⇒ **stratification verticale de l'atmosphère**

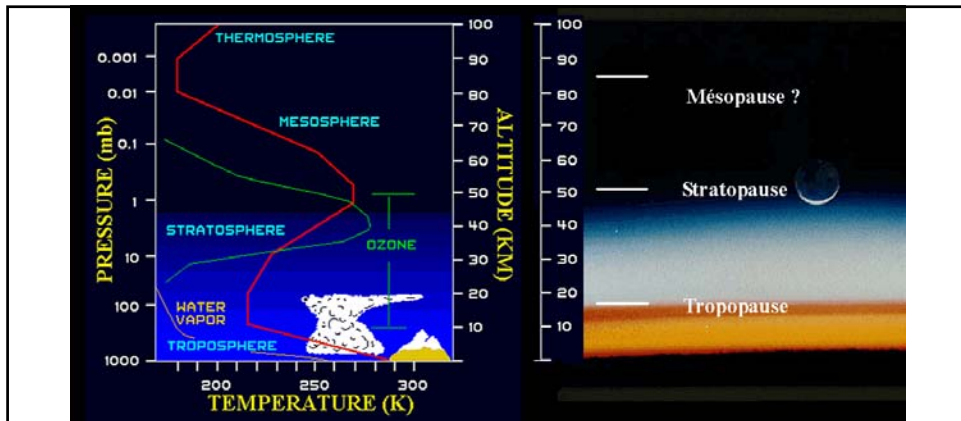
18



De bas en haut on observe donc:

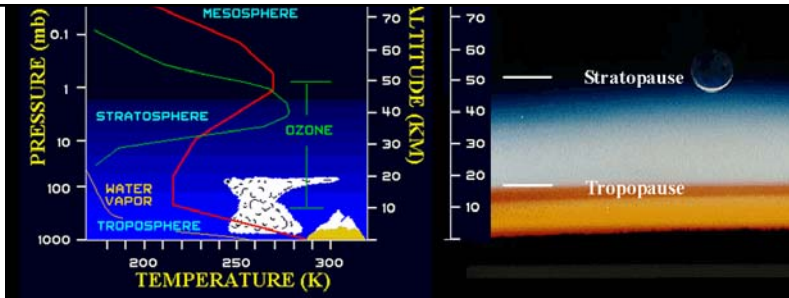
- la tropopause (altitude variable suivant les régions; de 13 à 25 km)
- la stratopause (50km environ)
- la mésopause (80 km environ)

19



Dans les 10 premiers km (**troposphère**), l'atmosphère est chauffée par le bas par absorption dans l'IR. La température décroît avec l'altitude dans la troposphère. L'air chaud est donc en dessous de l'air froid. **Ce système peut être stable ou instable en fonction du gradient de température réel. C'est dans cette partie de l'atmosphère que se situent la majorité des mouvements de celle-ci.**

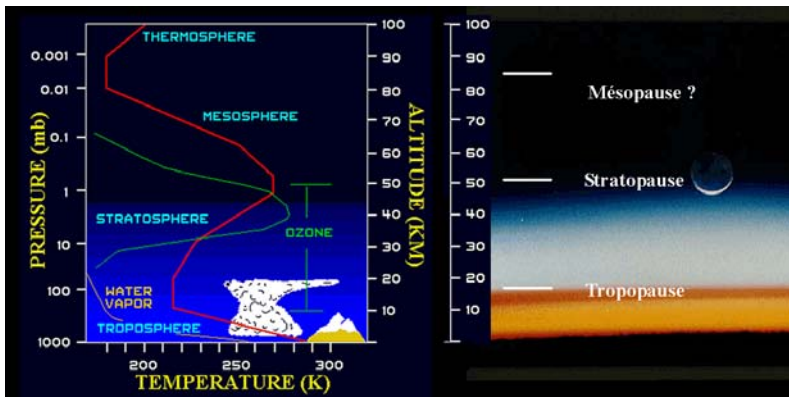
20



Dans la **stratosphère**, on trouve de l'**ozone**. Celle-ci absorbe dans l'UV (contrairement à la vapeur d'eau ou au CO₂ qui absorbent dans l'IR). Elle absorbe donc directement le rayonnement solaire (partie des 16%) et la **température croît avec l'altitude**. Le brassage vertical étant très dur dans cette partie de l'atmosphère, les nuages y sont très plats. Tous les autres nuages sont troposphériques (cirrus, stratus, cumulus...).

L'ozone joue un rôle important car elle absorbe dans l'ultraviolet et protège donc la surface de la Terre d'une partie de ces rayonnements, très nocifs pour la vie. L'ozone O₃ est responsable du gradient positif de température observé dans la stratosphère entre environ 12 km à nos latitudes (8 km aux pôles, 17 km à l'équateur) et 50 km.

21



La **mésosphère** et la **thermosphère** ne représentent qu'une très faible partie de la masse de l'atmosphère.

22

2. L'atmosphère en mouvement

a) *les mouvements convectifs*

L'atmosphère est une **couche mince**: ses mouvements vont se faire de préférence **horizontalement**. La vitesse moyenne **verticale** est de **50 m/h** alors que la vitesse moyenne **horizontale** est de **50 km/h**.

23

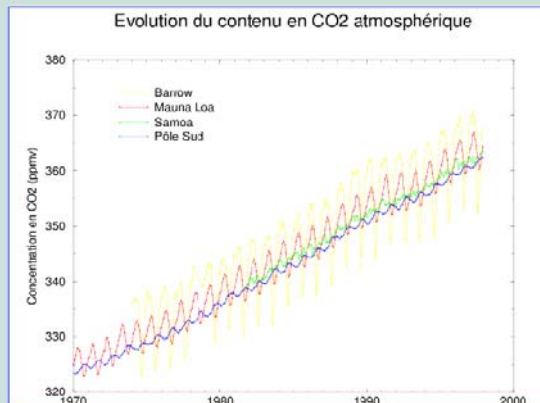
Circulation atmosphérique : agent de transport efficace

- La circulation atmosphérique est un agent de transport efficace de composés chimiques

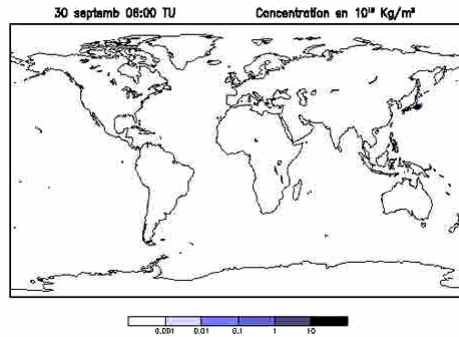


Mesure de la concentration en CO₂ dans 4 stations.

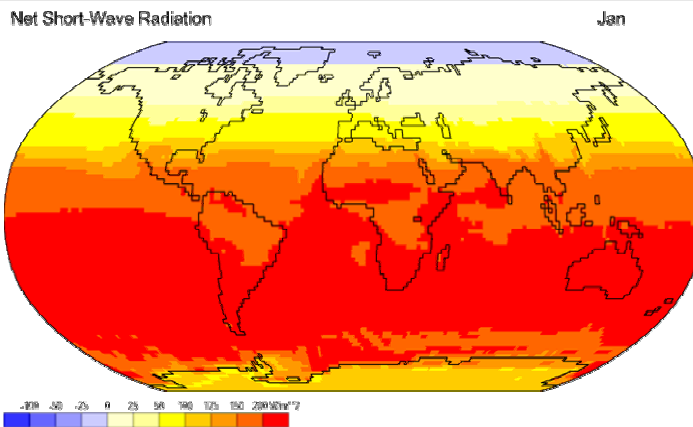
Les variations annuelles de la concentration dans l'hémisphère Nord sont dues au développement printanier de la végétation.



Les variations annuelles dans l'hémisphère Sud sont dues au transport du CO₂ par l'atmosphère. Enfin, les valeurs moyennes dans les 2 hémisphères sont voisines alors que les sources anthropogéniques (responsables de l'augmentation annuelle de plus de 1%) sont essentiellement situées dans l'hémisphère Nord.



Simulation numérique du transport de la masse d'air polluée par l'accident nucléaire de Tokaimura (Japon), le jeudi 30 septembre 1999.²⁵



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997
 Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

- Le système TAO absorbe un flux net qui est la différence entre le flux solaire émis et le flux infrarouge émis.
- On remarque que les hautes latitudes de l'hémisphère d'hiver sont déficitaires (bleu)

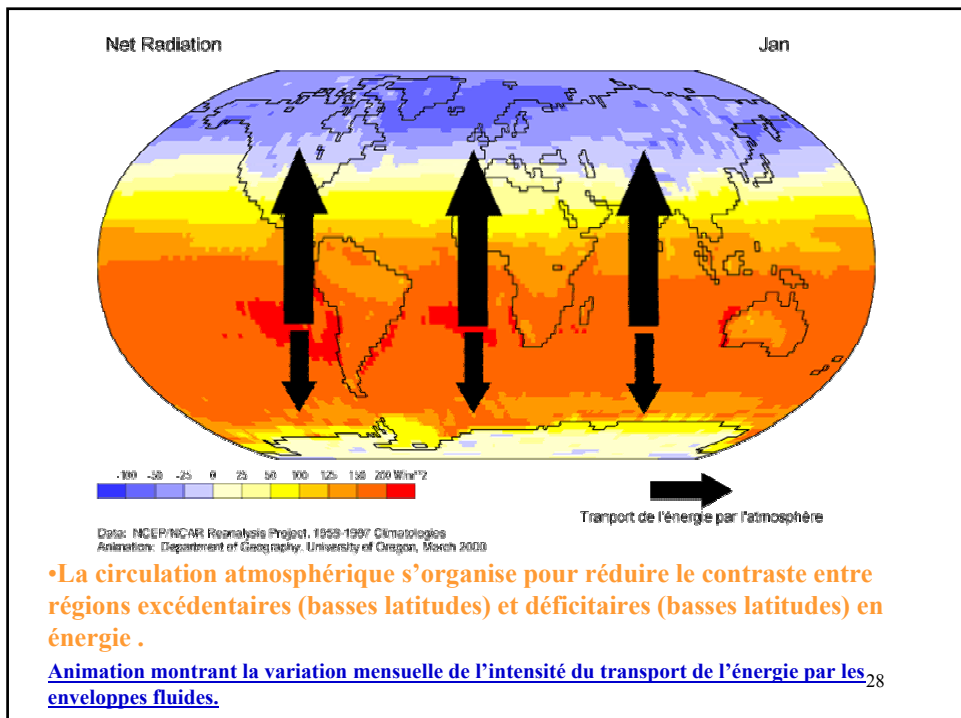
Animation montrant la répartition géographique du flux de chaleur net absorbé par le système TAO.

Les régions déficitaires sont les hautes latitudes de l'hémisphère d'hiver.

MOTEUR DES MOUVEMENTS CONVECTIFS

C'est la différence de chauffage de l'atmosphère entre les différentes régions qui provoque la convection. En effet, là où l'atmosphère est plus chaude, l'air est plus léger, donc à tendance à monter

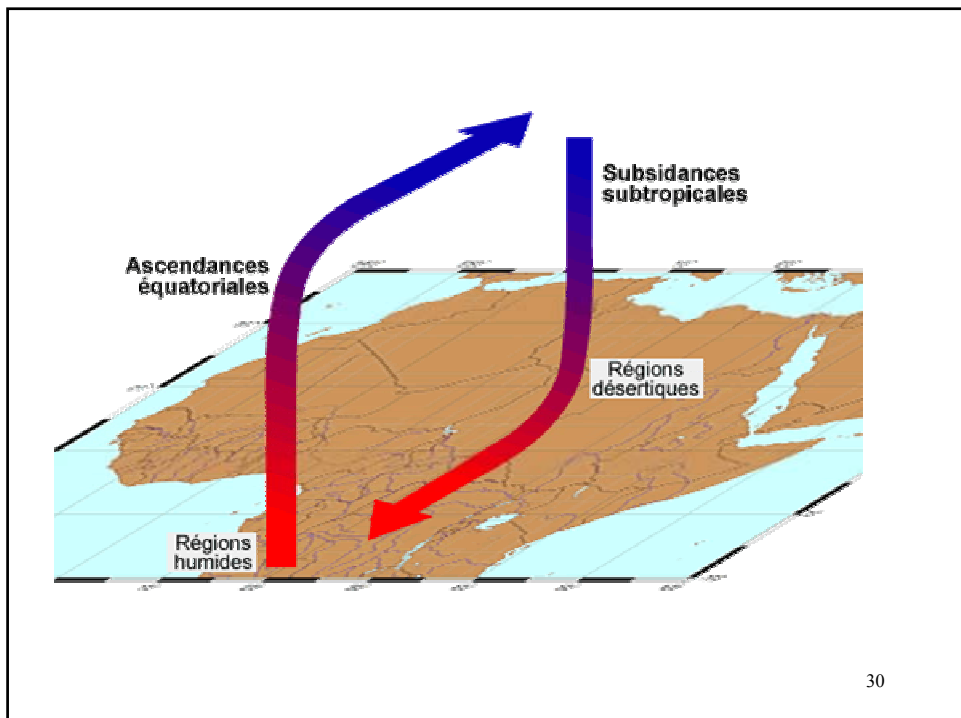
27



Là où l'air est plus froid, il a tendance à descendre. Plus on s'élève, plus les gradients de pression horizontaux sont grands. **Une cellule de circulation dans le plan méridien se met en place. C'est la cellule de Hadley.**

L'air qui s'élève se refroidit car sa pression baisse (dilatation) et l'air qui descend se réchauffe (contraction).

29



30

Là où l'air est plus froid, il a tendance à descendre. Plus on s'élève, plus les gradients de pression horizontaux sont grands. **Une cellule de circulation dans le plan méridien se met en place. C'est la cellule de Hadley** (naissance à l'équateur thermique).

L'air qui s'élève se refroidit car sa pression baisse (dilatation) et l'air qui descend se réchauffe (contraction).

Ascendance d'air chaud (condensation de l'eau) → précipitations équatoriales.

Descente d'air asséché → zones désertiques.

31

Autre manière de voir:

Gradients de pressions horizontaux → dynamique des hautes vers les basses pressions : idem cellule de Hadley.

Plus on s'élève, plus les gradients de pressions sont important.

Génération de cellule de convection dans les plans méridiens entre l'équateur thermique et les subtropiques.

**Et le rôle de la rotation de la Terre
(force de Coriolis) ?**

32

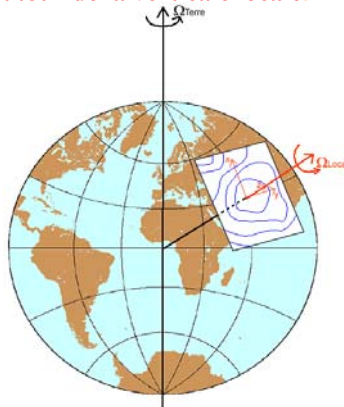
Et le rôle de la rotation de la Terre (force de Coriolis) ?

33

2. L'atmosphère en mouvement

b) *l'influence de la rotation de la Terre*

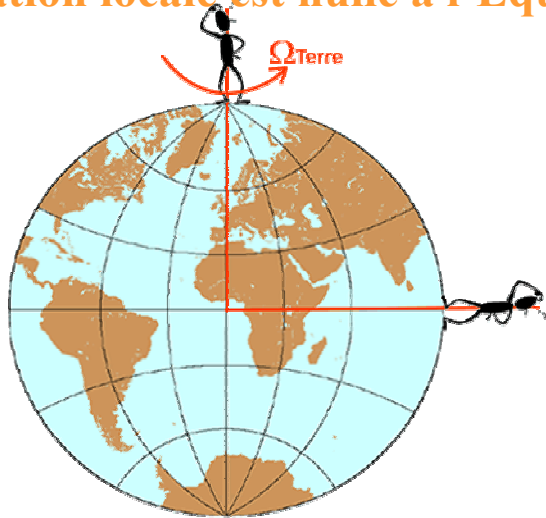
En première approximation, un écoulement plan n'est sensible qu'à la rotation du plan autour de la verticale locale.



Partout à la surface, on peut décomposer le vecteur rotation totale (verticale) en une composante horizontale et une composante verticale locale). Seule la composante verticale totale va agir sur le mouvement via $U \wedge \Omega$.

34

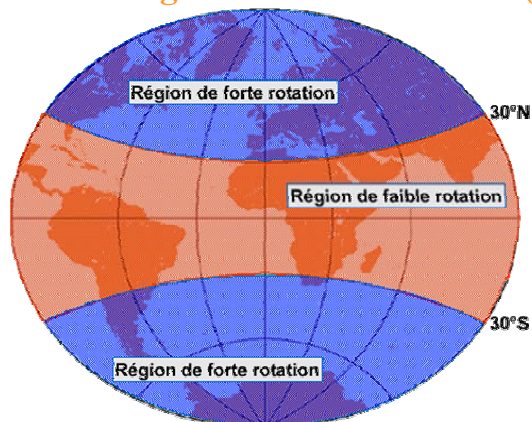
**La rotation locale est maximale au Pôle.
La rotation locale est nulle à l'Équateur**



35

La différence de rotation locale ($\Omega \cos \theta$) en différents points du globe nous conduit à distinguer 2 régions :

- Une région de faible rotation centrée sur l'Équateur (en rouge).
- La réunion des 2 régions de forte rotation (en bleu)

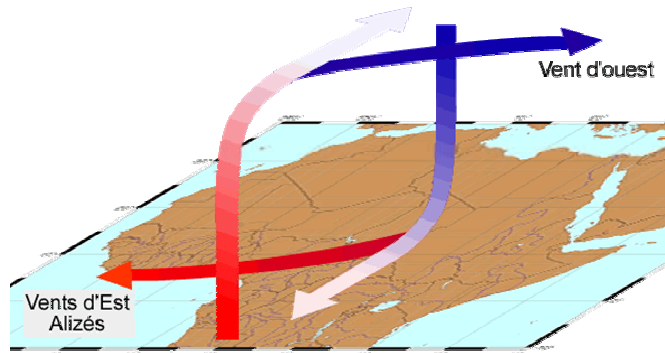


36

La **force de Coriolis** dévie donc une particule vers sa droite dans l'hémisphère Nord (par rapport à la vitesse) . La force de Coriolis est nulle à l'équateur et de plus en plus grande vers les pôles (où elle est maximale).

Si on combine cet effet avec les cellules de Hadley, on obtient dans les deux hémisphères:

- des vents d'Ouest (Ouest vers Est) en altitude: ce sont les jets d'altitude (jet stream)
- des vents d'Est en surface: ce sont les alizés

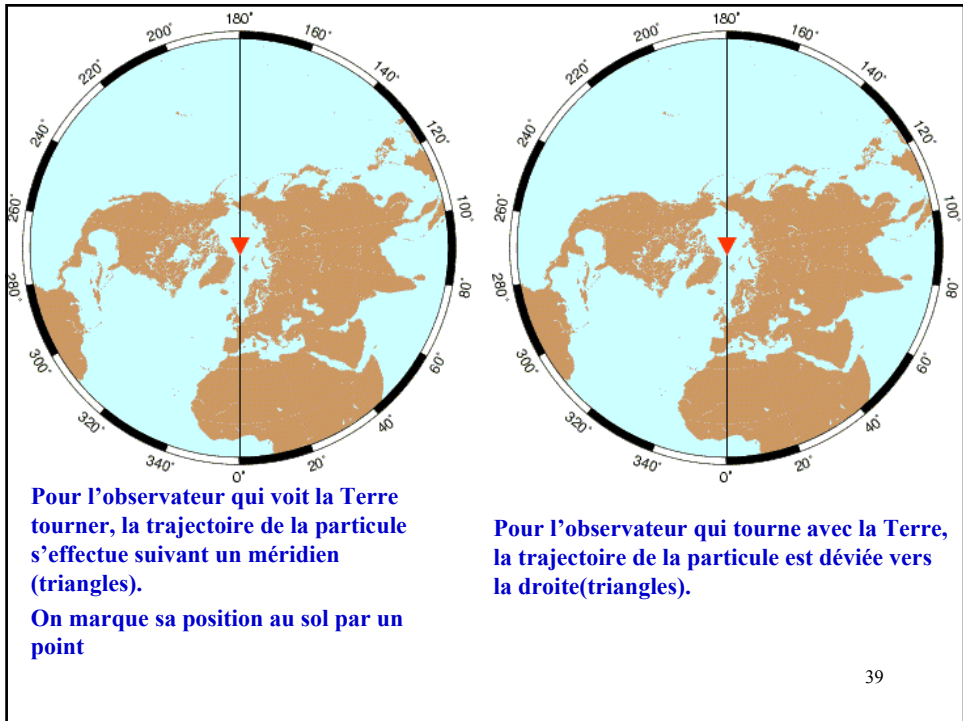


37

En fait, comme l'importance de la force de Coriolis augmente vers les pôles, l'intensité des vents d'Ouest augmente aussi: les cellules de Hadley ne vont donc que jusque vers 30 à 40° de latitude, où les courants jets sont déjà d'environ 130m/s. Pour des vents zonaux plus forts, Coriolis les ramènent vers l'équateur: Coriolis stoppe donc Hadley. La circulation de Hadley est déviée par la force de Coriolis jusqu'à produire des vents quasi zonaux (le long d'un parallèle).

(On appelle vent zonal un vent qui suit une latitude (direction Est-Ouest). Sa vitesse est comptée positive si c'est un vent d'Ouest, négative sinon.)

38



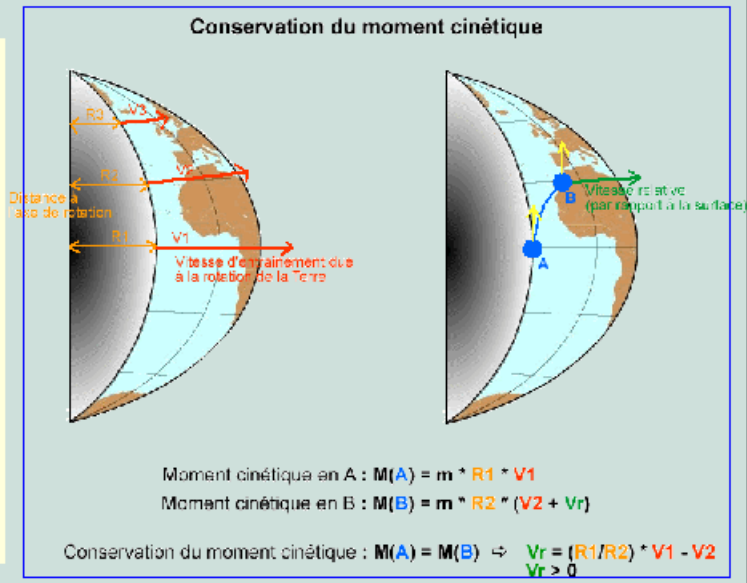
Conservation du moment cinétique et branche supérieure

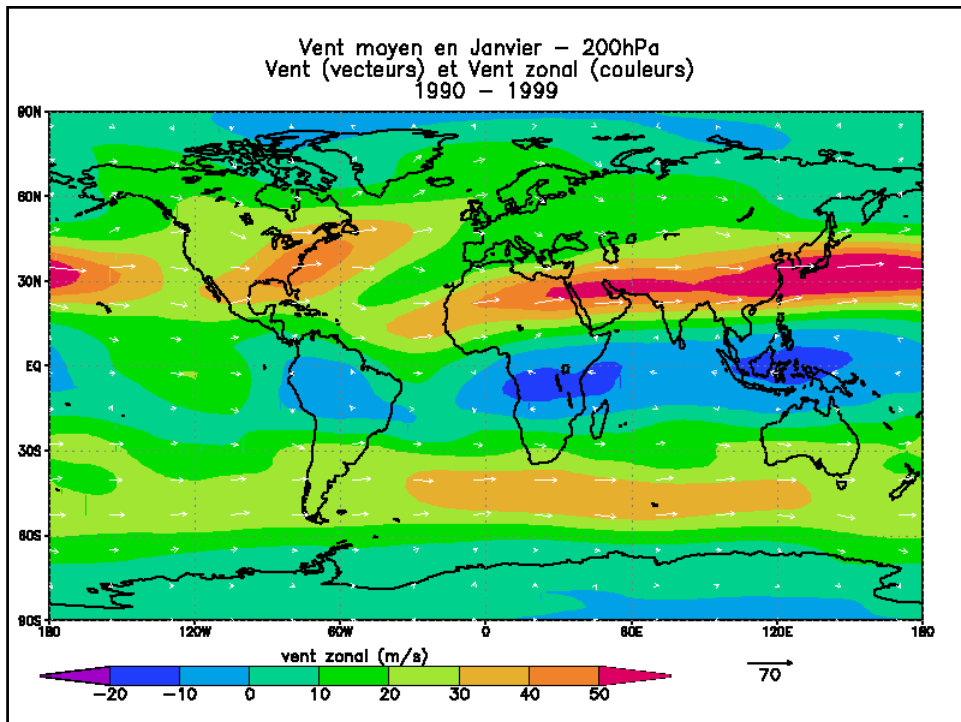
Lorsqu'une particule atmosphérique se déplace, elle conserve son Moment cinétique.

Le moment cinétique est le produit de la masse par la vitesse totale par la distance à l'axe de rotation de la Terre.

La particule issue de A voit sa vitesse d'entraînement diminuer.

Pour conserver son moment cinétique, elle doit gagner une vitesse relative vers l'Ouest.





2. L'atmosphère en mouvement

c) *La zone intertropicale*

—La **zone de convergence des alizés**, généralement zone d'ascendance des cellules de Hadley, est caractérisée par des **précipitations intenses** car la vapeur d'eau se condense au cours de la montée de l'air (car T diminue). Ceci donne lieu à un climat très humide dans les forêts équatoriales.

—**Les régions de subsidence de l'air** sont au contraire des **zones très sèches**. En effet, l'air très froid en altitude a une saturation en vapeur d'eau très faible (il a perdu son eau en se refroidissant). Il est donc très sec et toute descente d'air assèche les basses couches de l'atmosphère. Ceci donne lieu à un climat désertique et à la ceinture de grands déserts vers 30° de latitude).

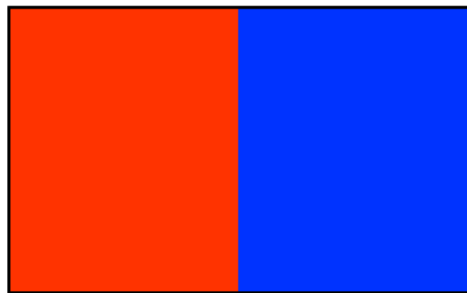
2. L'atmosphère en mouvement

d) moyennes latitudes: instabilités et ondes planétaires

Si la zone intertropicale a une température assez homogène (bon mélange par les cellules), ce n'est pas le cas aux latitudes supérieures à 30° (après l'arrêt de Hadley). Le fort gradient méridien de température (i.e. pour une longitude donnée) aux latitudes moyennes met en contact latéral de l'air chaud et de l'air froid.

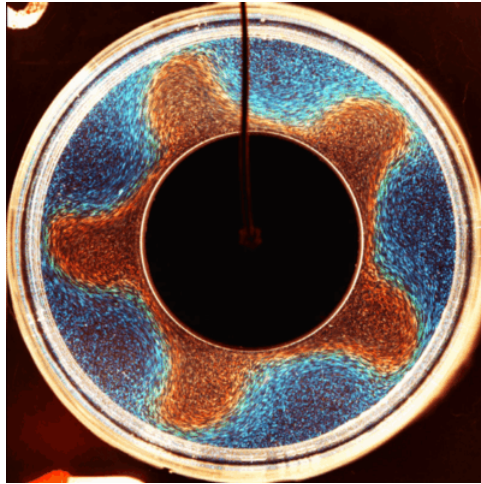
L'air chaud va « vouloir » recouvrir l'air froid et l'air froid va « vouloir » passer sous l'air chaud. Ceci permet le développement **d'ondes planétaires appelées ondes baroclines**. Ces ondes font onduler le front entre air chaud et air froid, créant une suite d'instabilités. La façon dont le front d'onde va s'organiser dépend beaucoup de la topographie de surface, des contrastes océans/continents. Les instabilités ainsi créées sont des **anticyclones** et des **dépressions**, elles se trouvent donc surtout entre 30 et 60° de latitude. **Elles sont régies par l'équilibre géostrophique.**

43



→
Transport net de chaleur

44

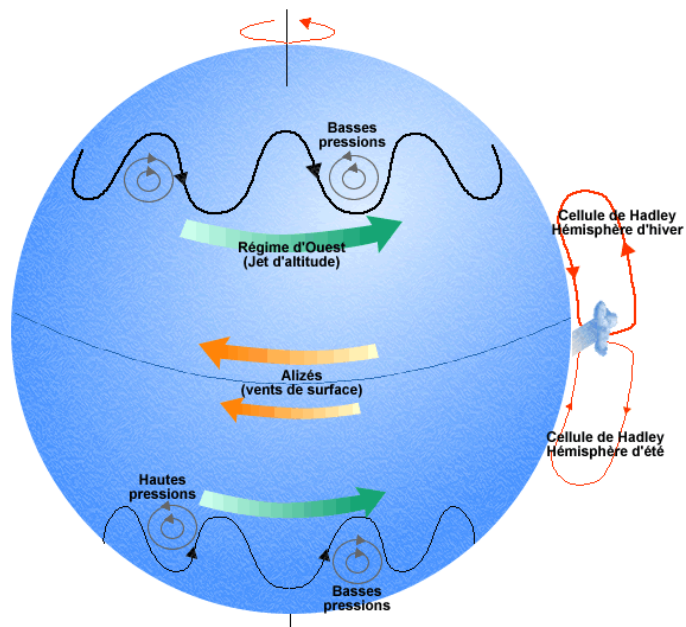


Instabilité baroclines observées expérimentalement.

45

BILAN

Circulation atmosphérique simplifiée
(Hiver dans l'hémisphère Nord)



46

EQUILIBRE GEOSTROPHIQUE

Définition : dans l'équilibre géostrophique, la force de pression est exactement compensée par la force de Coriolis dans l'équation de la dynamique (Navier-Stokes). (Cette définition sous-entend que la force de Coriolis domine toutes les autres forces)

$$2\vec{\Omega} \wedge \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P.$$

47

EQUILIBRE GEOSTROPHIQUE

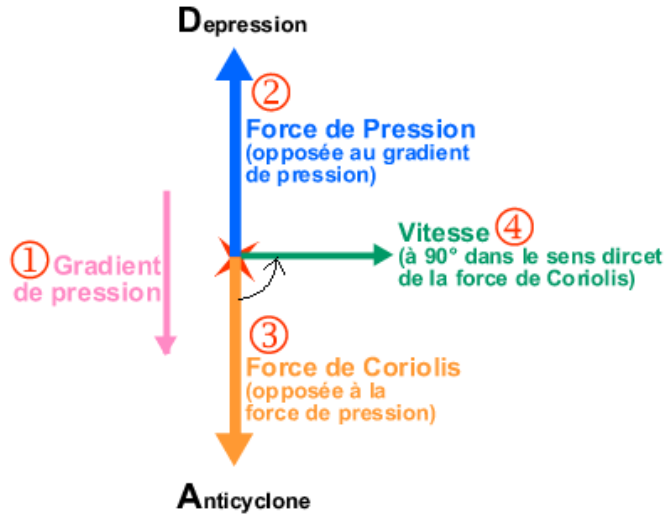
$$2\vec{\Omega} \wedge \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P.$$

Pour connaître **la circulation du vent dans une instabilité**, il faut donc juste connaître les **isobares**. On trouve ainsi la force de pression (opposée au gradient de pression : donc de la pression la plus forte vers la pression la plus faible). La force de Coriolis (en $\vec{u} \wedge \vec{\Omega}$) y est opposée, et la direction du vent est alors perpendiculaire à gauche de Coriolis dans l'hémisphère Nord, à droite dans l'hémisphère Sud (puisque Coriolis fait dévier vers la droite dans l'hémisphère Nord).

48

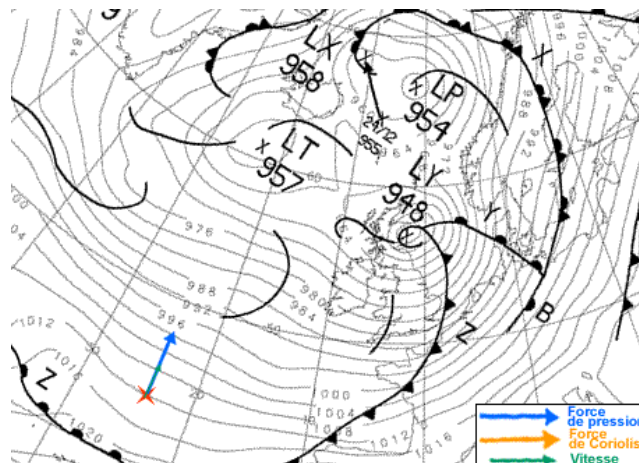
4 étapes pour trouver la vitesse d'une particule en connaissant le champ de pression en surface et en appliquant l'équilibre géostrophique (c'est ce dernier qui permet de réaliser l'étape 3)

(Dessin relatif à l'hémisphère Nord)



49

Circulation autour d'une dépression



Cette animation présente la trajectoire d'une particule lâchée en surface sans vitesse initiale. Durant les 6 premières étapes, l'équilibre géostrophique n'est pas atteint car la vitesse est trop faible pour que la force de Coriolis puisse s'opposer à la force de pression.

L'équilibre géostrophique est atteint au dessus de la Grande-Bretagne. Les 2 forces s'opposent et la vitesse est tangente aux isobares. La particule tourne dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour de la dépression de la Mer de Norvège.

L'air descend au niveau des **anticyclones** (sens des aiguilles d'une montre) (donc peu de nuages car air sec) et l'air est chassé vers l'extérieur. L'air monte au niveau des **dépressions** (ou cyclone, sens contraire des aiguilles d'une montre) (donc beaucoup de nuages car condensation) et l'air est aspiré.