« Météo et Climat, Tremplin pour l'enseignement des Sciences »

Présentation sur l'atmosphère, le climat et le changement climatique

David POLLACK

david.pollack@meteo.fr

15 novembre 2017

By NASA/Apollo 17 crew; taken by either Harrison Schmitt or Ron Evans [Public domain], via Wikimedia Commons

Ont contribué à ce document	- Catherine Freydier, ENM/DER/MCS - Frédéric Ferry, ENM/DER/MCS - Serge Planton, CNRM-GAME - David Salas, CNRM-GAME

INP TOULOUSE ENM École Nationale de la Météorologie METEO FRANCE

Bibliographie

[Malardel, 2005] Malardel, S. (2005) Fondamentaux de météorologie, éditions Cépaduès

[De Moor and Veyre, 1991] De Moor, G. and Veyre, P. (1991).
Les bases de la météorologie dynamique. Cours et manuel. Météo-France.

[Coiffier, 2008] Les bases de la prévisions numériques du temps, Cours et Manuel n° 18. Météo-France.

[Calas, 2013] Concepts et méthodes pour le prévisionniste, Cours et Manuel n° 21. Météo-France.

Plan de l'intervention

1. Eléments généraux de météorologie
   a. **Généralités – Bilan radiatif**
   b. Notion d'échelle
   c. Éléments de circulation générale
   d. Paramètres atmosphériques - équilibres de grande échelle

2. Le climat et les changements climatiques
   a. Introduction - le système climatique
   b. Sources naturelles de variabilité climatique
   c. Les observations du changement climatique
   d. Les projections climatiques à échelle globale

Composition chimique de l'atmosphérique

Masse totale de l'atmosphère : estimée à 5,29 10^{18} kg.

La plus grande partie est concentrée près du sol :

- la moitié de la masse de l'atmosphère se situe au dessous de 5500 m,
- les 9/10 au dessous de 16100 m.
- 99% de la masse de l'atmosphère se situe entre 0 et 30 km.

Ceci justifie que l'étude météo se focalise sur un domaine de l'ordre de 20 km d'épaisseur .

Dans ce domaine, la composition chimique de l'air sec est homogène.

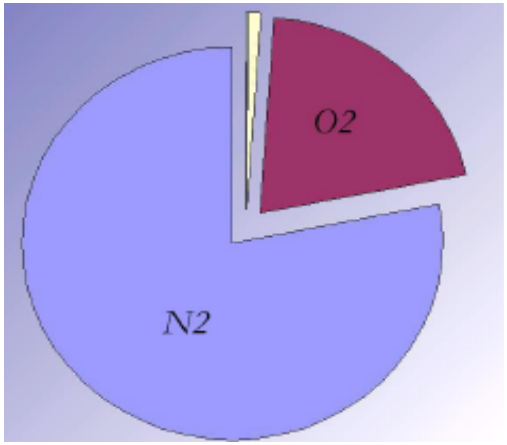
On décrit habituellement l'air atmosphérique comme une mélange de deux gaz : **l'air sec** et la **vapeur d'eau qu'on traite à part**.

Composition chimique de l'atmosphérique

Composition chimique de l'air sec

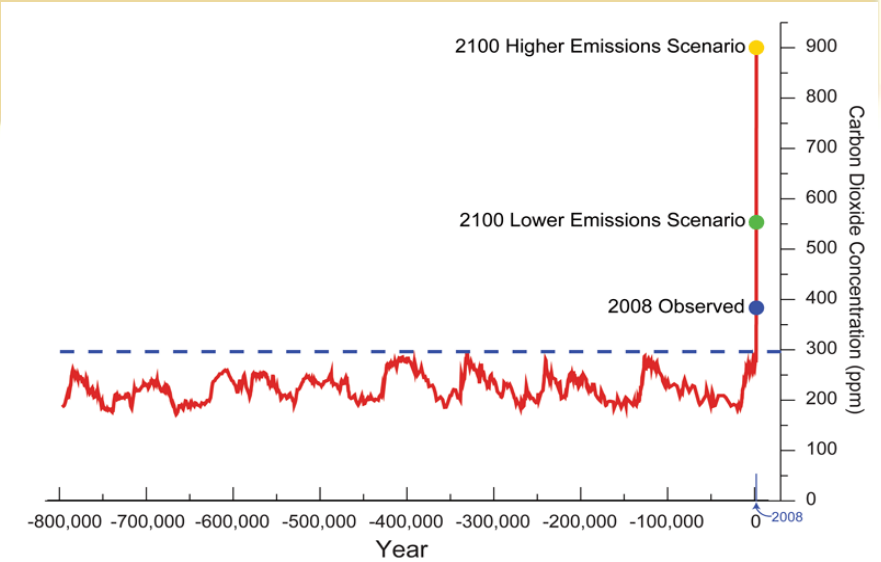
Trois gaz, **l'azote, l'oxygène et l'argon,** constituent presque 100% du total ; les autres gaz ne représentent chimiquement que des impuretés.

Gaz constituant l'air sec	Volumes (en %)
Azote (N_2)	**78,09**
Oxygène (O_2)	**20,95**
Argon (A)	**0,93**
Dioxyde de carbone (CO_2)	0,035
Néon (Ne)	$1,8\ 10^{-3}$
Hélium (He)	$5,24\ 10^{-4}$
Krypton (Kr)	$1,0\ 10^{-4}$
Hydrogène (H_2)	$5,0\ 10^{-5}$
Xénon (Xe)	$8,0\ 10^{-6}$
Ozone (O_3)	$1,0\ 10^{-6}$
Radon (Rn)	$6,0\ 10^{-18}$

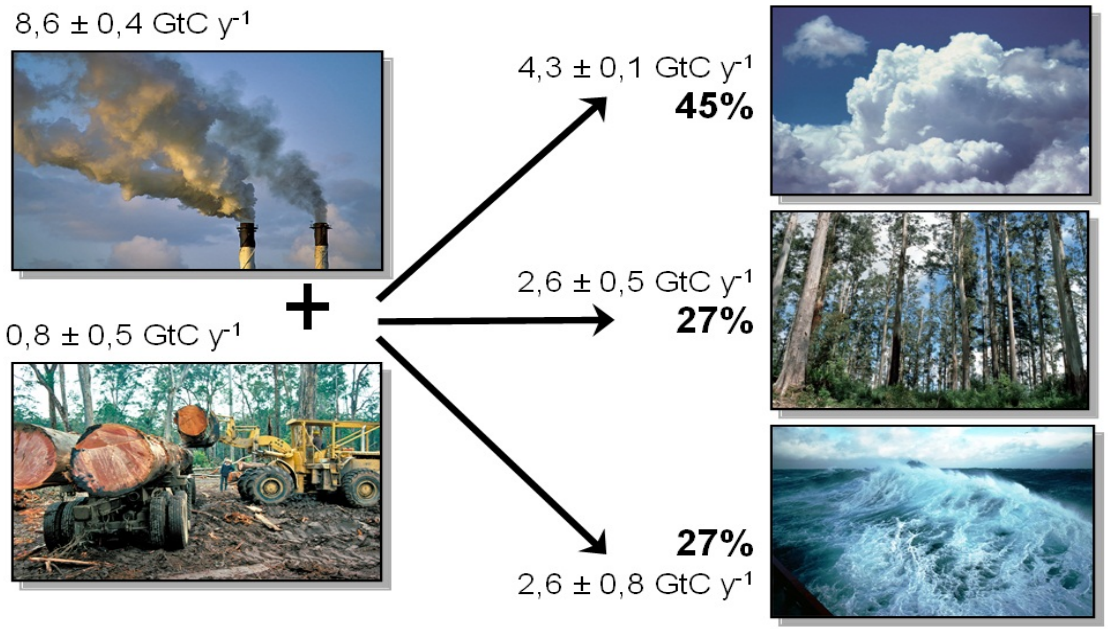


L'impact des activités humaines

Depuis une centaine d'années, l'utilisation croissante des combustibles fossiles et accessoirement le déboisement ont produit une augmentation régulière de la teneur en **gaz à effet de serre** dans l'air....

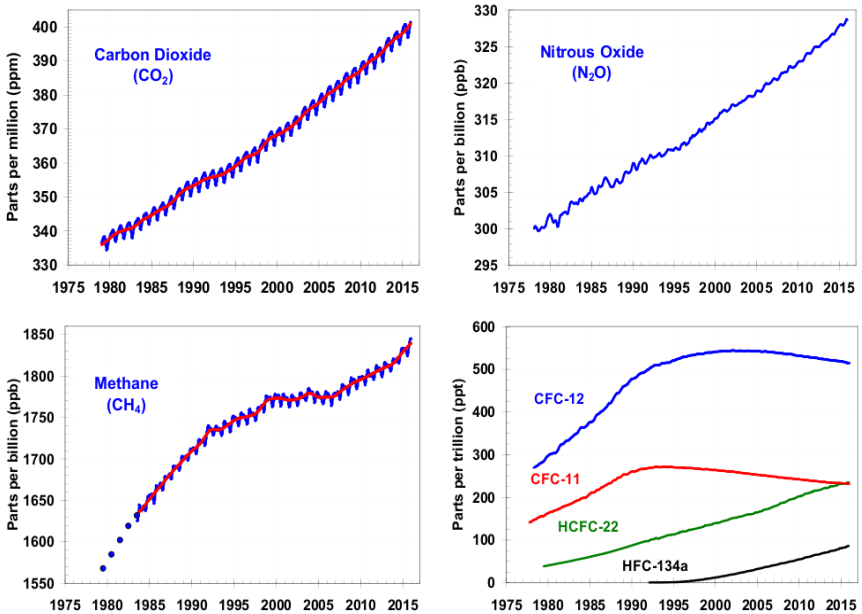


Source du graphique : NOAA



Source : Global Carbon Budget 2014

L'impact des activités humaines, suite



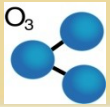
Protocole de Montréal, 1987 : interdiction de tous les CFCs.

Source NOAA (« National Oceanic and Atmospheric Administration ») Earth System Research Laboratory.

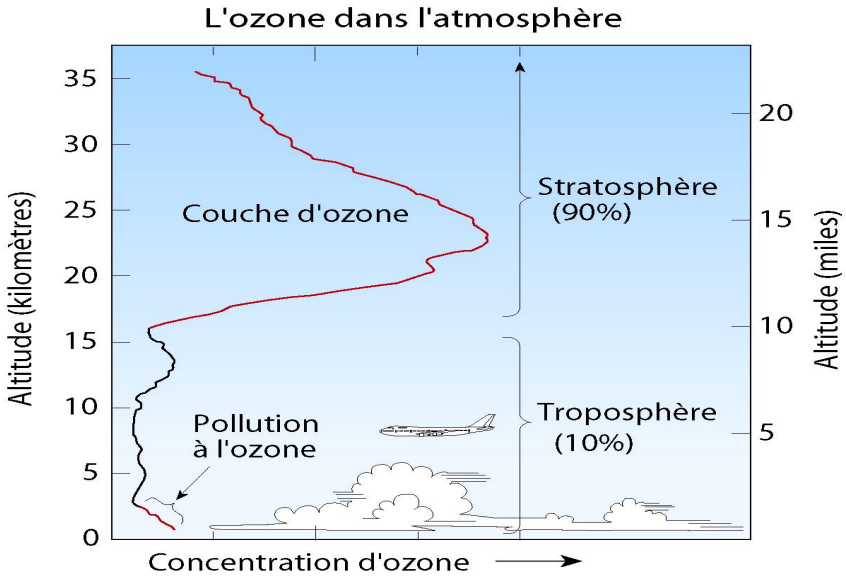
Updated Spring 2016.

La concentration de CO_2 atmosphérique a augmenté de 1,76 ppm par an, en moyenne sur la période (1979-2015). Cette augmentation s'accélère, avec une augmentation annuelle de 2.0 ppm par an sur la période (2006-2015).

L'ozone O_3



Le pourcentage en volume de l'ozone est de 0,00006%. Son rôle majeur réside dans sa capacité à absorber le rayonnement UV (0,2 μm à 0,29 μm) et à « protéger » la surface de la Terre de ce rayonnement néfaste.



« Dynamique de la Stratosphère »,
V.-H. Peuch, mars 2007

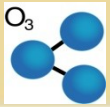
On constate depuis quelques années une diminution de l'ozone stratosphérique à cause de la production de CFC par l'activité humaine.

https://www.les-crises.fr/le-trou-de-la-couche-d-ozone-2/

L'ozone existe également près du sol et constitue une source de pollution.

http://www.hauteprovenceinfo.com/article-7155-pollution-a-ozone-alerte-mardi-dans-les-alpes-de-haute-provence.html

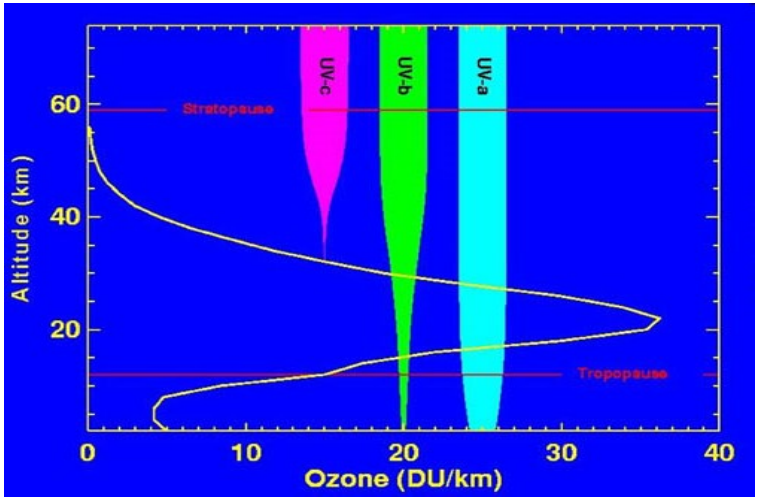
L'ozone O_3



L'ozone stratosphérique : un bouclier naturel contre les UV

UVA: 320 - 400 nm
UVB: 290 - 320 nm
UVC: <280 nm

1 nm (c'est-à-dire un nanomètre) = 10^{-9} mètre



http://fr.wikipedia.org/wiki/Couche_d'ozone

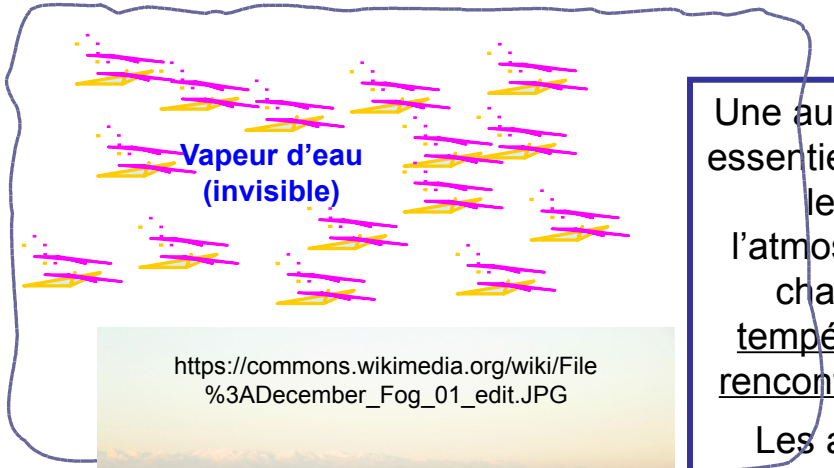
Les UVC n'atteignent jamais la surface terrestre. Les UVB sont, en très grande proportion, absorbés par l'ozone, et les UVA le sont très peu.

L'ozone est le seul constituant de l'atmosphère capable d'absorber le rayonnement solaire dans le domaine de longueur d'onde 240 - 300 nm.

L'air humide

La masse totale moyenne de l'eau contenue dans l'atmosphère n'est que 0,25% de la masse totale, ce qui situe l'eau comme quatrième composant après l'argon.

Mais l'eau joue un rôle extrêmement particulier dans l'atmosphère terrestre : la vapeur d'eau est le seul gaz à présenter une concentration très variable dans le temps et dans l'espace. Les autres gaz, eux, ont une concentration relativement stable et homogène, même s'il y a évidemment des fluctuations.



https://commons.wikimedia.org/wiki/File%3ADecember_Fog_01_edit.JPG

Eau liquide

Une autre particularité de l'eau, essentielle, est que ce corps est le seul présent dans l'atmosphère à présenter des changements d'état <u>aux températures habituellement rencontrées sur notre planète.</u>

Les autres constituants de l'atmosphère, eux, ne se présentent qu'à l'état gazeux.

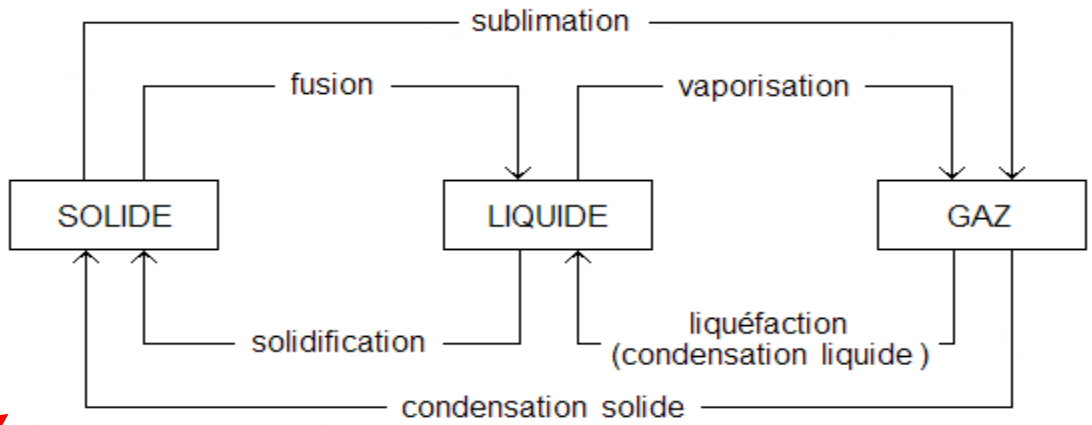
Nuages de glace

Cirrus. Source Wikimedia Commons

Les changements de phase de l'eau

Les passages "solide à liquide", "liquide à gaz" et "solide à gaz", absorbent de la chaleur.

Les changements de phase de l'eau s'accompagnent d'échanges de chaleur latente.



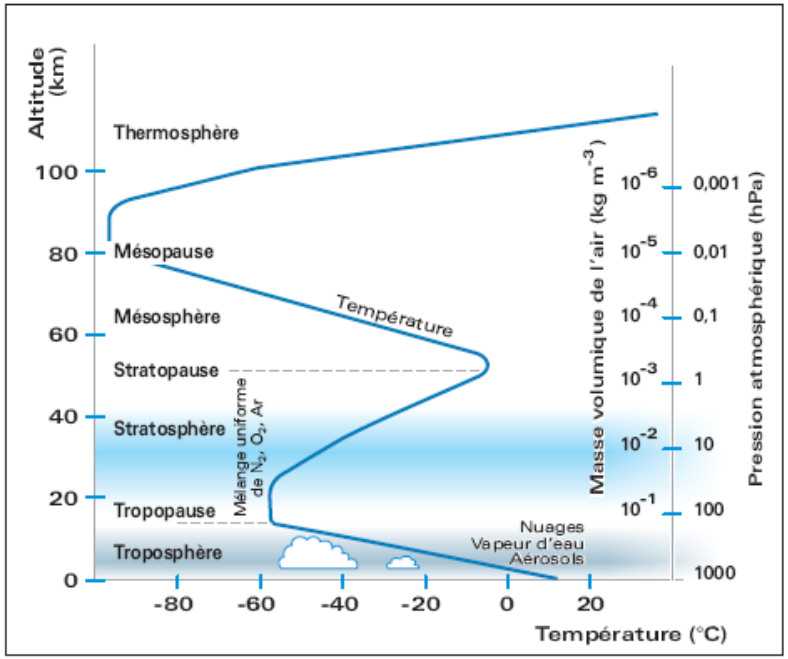
http://cerpe.sciences.free.fr/?p=19

Cette chaleur est restituée au milieu ambiant dans l'autre sens.

Ainsi l'eau dans l'atmosphère réalise un transfert d'énergie des zones d'évaporation vers les zones de condensation par le biais de la chaleur latente.

Généralités : profil vertical moyen de température

Il permet de définir le découpage vertical moyen de l'atmosphère



La couche la plus basse entre le sol et la tropopause s'appelle la troposphère. C'est là que se trouve la majeure partie de la masse atmosphérique (90 %) et qu'ont lieu la plupart des phénomènes météorologiques.

La tropopause sépare la troposphère de la stratosphère : altitude moyenne = 10 km mais varie en fonction de la latitude et de la situation météorologique. Les variations de l'altitude de la tropopause influent fortement les phénomènes météorologiques.

La couche limite atmosphérique (1ères centaines de mètres de la troposphère) → lieu de nombreux échanges de matière, de chaleur et de quantité de mouvement d'où un caractère turbulent.

La troposphère

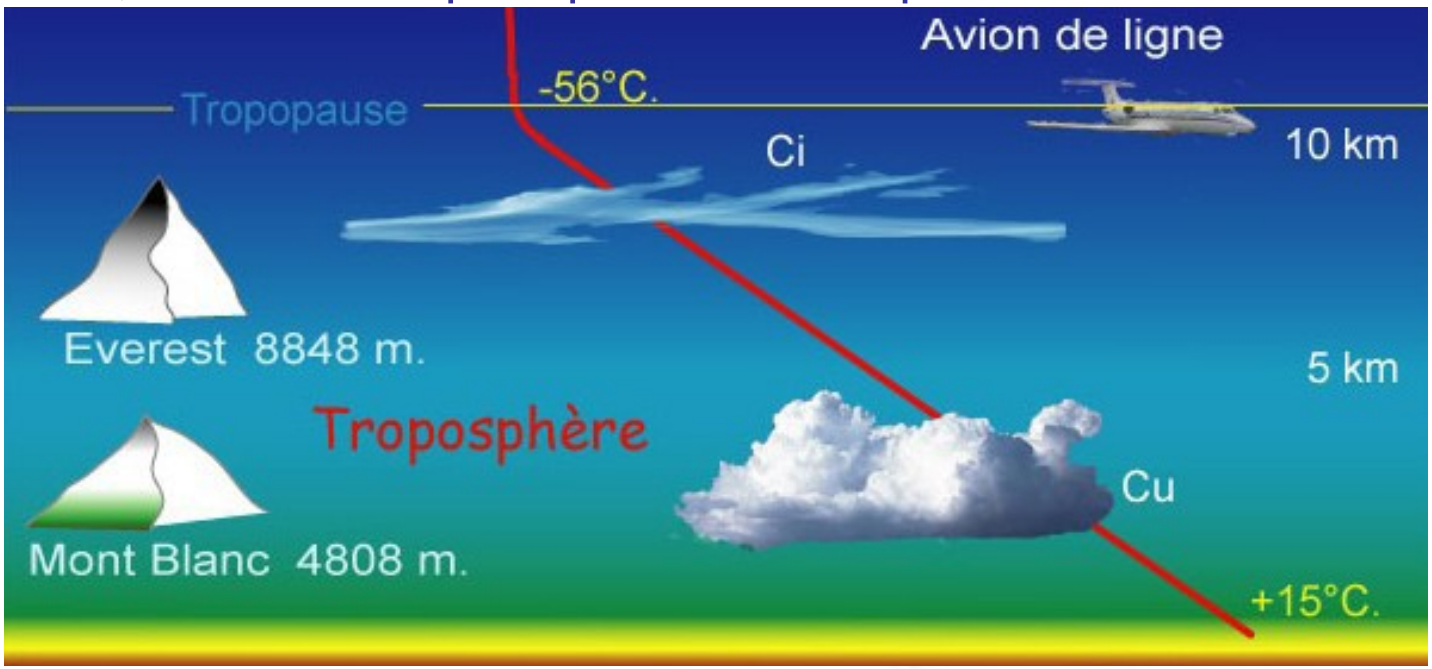
Épaisse d'une dizaine de kilomètres, elle est caractérisée par une décroissance moyenne de la température avec l'altitude de

–0,65°C par 100 mètres.

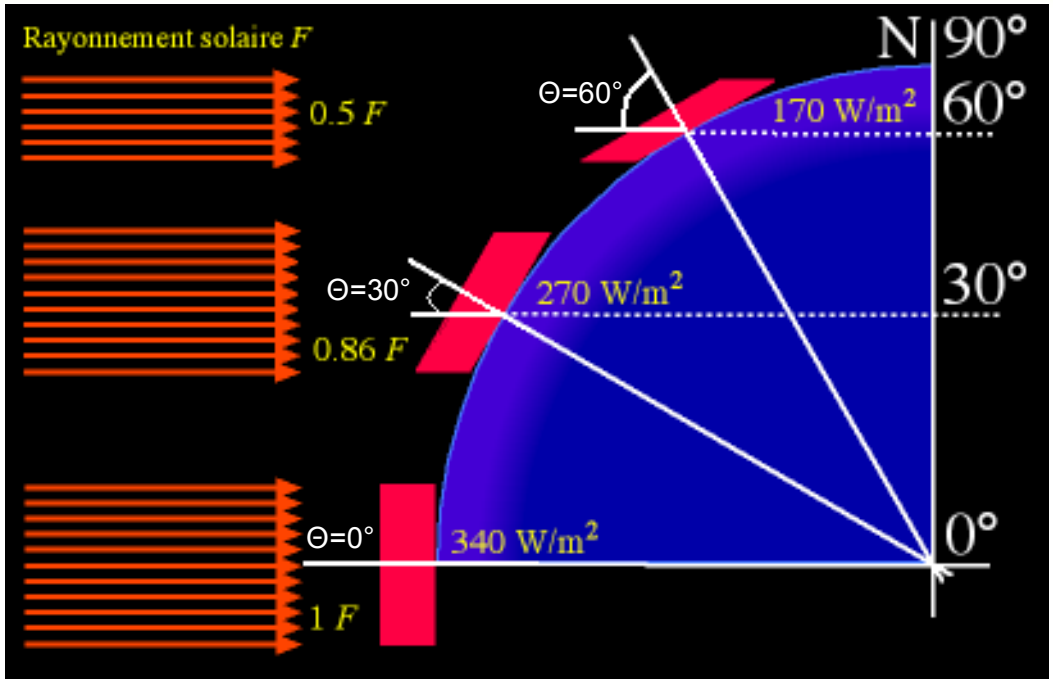
Les phénomènes météorologiques ont lieu pour la plupart dans la troposphère ; elle contient presque toute la vapeur d'eau.

La limite supérieure de la troposphère s'appelle la tropopause.

La pression y est de l'ordre de 100 hPa.



Le flux solaire incident



Chauffage différentiel de la Terre par le soleil

Source : http://climatic.inforef.be/conf_bossert.htm

La Terre étant de forme sphérique, tous les points au sommet de l'atmosphère ne reçoivent pas la même quantité d'énergie solaire. L'intensité du rayonnement solaire incident dépend de l' angle d'incidence θ des rayons solaires avec la normale de la surface réceptrice.

Plus les rayons sont inclinés, plus la surface sur laquelle l'énergie solaire se répartit est grande, et moins l'énergie reçue par unité de surface est importante.

Le bilan radiatif (différence entre le flux solaire absorbé par le système et le flux IR émis vers l'espace) varie donc en fonction de la latitude et de la période de l'année.

L'albédo

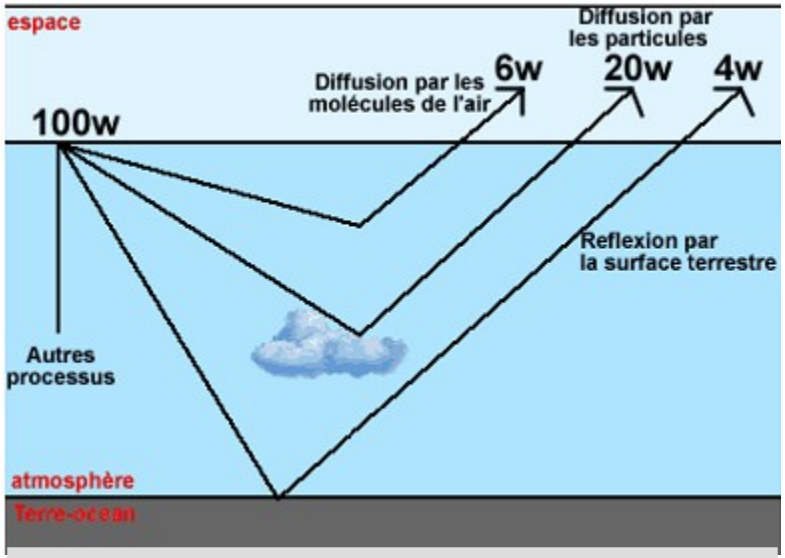
Rayonnement solaire incident

70%

Absorption par l'atmosphère et surtout par la surface terrestre.

30%

Albédo : réflexion et diffusion vers l'espace par l'atmosphère ou la surface terrestre.



Répartition de l'albédo solaire planétaire pour une puissance incidente de 100 W/m²
Source : http://planet-terre.ens-lyon.fr

- Albédo A = Flux solaire réfléchi / Flux solaire incident

- Albédo planétaire = 26% diffusés par les molécules et particules en suspension de l'atmosphère + 4% réfléchis ou diffusés par la surface terrestre.

- Réflexion et diffusion se font sans changement de longueur d'onde. Comme l'atmosphère est pratiquement transparente dans le domaine visible, l'albédo s'effectue dans le domaine visible.

L'effet de serre

1

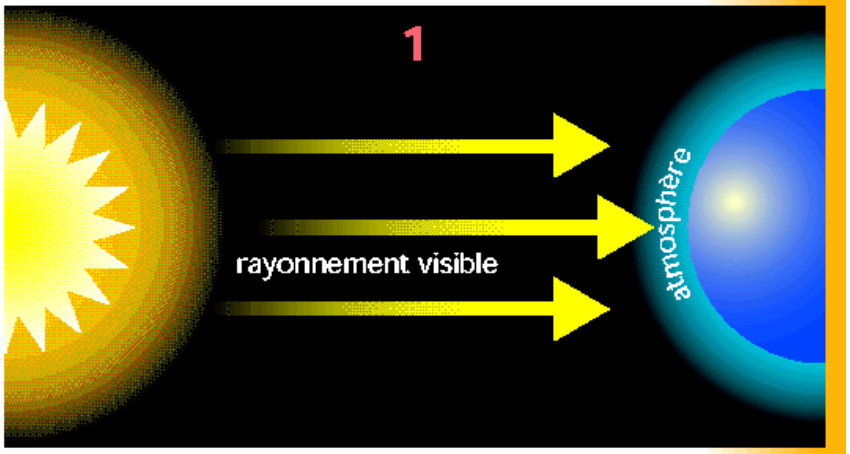
Le rayonnement solaire est la seule source d'énergie pour la planète Terre

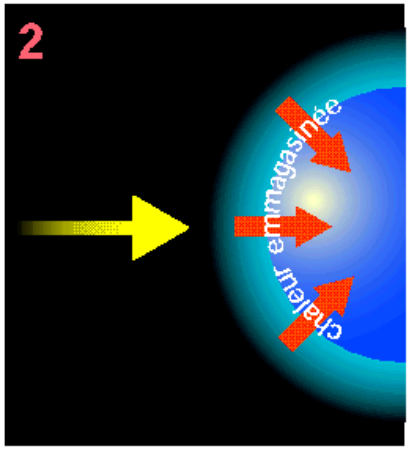
2

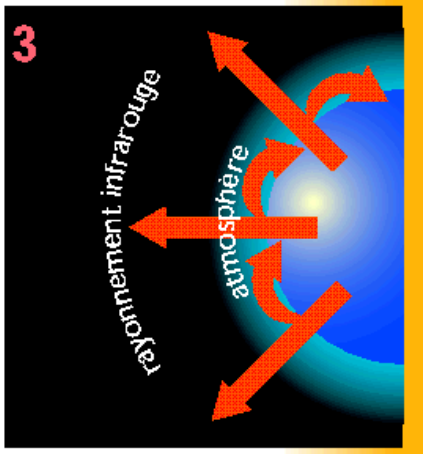
L'énergie solaire reçue est emmagasinée par la surface terrestre

3

L'énergie emmagasinée est restituée sous forme de rayonnement infrarouge

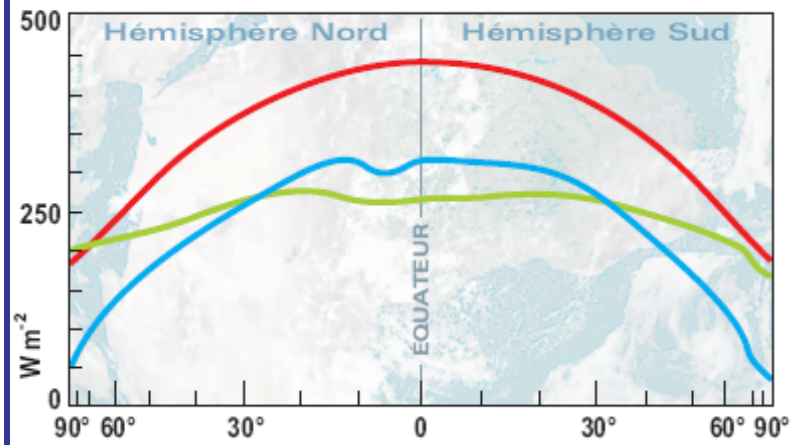






Le bilan d'énergie échangée par rayonnement

- Le système Terre-atmosphère ***dans son ensemble*** reçoit (gagne) autant d'énergie sous forme de rayonnement solaire qu'il n'en émet (perd) sous forme de rayonnement infra-rouge.
- Mais les gains d'énergie en provenance du soleil sont très inhomogènes spatialement, alors que les pertes d'énergie IR sont relativement homogènes.
- Il en résulte des régions du globe qui reçoivent par le biais du rayonnement plus d'énergie qu'elles n'en perdent ; pour d'autres c'est le contraire.



[Malardel, 2005] – D'après [Gill, 1982]

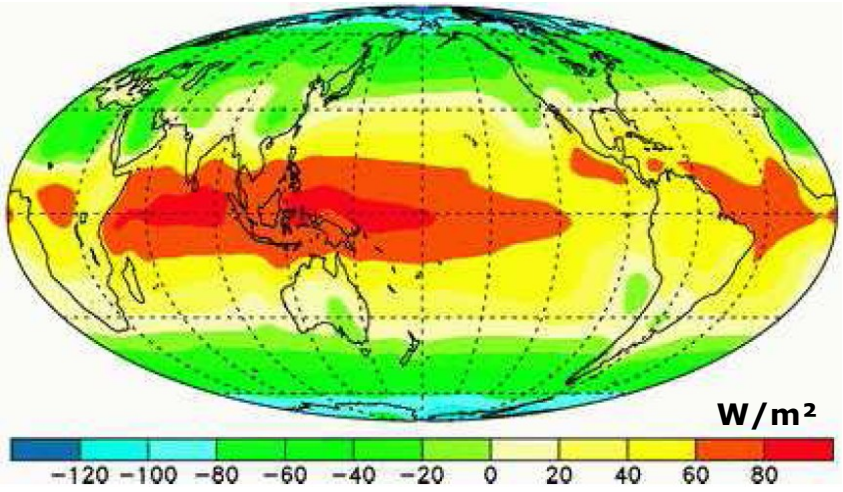
✓ Courbe rouge : rayonnement solaire moyen reçu au sommet de l'atmosphère par cercle de latitude.

✓ Courbe bleue : partie du rayonnement solaire qui est vraiment absorbée (gain d'énergie).

✓Courbe verte : rayonnement IR moyen émis vers l'espace (perte d'énergie).

Les régions tropicales sont globalement excédentaire en énergie radiative. Au-delà de 30°, les régions sont globalement déficitaires.

Bilan radiatif net R_N du système Terre-Atmosphère



Bilan radiatif net en moyenne annuelle au sommet du système Terre-Atmosphère.
Source : Stepaniak, 2003

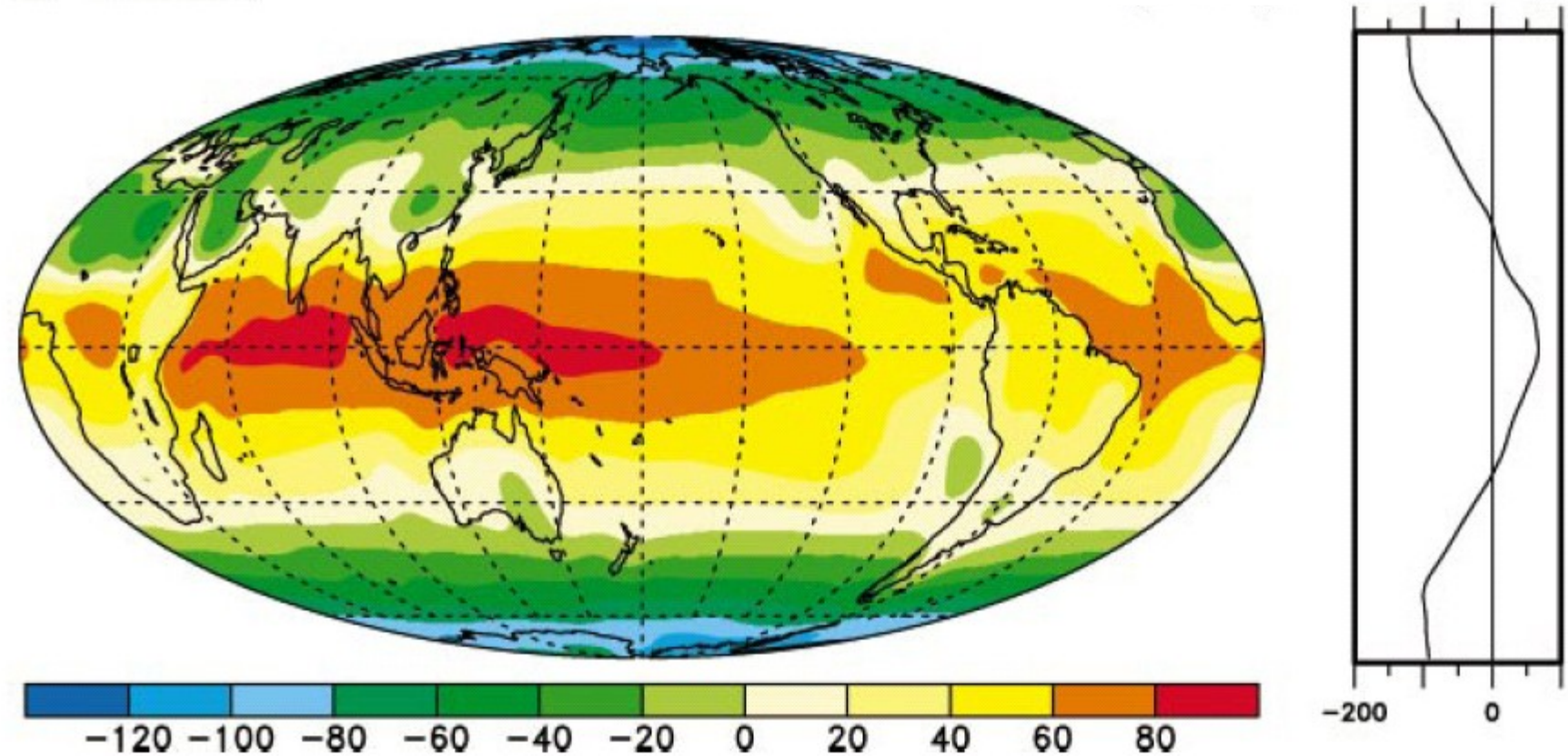
- Entre 30°N/30°S, $R_{ABS} > R_{IR}$ donc le bilan radiatif net est positif au sommet de l'atmosphère (jusqu'à +100W/m²).
→ réchauffement du système.

- Aux hautes latitudes, sur les déserts et dans les régions de nuages bas, $R_{ABS} < R_{IR}$ donc le bilan radiatif est négatif au sommet de l'atmosphère (jusqu'à −100 W/m²) car le flux absorbé est faible.
→ refroidissement du système.

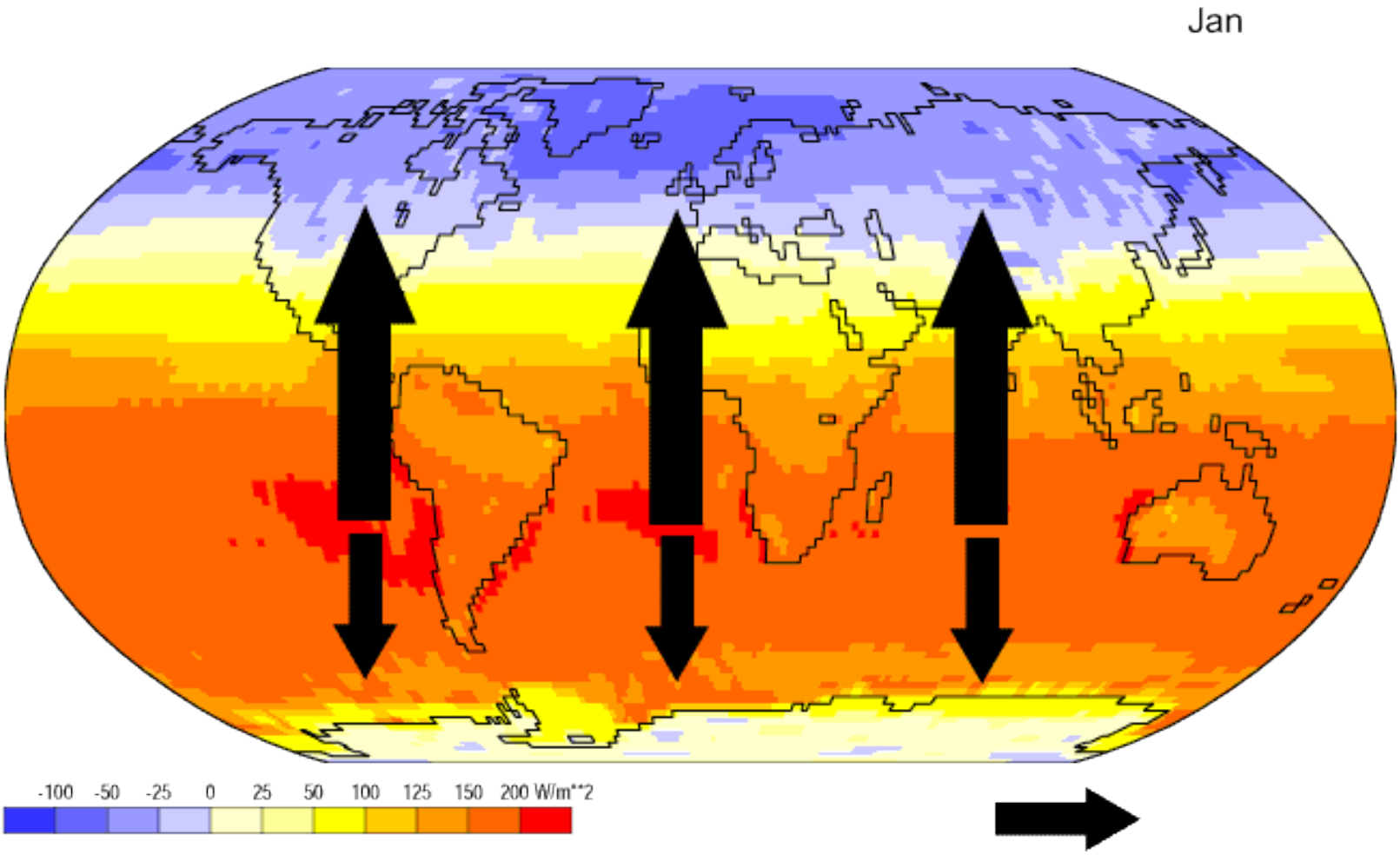
Conclusion : il existe un fort déséquilibre énergétique méridien entre l'équateur et les pôles.

Bilan radiatif annuel observé par ERBE (Trenberth et Stepaniak, 2003)

Moyennes annuelle 1985-1989 en W/m2



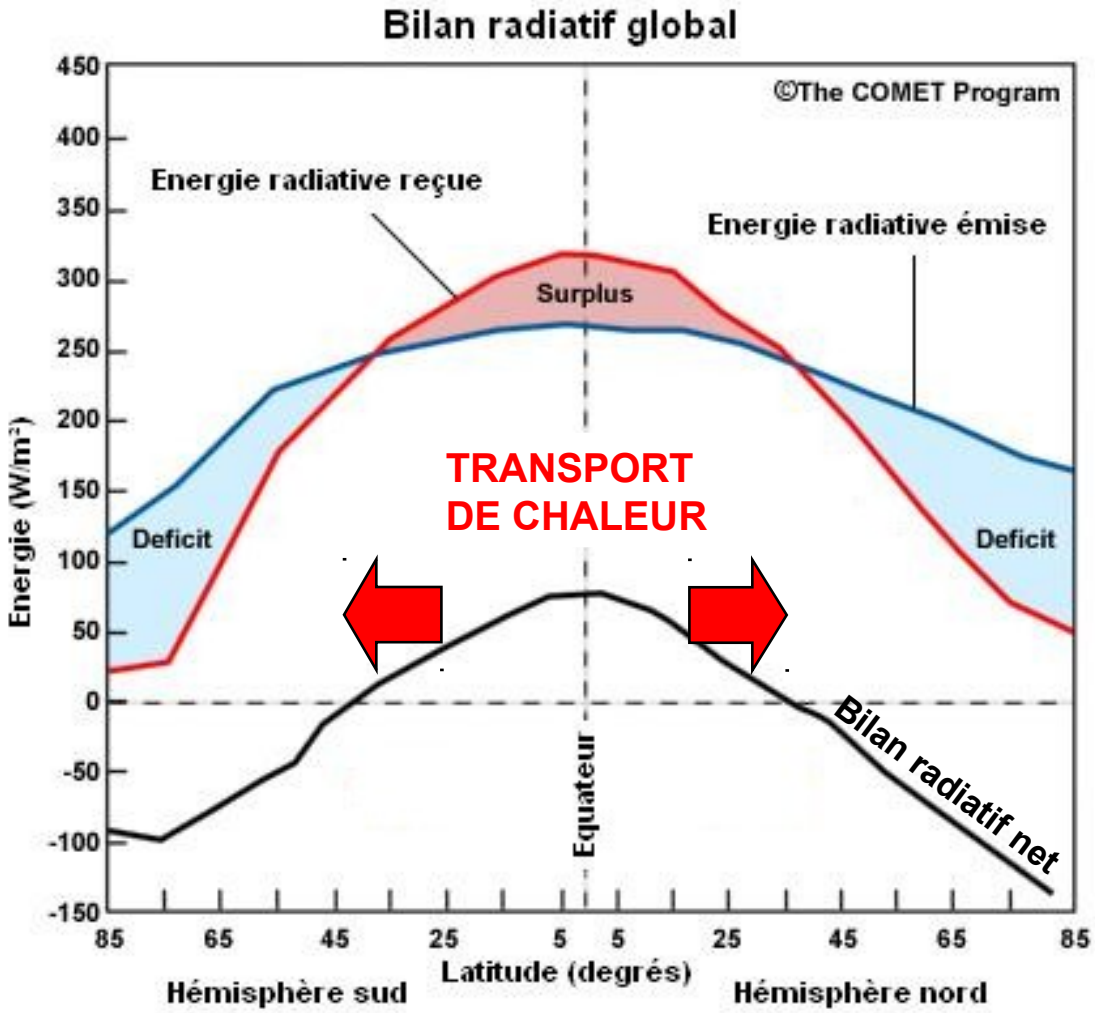
Rayonnement net et transport d'énergie



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

Transport d'énergie

Conséquence du déséquilibre énergétique méridien :
la circulation atmosphérique de Hadley



Le surplus d'énergie radiative dans les tropiques est **évacué** de l'équateur jusqu'à 30° de latitude grâce aux **cellules de Hadley**.

Bilan vertical d'énergie

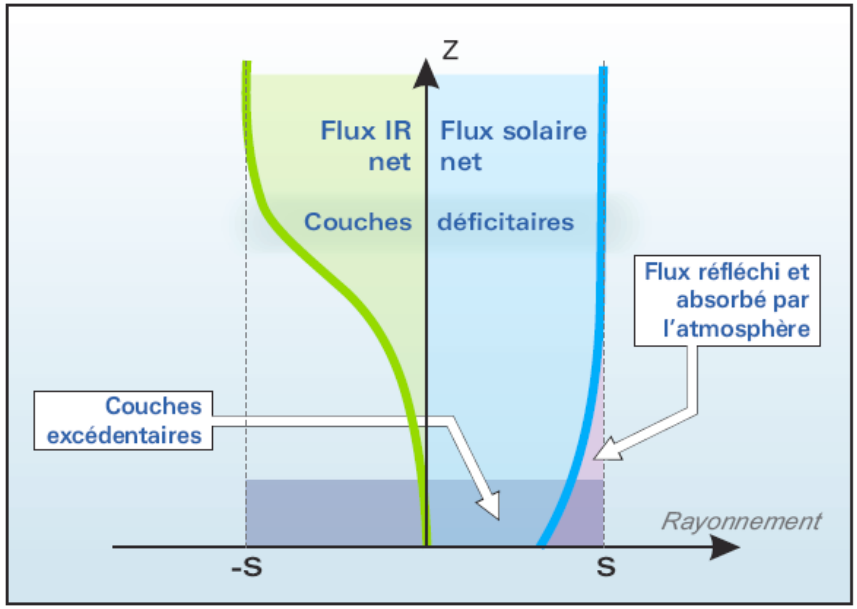
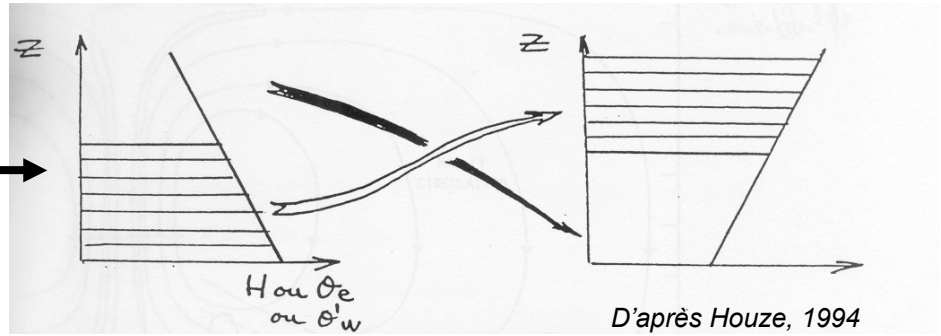


Schéma du bilan radiatif moyen sur la verticale. D'après James, 1994

- A grande échelle, la circulation de Hadley intervient pour rééquilibrer le bilan.
- A petite échelle, la convection stabilise l'atmosphère :

Transport vertical d'énergie

Le déséquilibre vertical de l'atmosphère implique une stabilisation de l'atmosphère avec transport de fortes valeurs d'énergies en haute troposphère



D'après Houze, 1994

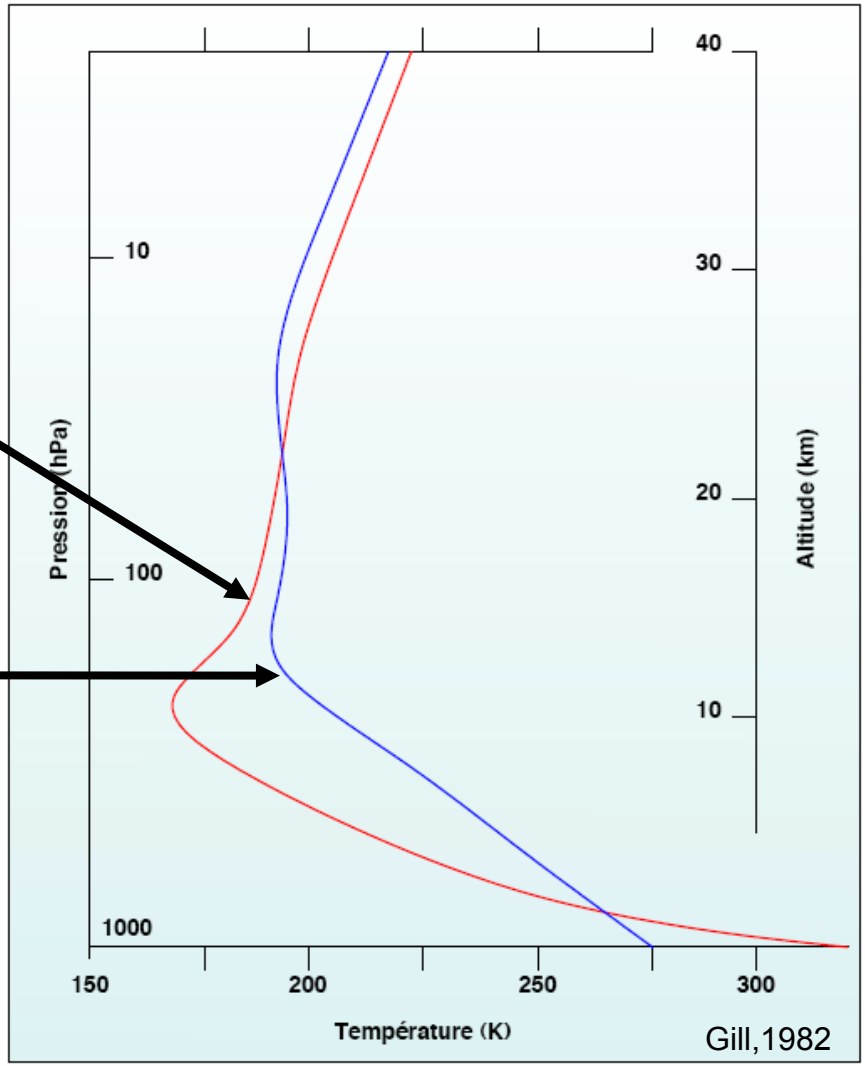
Effets de la convection

Impact des mouvements verticaux sur le profil vertical de température :

Solution du bilan radiatif associé au rayonnement moyen sur le globe (35°N) pour une atmosphère au repos et sans nuages

Profil vertical observé (-6,5 °C/km)

Une part **importante** de cette correction vient de l'**activité convective**



Gill,1982

Les phénomènes atmosphériques

L'atmosphère est soumise à plusieurs type d'excitations extérieures, qui peuvent être

- cycliques (ex : le rayonnement solaire)
- irrégulières et complexes (ex : forçage terrestre, interaction avec la surface terrestre ou océanique)

Forte variabilité spatio-temporelle de l'état initial du fluide atmosphérique.

Mise en circulation du fluide dans le but d'un retour vers l'état d'équilibre.

Les irrégularités atmosphériques constituent ce qu'on appelle couramment ***les phénomènes météorologiques***

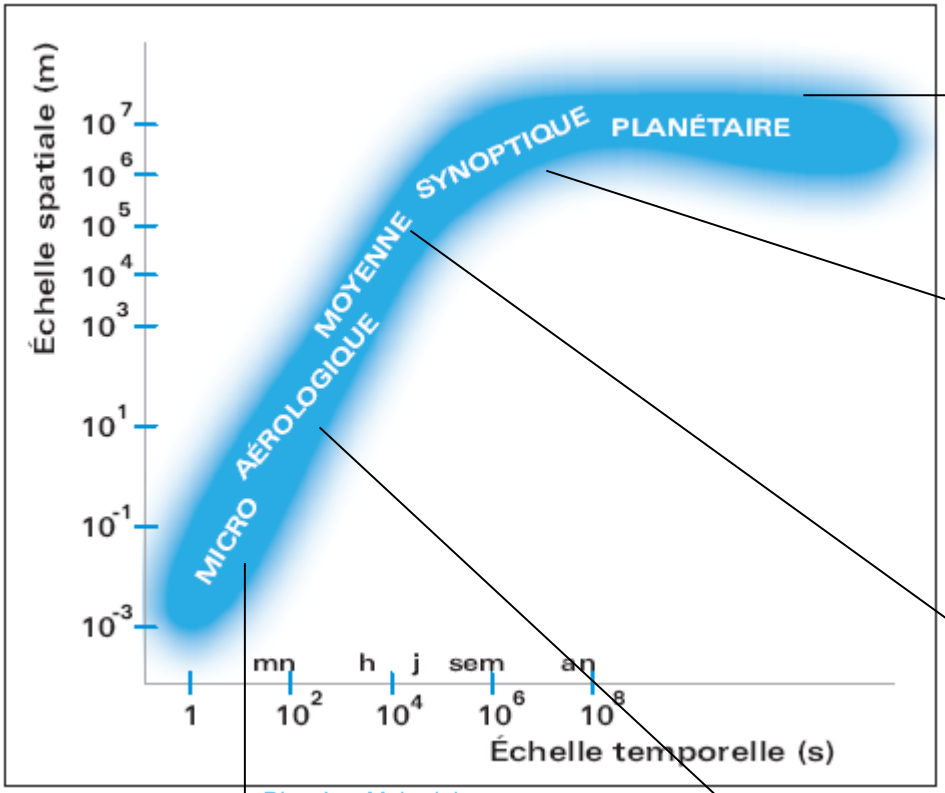
Grande variabilité spatio-temporelle des différentes circulations atmosphériques.

Plan de l'intervention

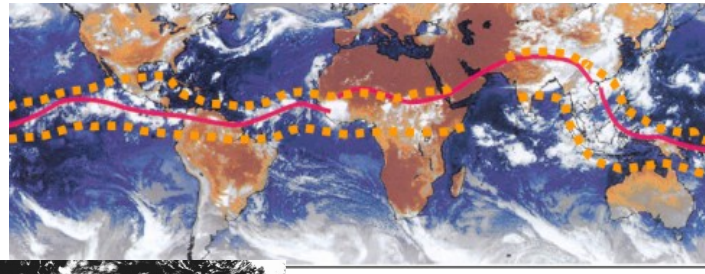
1. Eléments généraux de météorologie
   a. Généralités – Bilan radiatif
   b. **Notion d'échelle**
   c. Éléments de circulation générale
   d. Paramètres atmosphériques - équilibres de grande échelle

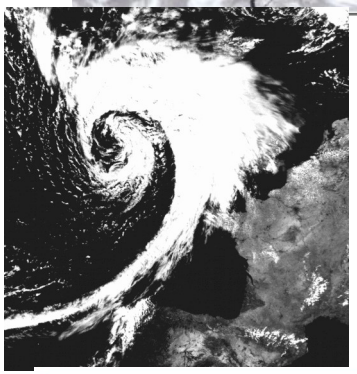
2. Le climat et les changements climatiques
   a. Introduction - le système climatique
   b. Sources naturelles de variabilité climatique
   c. Les observations du changement climatique
   d. Les projections climatiques à échelle globale

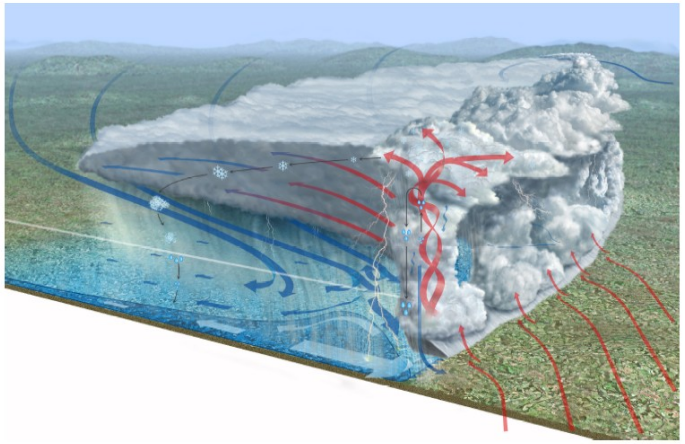
Les phénomènes atmosphériques : la notion d'échelle



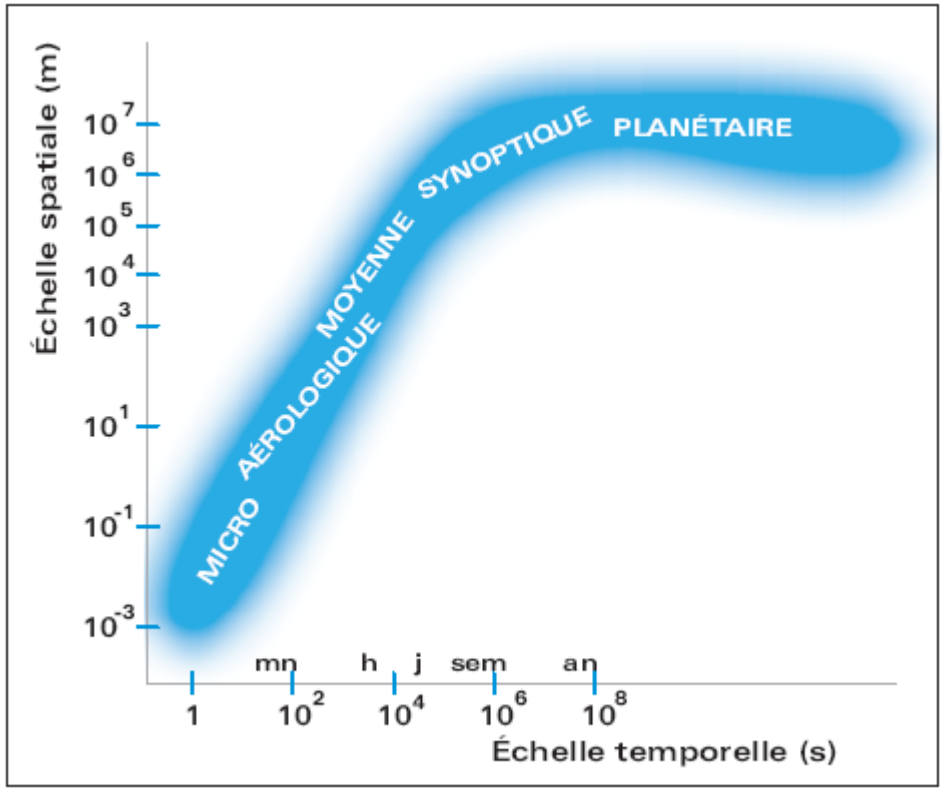
D'après : Malardel
Fondamentaux de météorologie







Les phénomènes atmosphériques : la notion d'échelle



D'après : Malardel
Fondamentaux de météorologie

Échelle planétaire :

circulation persistante qui occupe une bonne partie du globe. Mise en évidence de ce type de circulation en « filtrant » les plus petites échelles par un traitement statistique adapté.
Ex : circulation de Hadley, régime de temps, mousson

Échelle synoptique :

Dépression et anticyclone des moyennes latitudes, ondes d'Est tropicale et cyclones tropicaux

Méso-échelle :

Vent régionaux, brises, lignes de grains

Échelle aérologique :

Orages isolés, tornades, thermiques pures

Micro-échelle :

Tourbillons de poussières, rafales, microphysique des nuages (formation de gouttelettes par ex)

Dans la réalité, toutes ces échelles sont étroitement imbriquées

Echelle Planétaire

ZCIT : zone de convergence intertropicale

3 - Image « cinq satellites » du 24 décembre 1999 à 0 h UTC

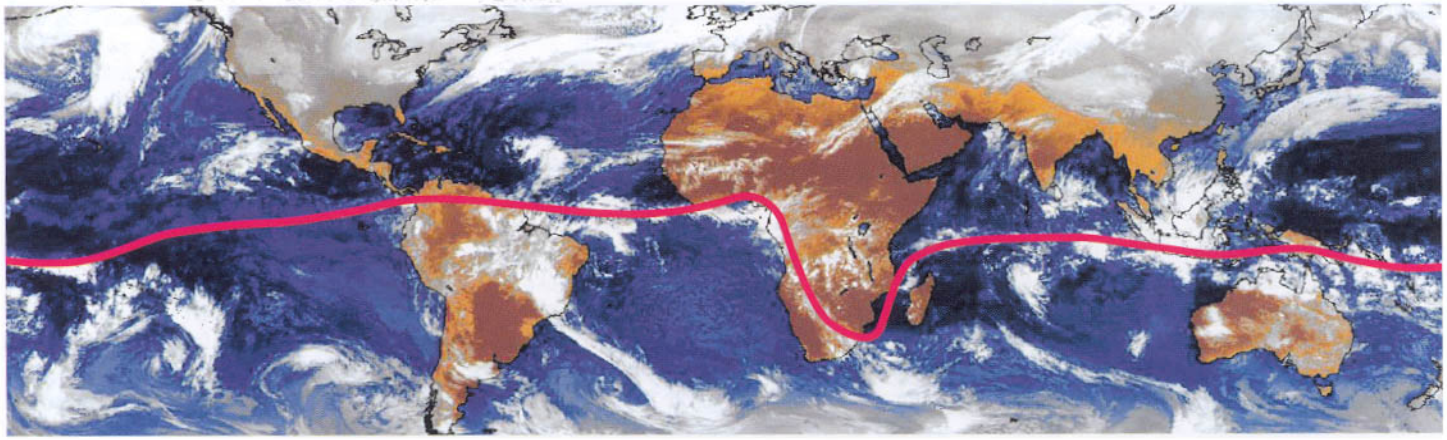
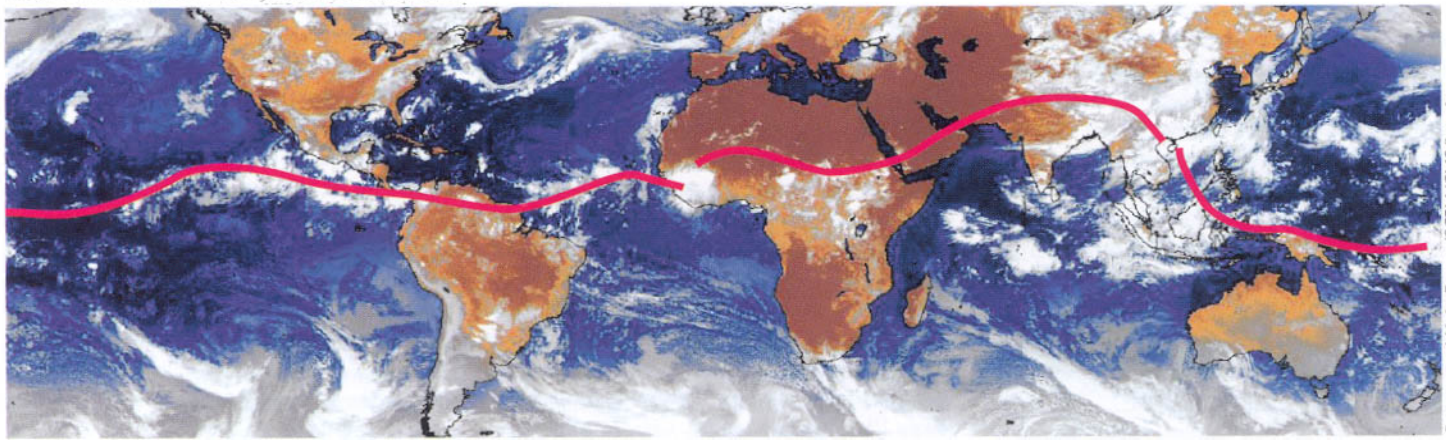


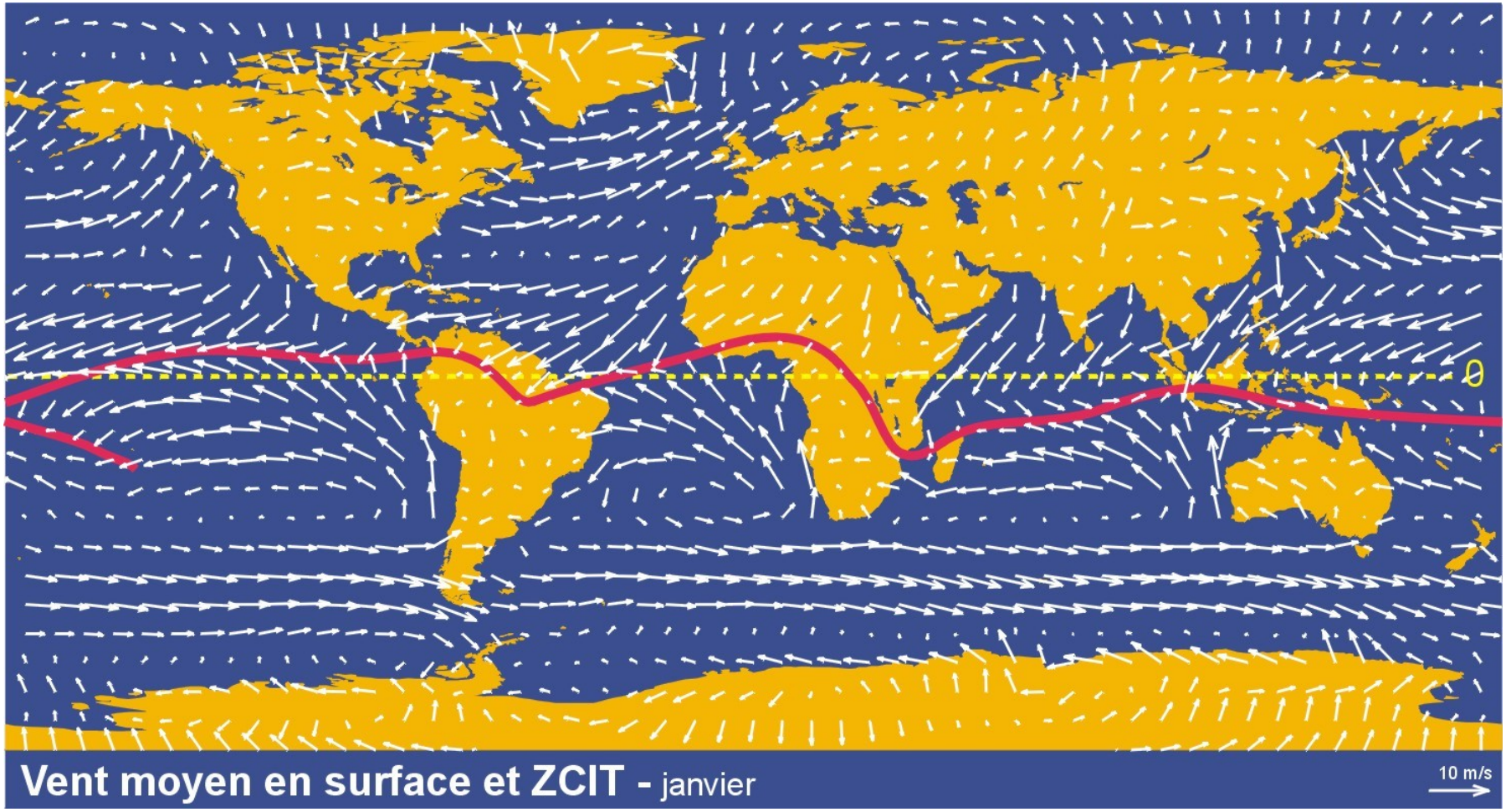
Image « cinq satellites » du 2 août 2000 à 0 h UTC



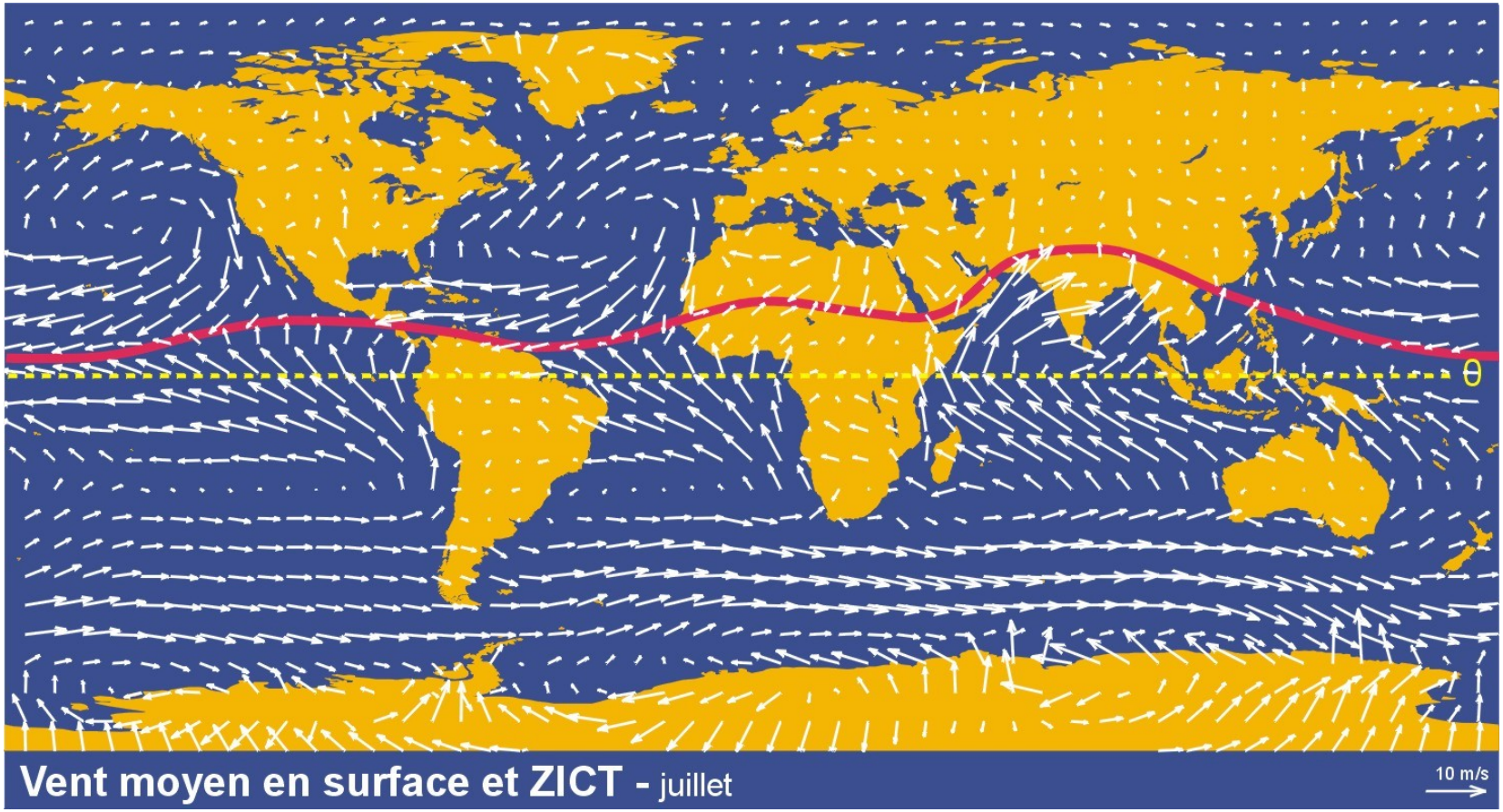
Documents Météo-France/SCEM/CMS/Lannion

NP ULOUSE ENM École Nationale de la Météorologie METEO FRANCE

ZCIT (janvier)



ZCIT(juillet)



Echelle synoptique

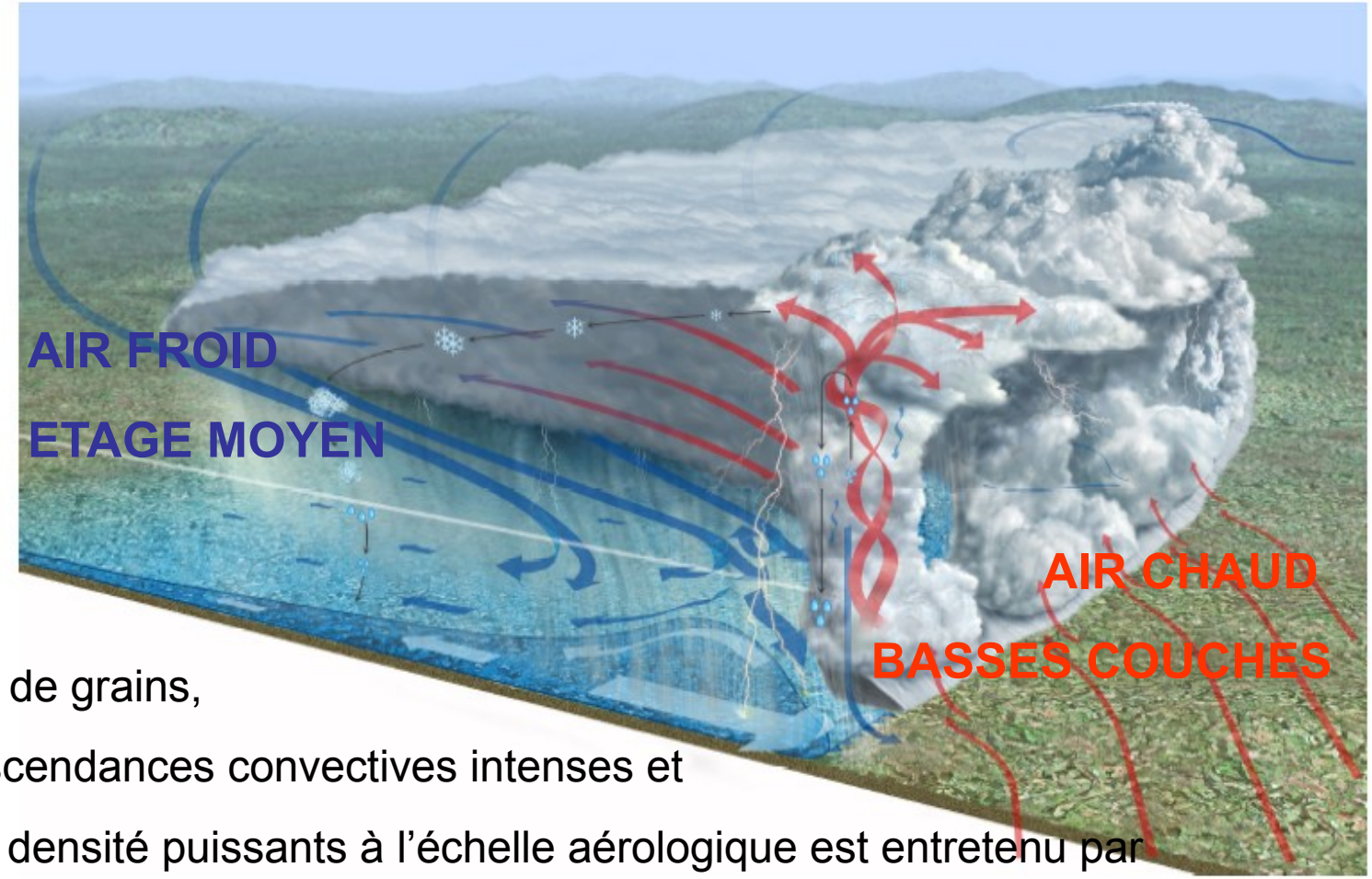
La taille caractéristique est le millier de kilomètres et la durée quelques jours.

Cette classe contient en particulier les dépressions et les anticyclones qui se développent surtout aux moyennes latitudes.

Lignes de grains

Campagne COPT81 à Korhogo en Côte d'Ivoire le 21/06/81 (photo de S. Chauzy, Laboratoire d'aérologie, Université Paul Sabatier, Toulouse).

Schéma type



Dans une ligne de grains,

le forçage d'ascendances convectives intenses et

de courants de densité puissants à l'échelle aérologique est entretenu par

<u>une circulation de méso-échelle</u> qui s'organise entre la partie stratiforme

du système et la partie convective.

Echelle aérologique

Entre 10 km et quelques centaines de mètres, on est dans

l'**échelle aérologique**,

échelle des orages isolés, des tornades et des « thermiques purs ».

Cumulus

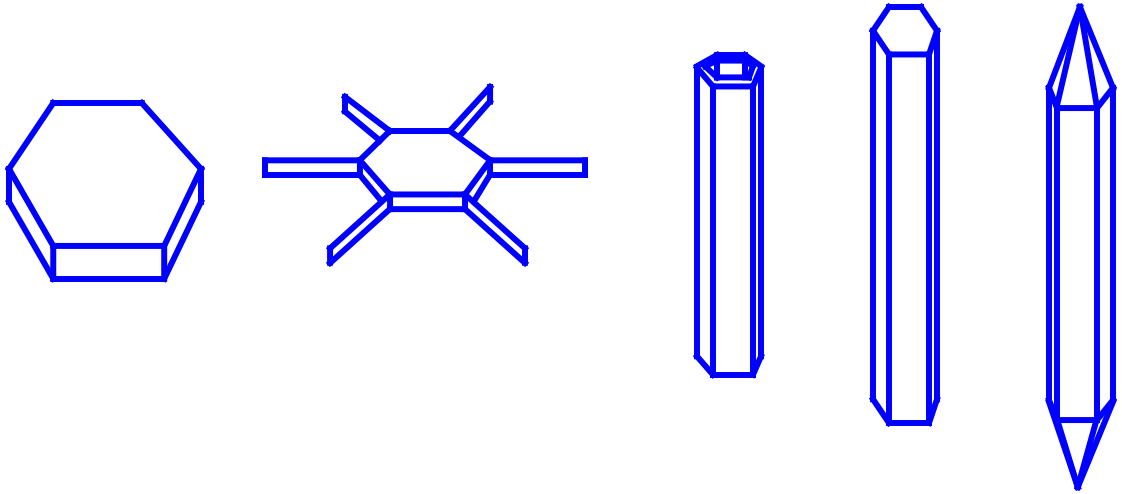
Cumulonimbus

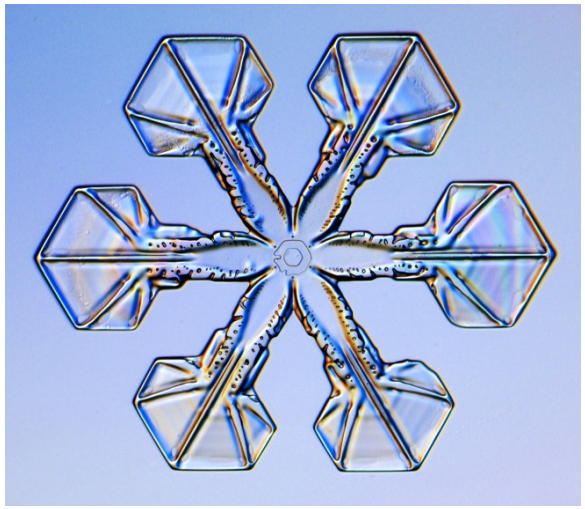
Micro-échelle

Les phénomènes de l'ordre du mètre comme les tourbillons de poussière et les rafales sont classés dans **la micro-échelle**.

Echelle microscopique

Enfin, les processus de formation des gouttes de nuage et de pluie, des cristaux de glace, appartiennent à **l'échelle dite microscopique**.





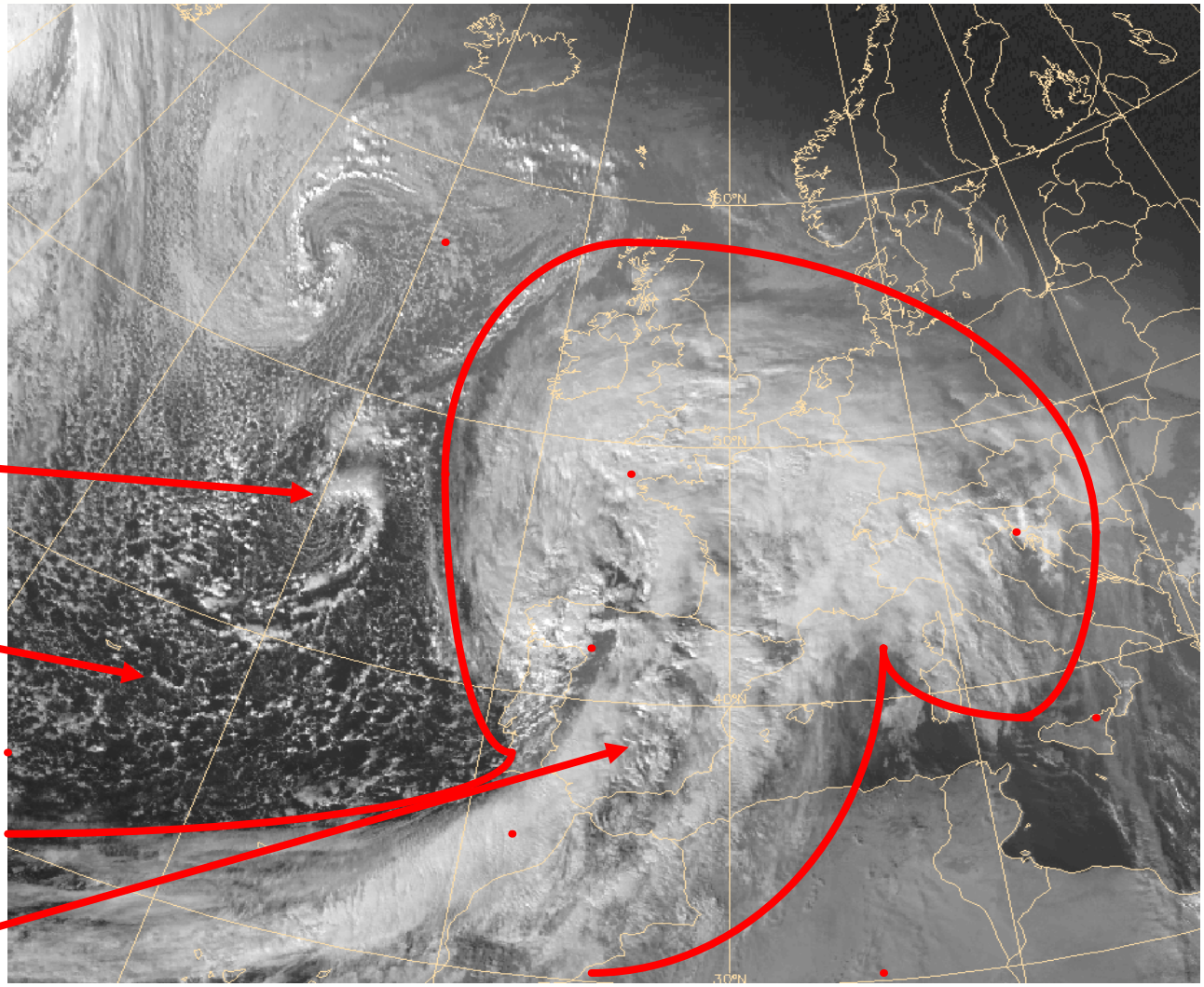
Interactions d'échelles

Exemple :

méso-échelle

échelle aérologique

échelle synoptique



Plan de l'intervention

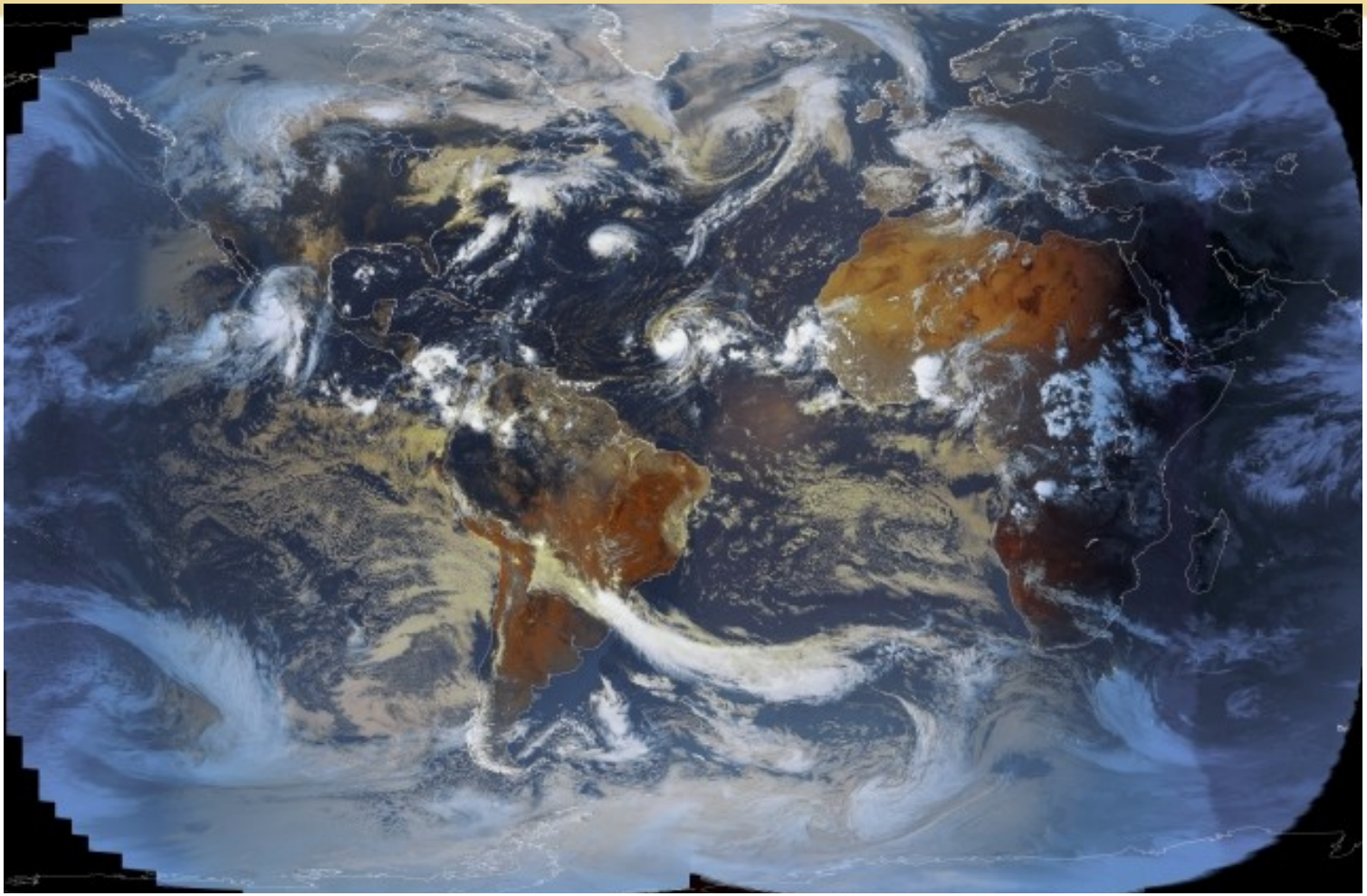
1. Eléments généraux de météorologie
   a. Généralités – Bilan radiatif
   b. Notion d'échelle
   c. **Éléments de circulation générale**
   d. Paramètres atmosphériques - équilibres de grande échelle

2. Le climat et les changements climatiques
   a. Introduction - le système climatique
   b. Sources naturelles de variabilité climatique
   c. Les observations du changement climatique
   d. Les projections climatiques à échelle globale

Éléments de circulation générale

- Analyse des images satellites
- La température
- Le vent
- La pression
- L'eau

Présentation à l’échelle du globe : vue d'ensemble

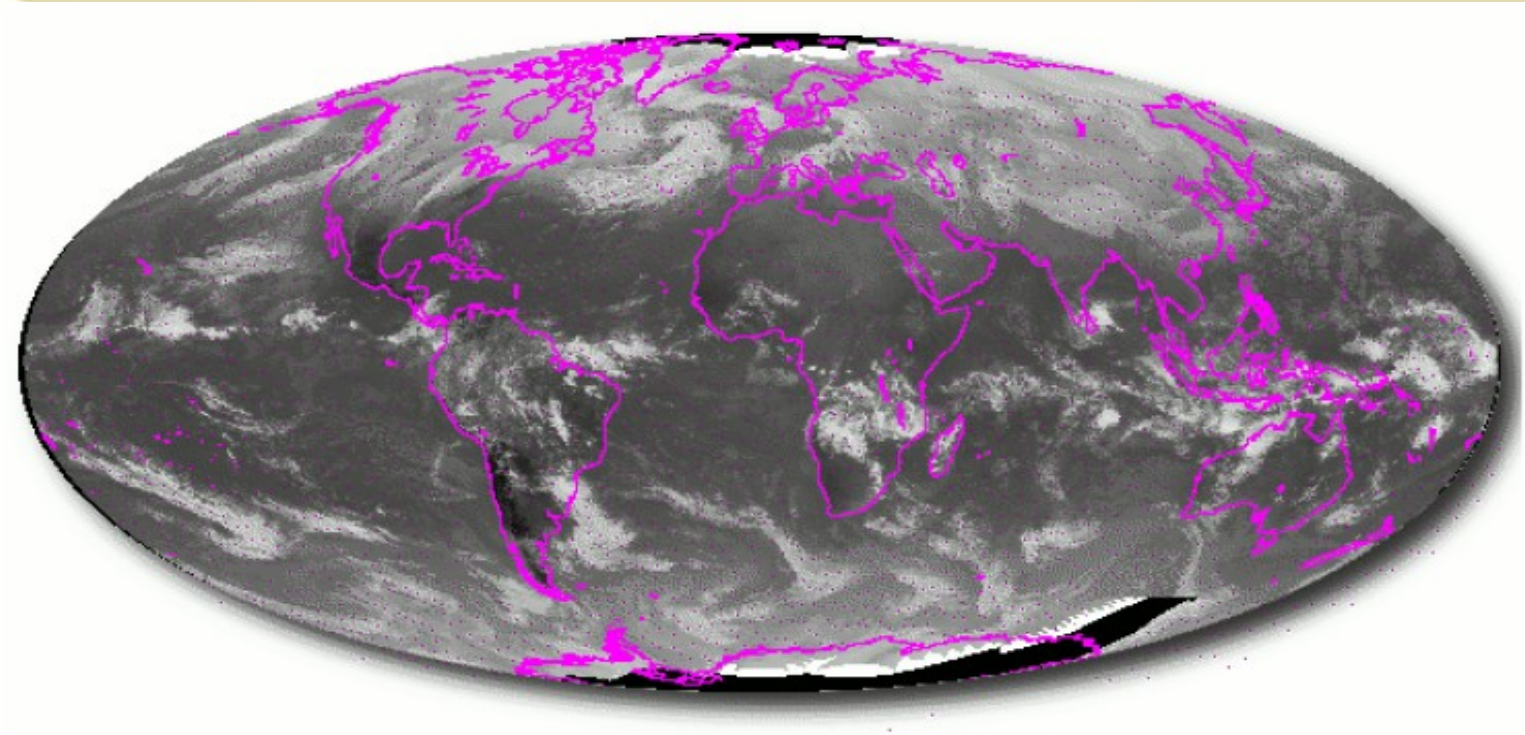


http://www.meteo-spatiale.fr/src/images_en_direct.php

https://www.youtube.com/watch?v=m2Gy8V0Dv78

https://www.youtube.com/watch?v=i4mBYwBNULk

Éléments de circulation générale



JANVIER

D'après : Malardel
Fondamentaux de météorologie

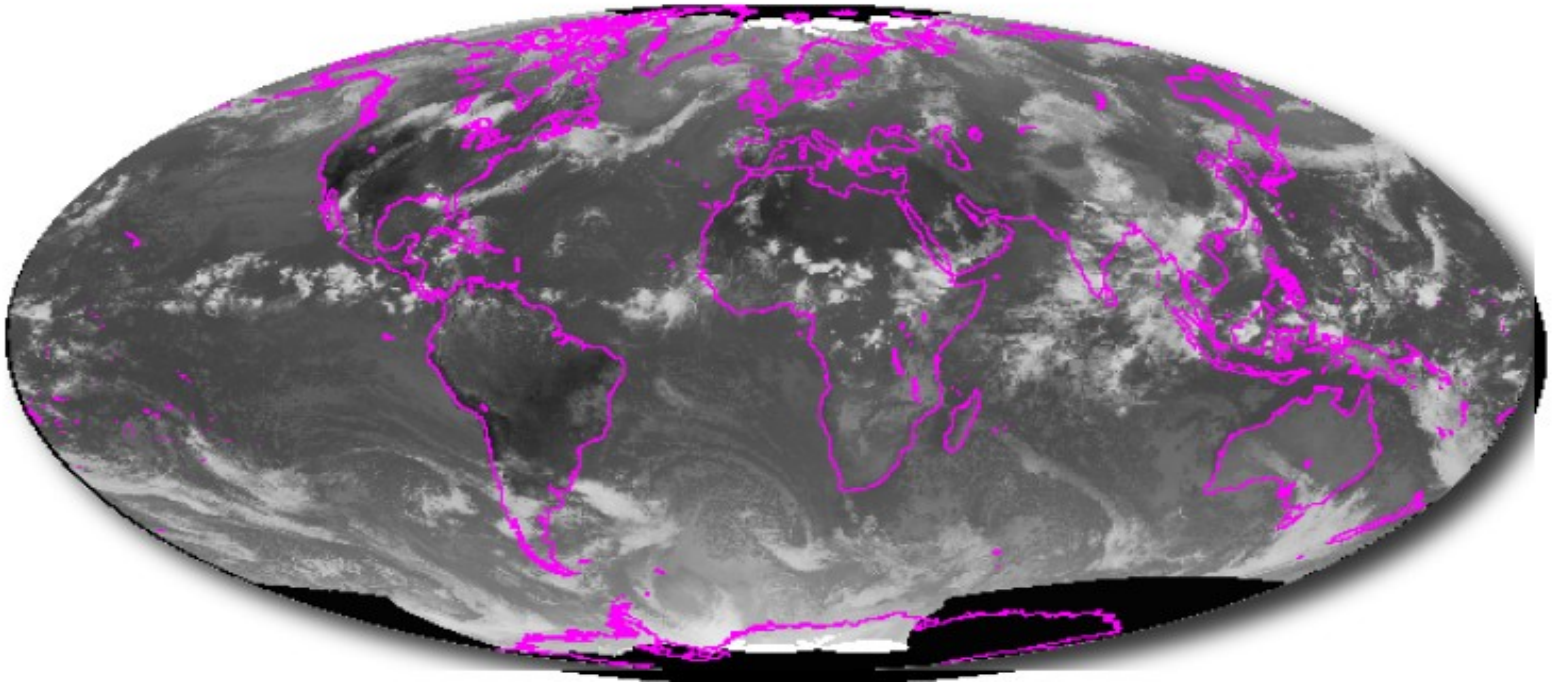
• Symétrie entre l'HN et l'HS par rapport à la bande nuageuse Intertropicale qui oscille de part et d'autre de l'équateur vers l'hémisphère d'été.

• Aux moyennes latitudes, systèmes nuageux qui s'enroulent en spirale (sens trigo : HN ; inverse HS)

• Bande très pauvre en nuages (vers 30°) surtout sur les continents désertiques.

→ Une certaine symétrie zonale (symétrie du forçage atmosphérique par le rayonnement solaire mais imparfaite (océan/continent, relief, etc).

Éléments de circulation générale



JUILLET

D'après : Malardel
Fondamentaux de météorologie

• Symétrie entre l'HN et l'HS par rapport à la bande nuageuse Intertropicale qui oscille de part et d'autre de l'équateur vers l'hémisphère d'été.

• Aux moyennes latitudes, systèmes nuageux qui s'enroulent en spirale (sens trigo : HN ; inverse HS)

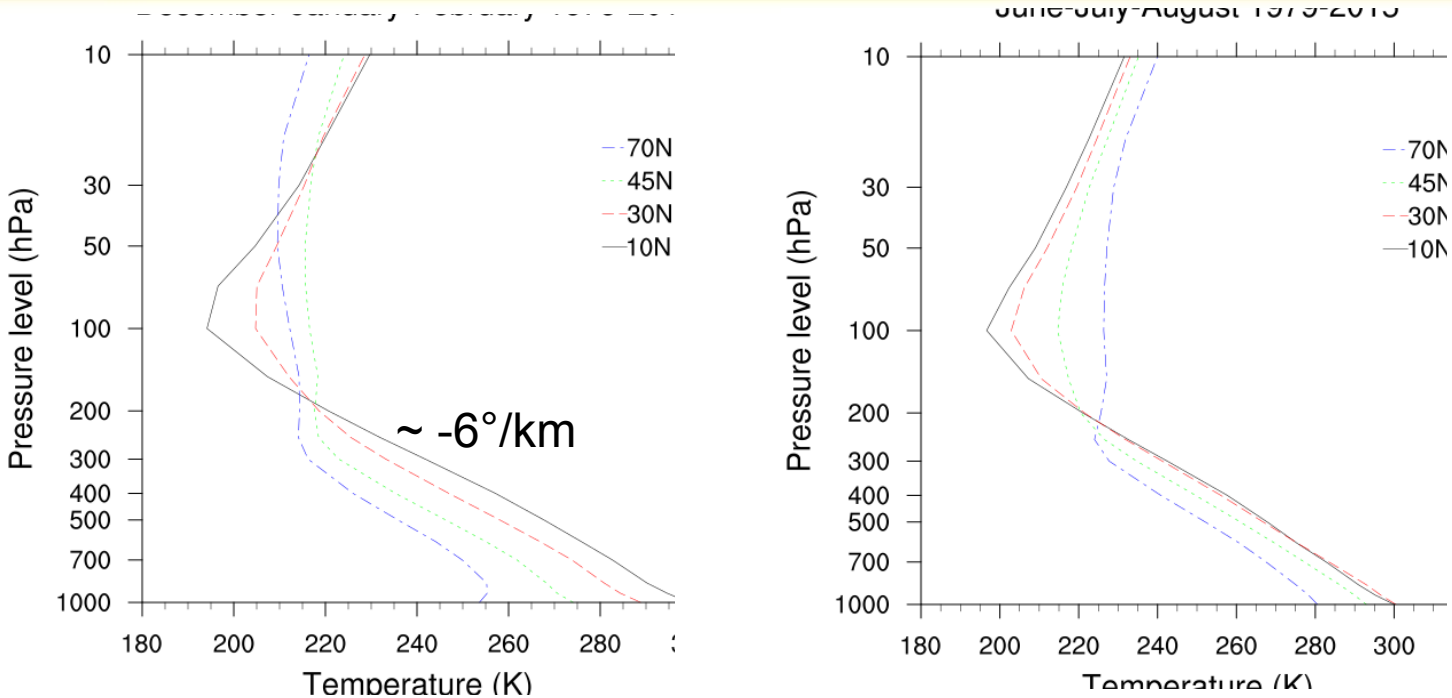
• Bande très pauvre en nuages (vers 30°) surtout sur les continents désertiques.

→ Une certaine symétrie zonale (symétrie du forçage atmosphérique par le rayonnement solaire mais imparfaite (océan/continent, relief, etc).

Éléments de circulation générale

- Analyse des images satellites
- La température
- Le vent
- La pression
- L'eau

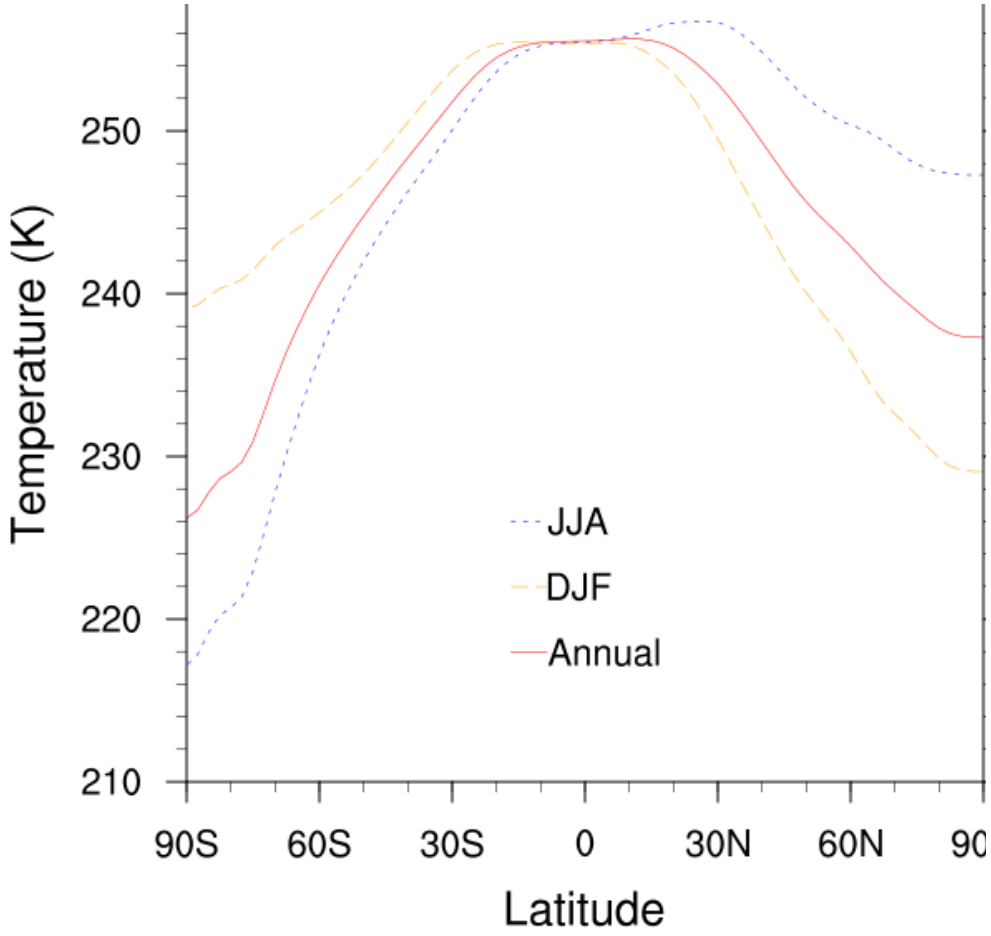
Température : profils verticaux



Climatologie NCEP/NCAR 1979-2015

- **Troposphère : décroissance de la température avec l'altitude**
- La première rupture de pente est la signature moyenne de la **tropopause**.
- L'altitude de cette rupture de pente est **fonction de la latitude et de la saison.**

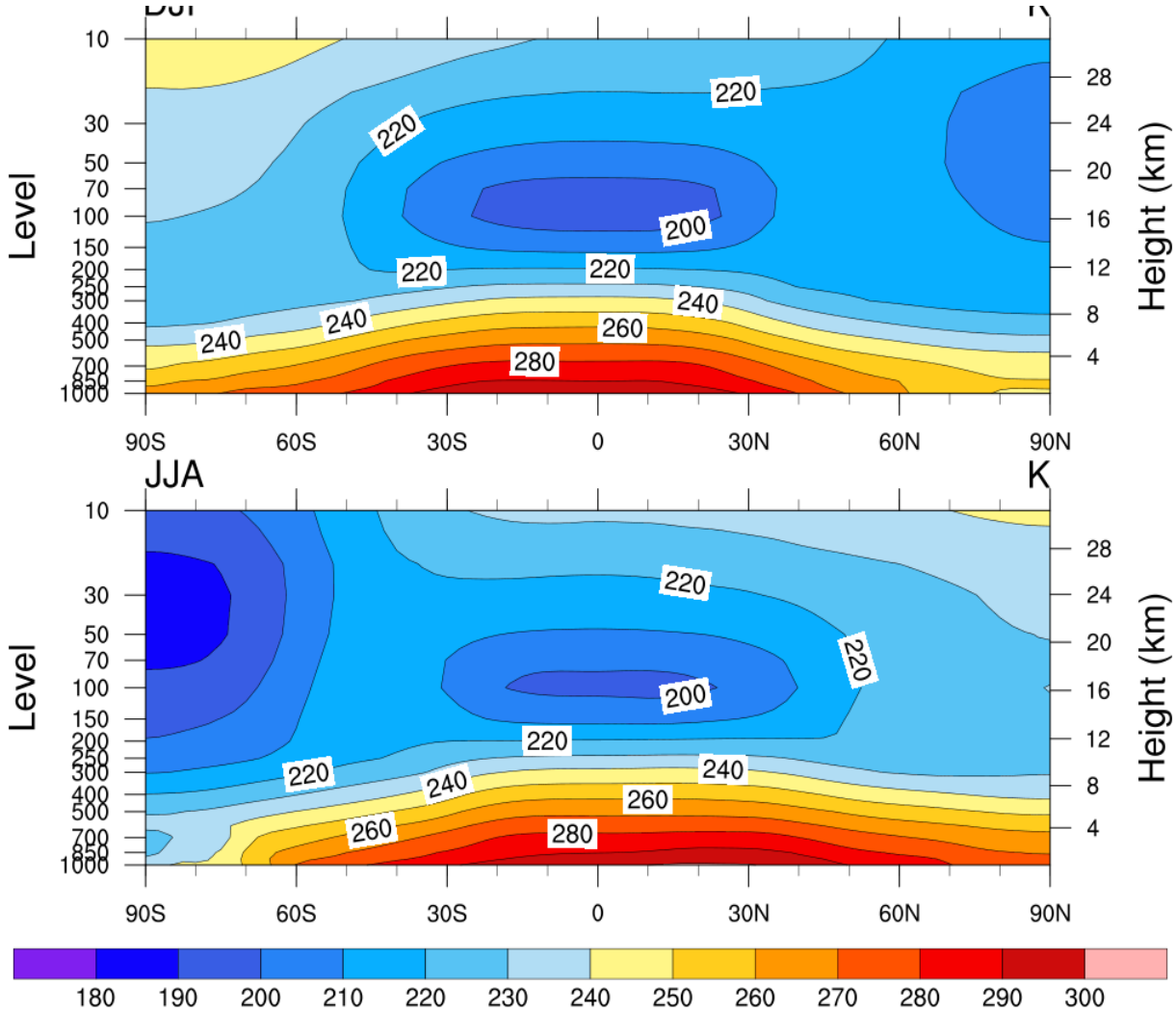
Température : moyenne zonale et verticale



Climatologie NCEP/NCAR 1979-2015

- **Cohérence avec le bilan radiatif** (zones les plus chaudes ↔ bilan radiatif excédentaire).
- **Gradients méridiens forts aux moyennes et hautes latitudes**, faibles aux tropiques.

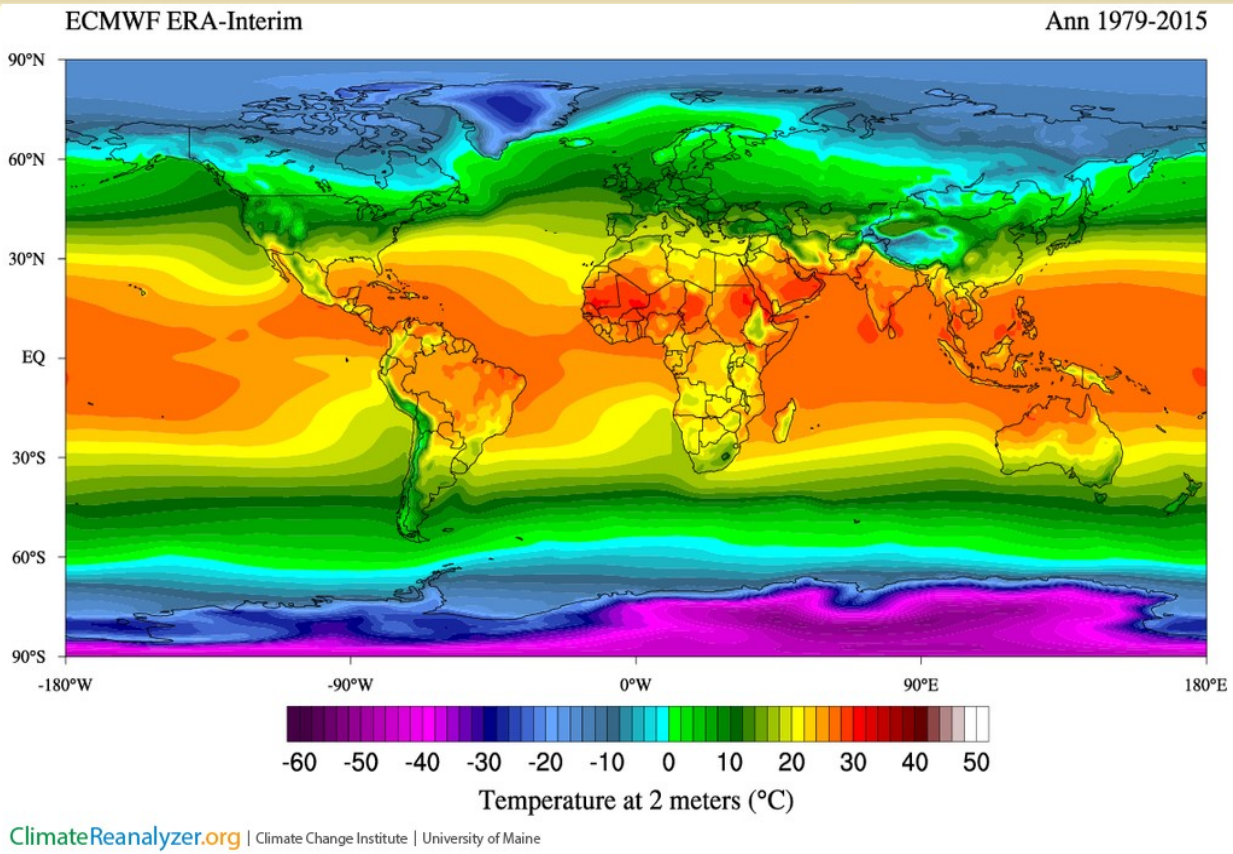
Température : coupe verticale en moyenne zonale



Climatologie NCEP/NCAR 1979-2015

- **Tropopause** située vers **100hPa aux latitudes tropicales, 300hPa aux pôles**
- Minimum marqué dans la stratosphère dans l'Hémisphère d'hiver

Température moyenne : carte horizontale



- **Variations méridiennes** de température aux **latitudes tempérées : baroclinie**.
- Température **homogène horizontalement** en **zone tropicale** : **barotropie**.
- **Les continents brisent la symétrie zonale** → champ de température plus régulier dans l'HS.

Éléments de circulation générale

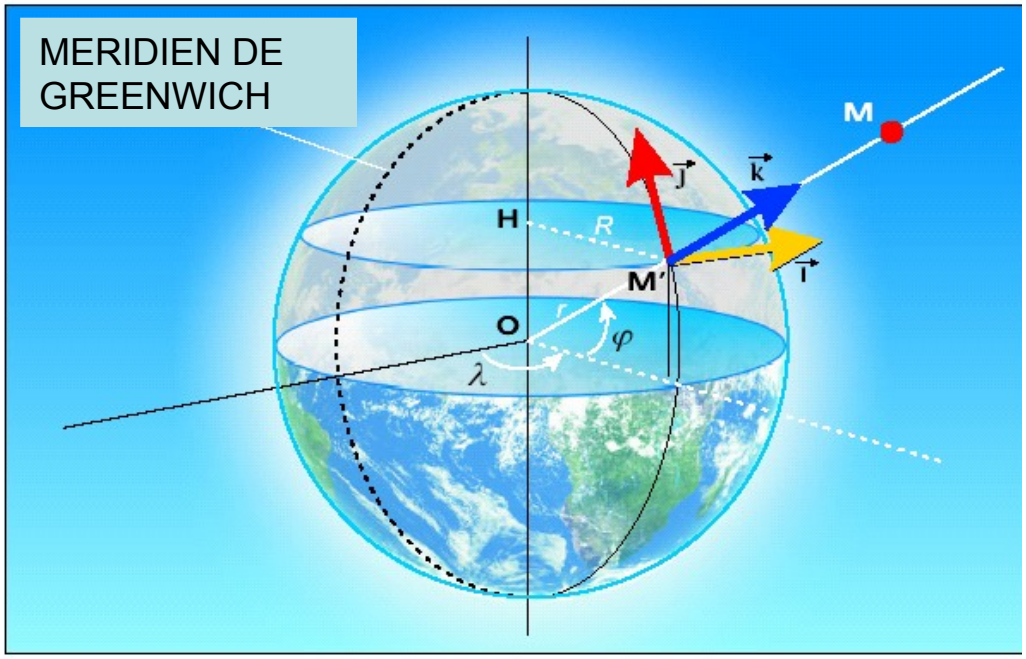
- Analyse des images satellites
- La température
- Le vent
- La pression
- L'eau

Vent zonal et vent méridien

Le vent peut être décrit par deux composantes :

- une composante pour le déplacement parallèle à un cercle de latitude, qu'on appelle le vent zonal, noté u.

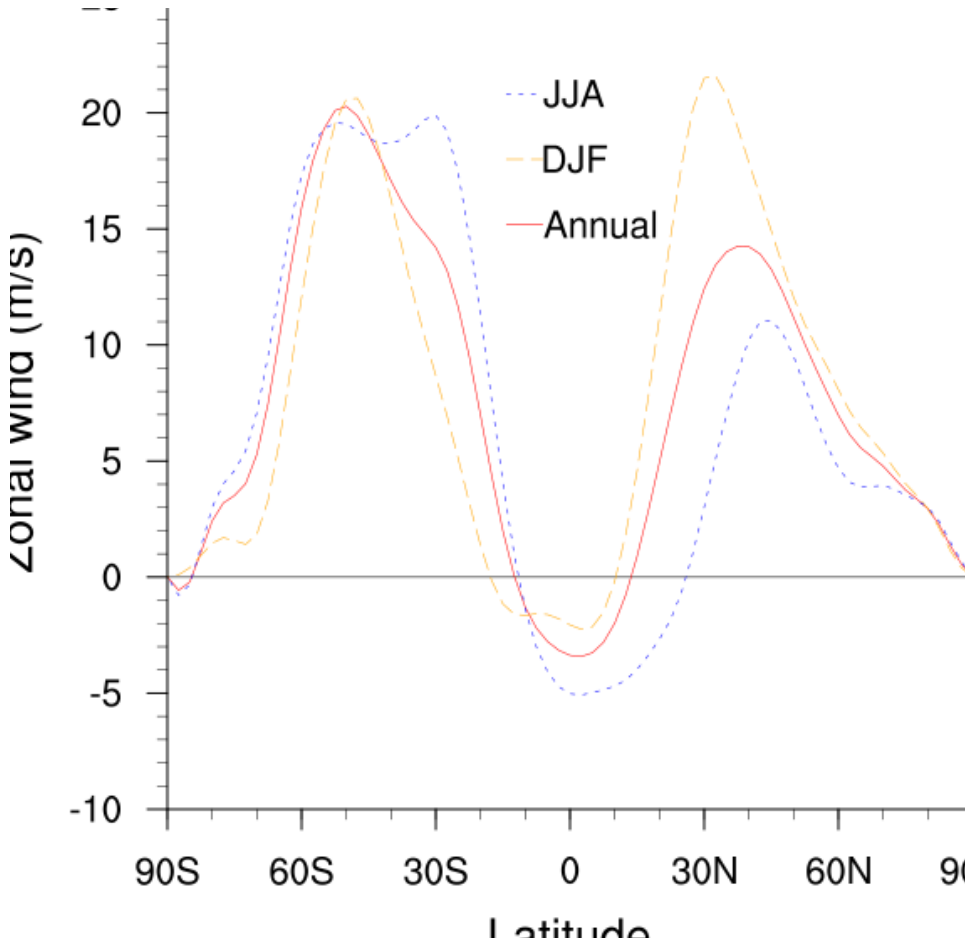
- une composante pour le déplacement parallèle à un méridien, qu'on appelle le vent méridien, noté v.



u > 0 correspond à un vent dirigé d'ouest en est ;

v > 0 correspond à un vent dirigé du sud vers le nord.

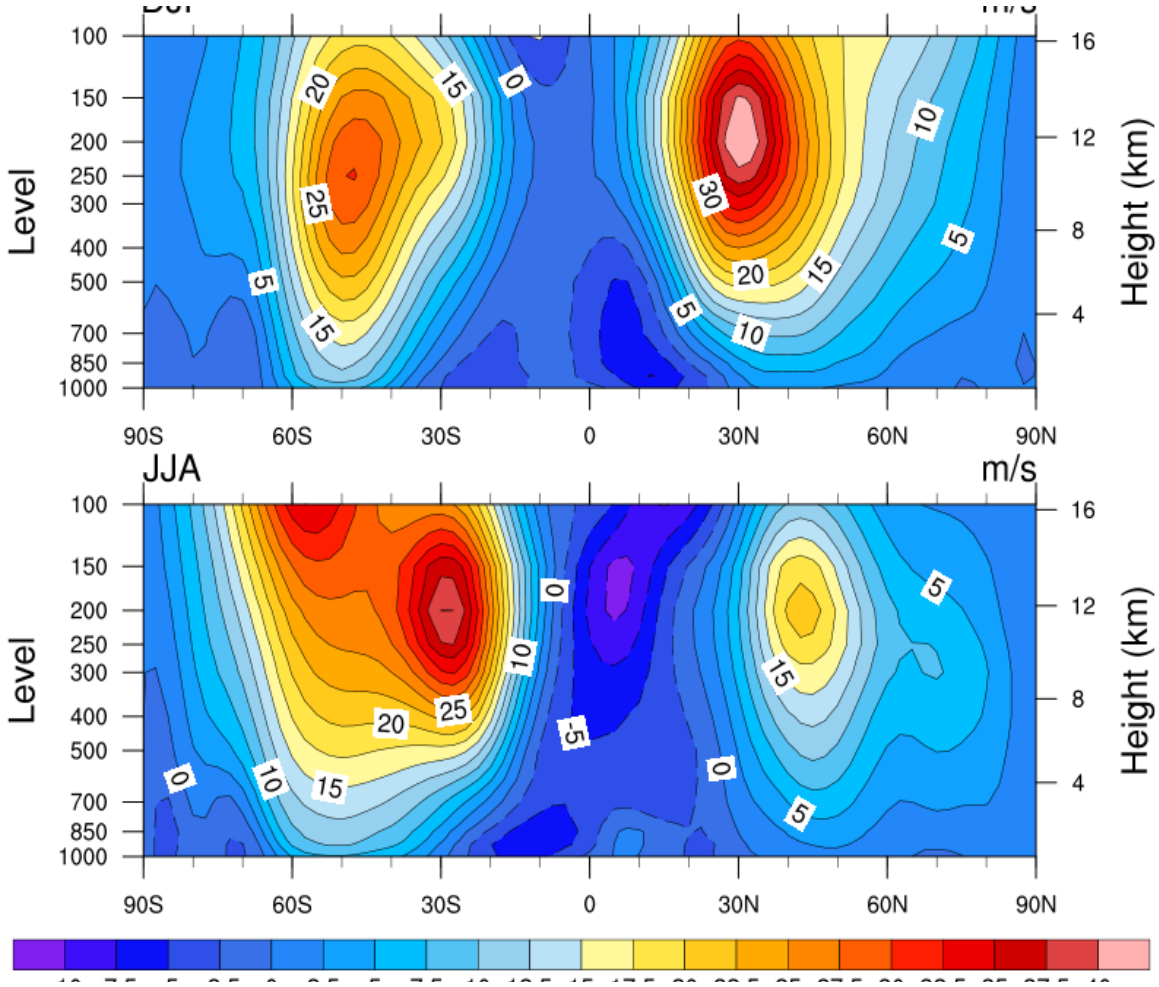
Vent zonal : moyenne zonale et verticale



Climatologie NCEP/NCAR 1979-2015

- En moyenne, **les vents soufflent d'ouest en est aux moyennes et hautes latitudes** et **d'est en ouest aux basses latitudes**

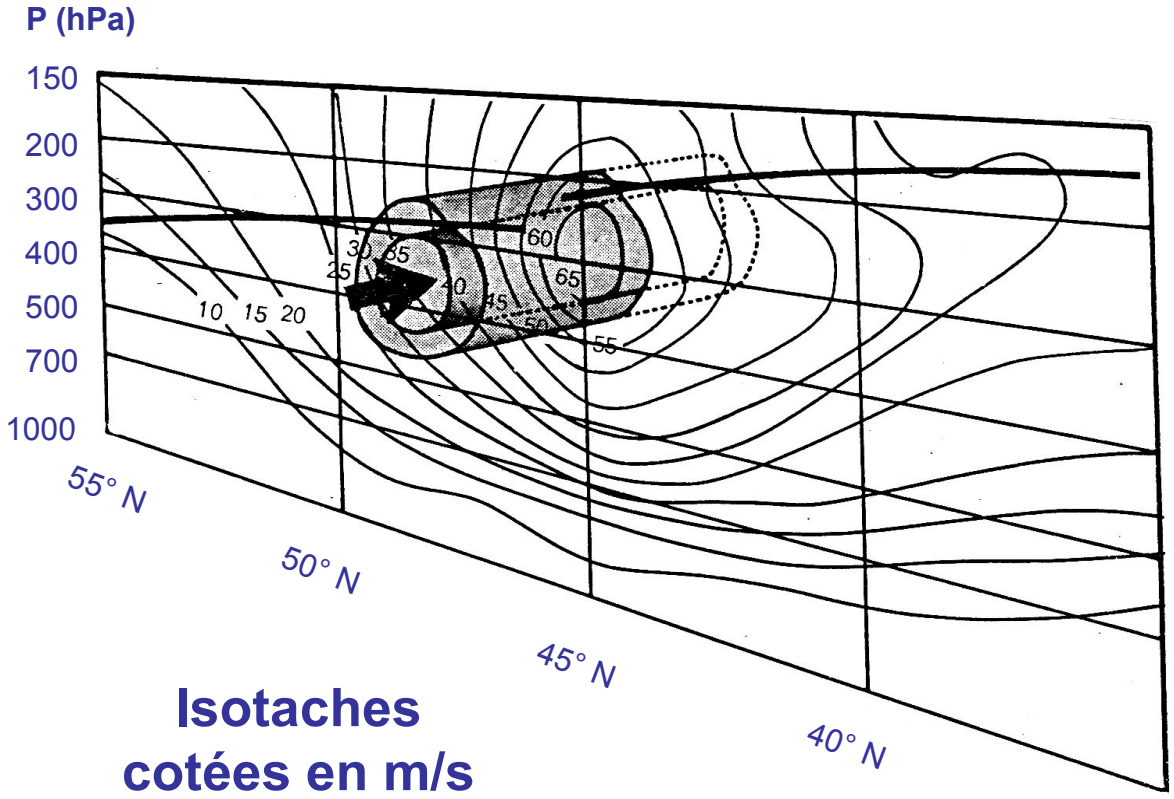
Vent zonal : coupe verticale en moyenne zonale



Climatologie NCEP/NCAR 1979-2015

- Noyau de vent très fort (**40m/s**) au niveau de la tropopause **vers 30° de latitude** : **<u>jet subtropical</u>**
- **Noyau moins intense** et plus proche du pôle **dans l'hémisphère d'été.**
- **Vents d'est** moins intenses (5m/s) dans la **bande tropicale**, maximum près du sol et **plus forts dans l'hémisphère d'hiver** : **<u>alizés</u>**

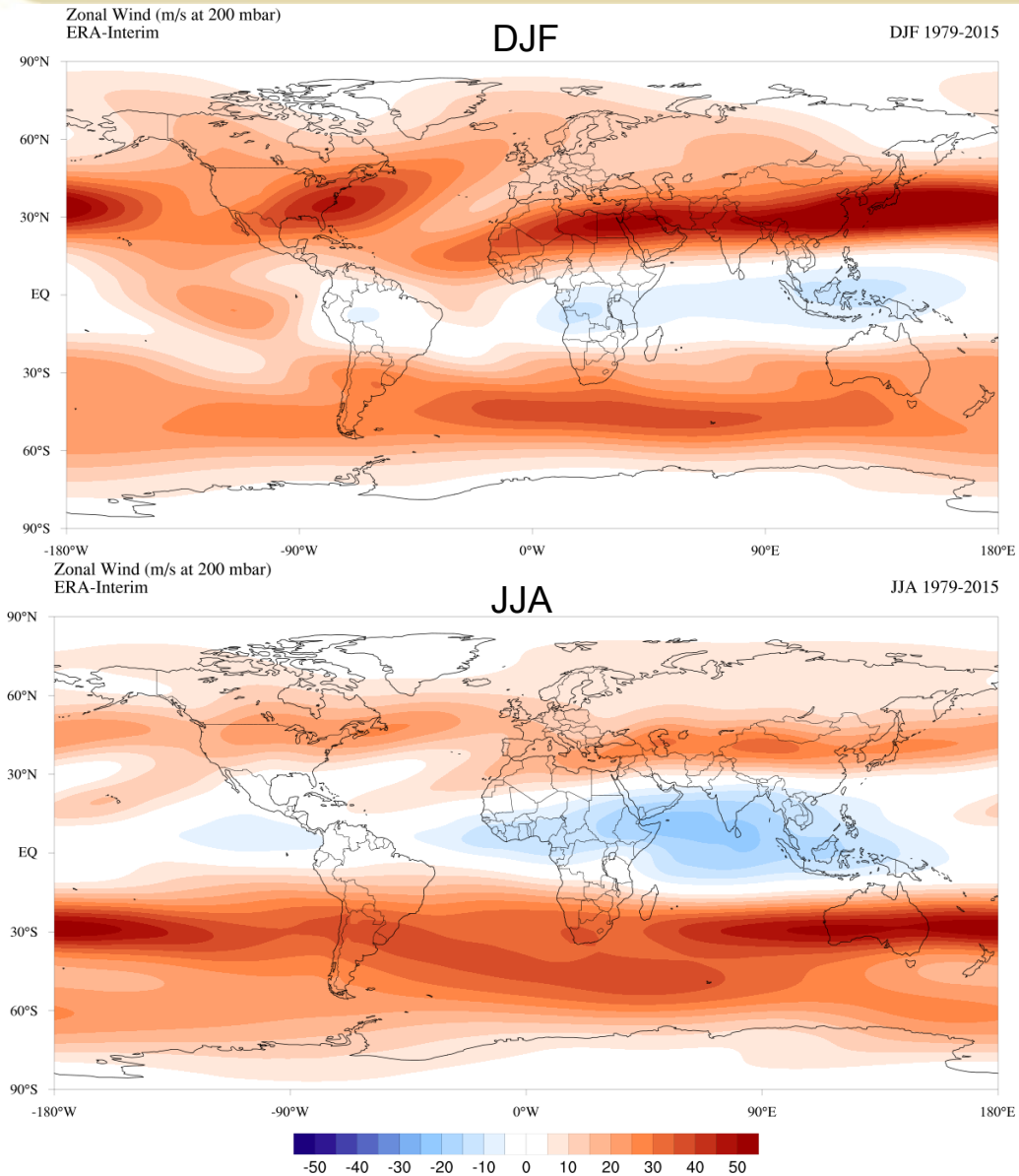
Vent zonal moyen : notion de jet



Isotaches cotées en m/s

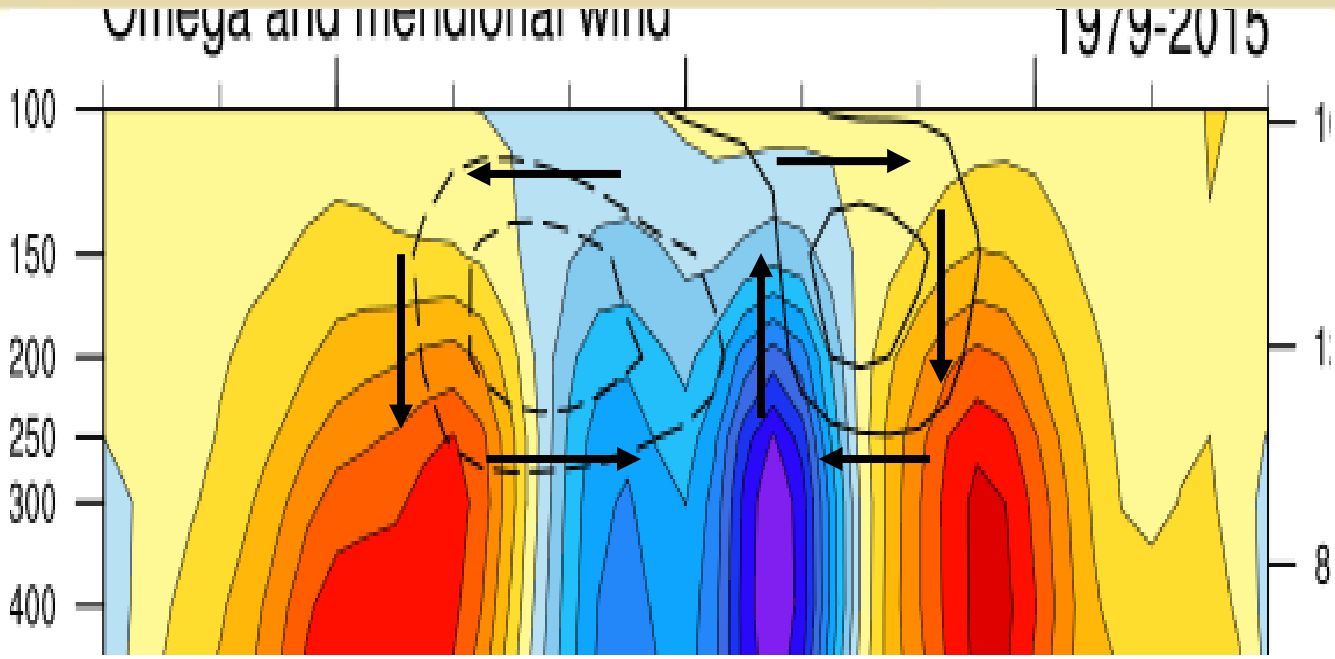
Aux moyennes latitudes, **existence d'un noyau de vent d'ouest très fort au niveau de la tropopause** connu sous le nom de courant-jet (valeur de l'ordre de 40 m.s^{-1} dans chaque hémisphère).

Moyenne du vent zonal à 200 hPa sur le globe



- **Le jet d'ouest subtropical n'est pas continu** (influence du relief, des continents).
- Structure plus régulière du jet subtropical dans l'HS.
- Vent maximal sur les **bords ouest des océans** Pacifique et Atlantique.

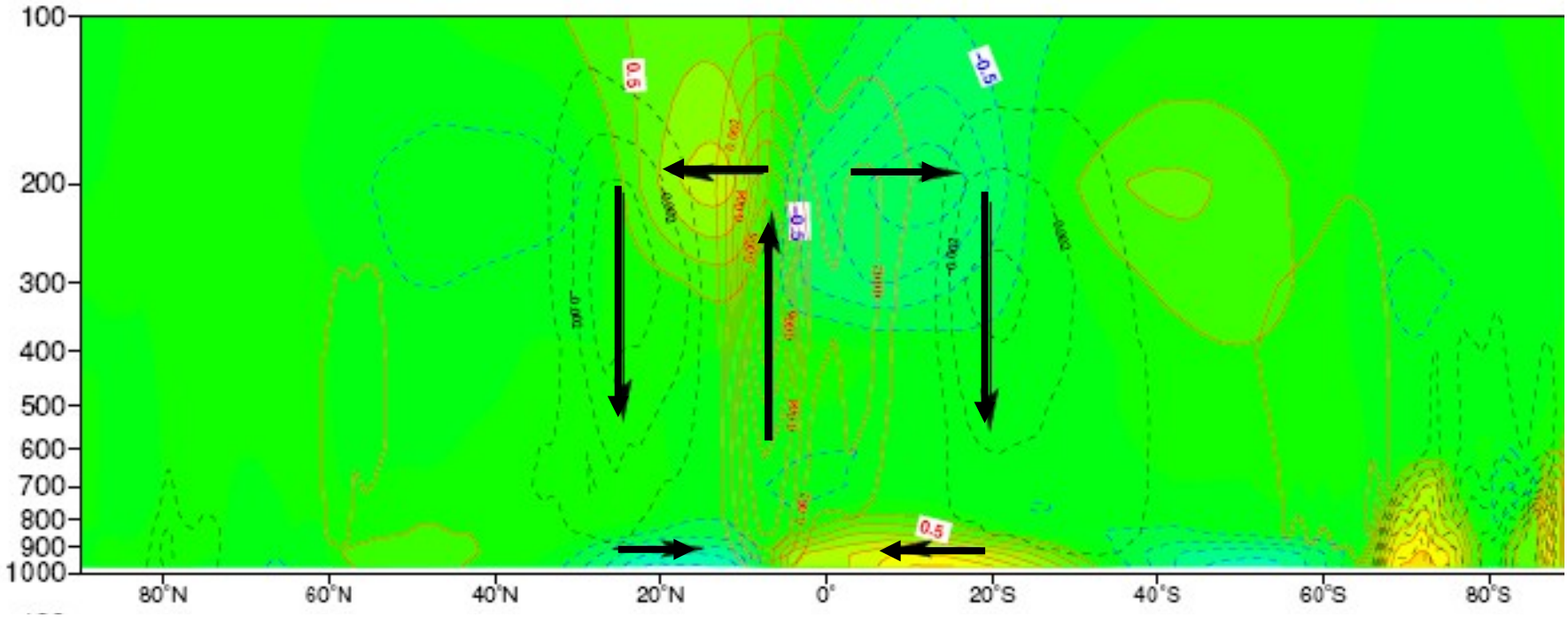
Vent méridien et vitesse verticale : coupe verticale en moyenne zonale



Climatologie NCEP/NCAR 1979-2015

- Maximum de vent méridien moyen plus faible que le maximum de vent zonal.
- **Alizés** maximum près du sol et **plus forts dans l'hémisphère d'hiver**
- **Convergence** dans les **basses couches**, **divergence** près de la **tropopause**
- **Circulation fermée en moyenne annuelle** :
  - Deux cellules de part et d'autre de l'équateur (**cellules de Hadley**)
  - Convergence des alizés en basses couches = **zone de convergence intertropicale**

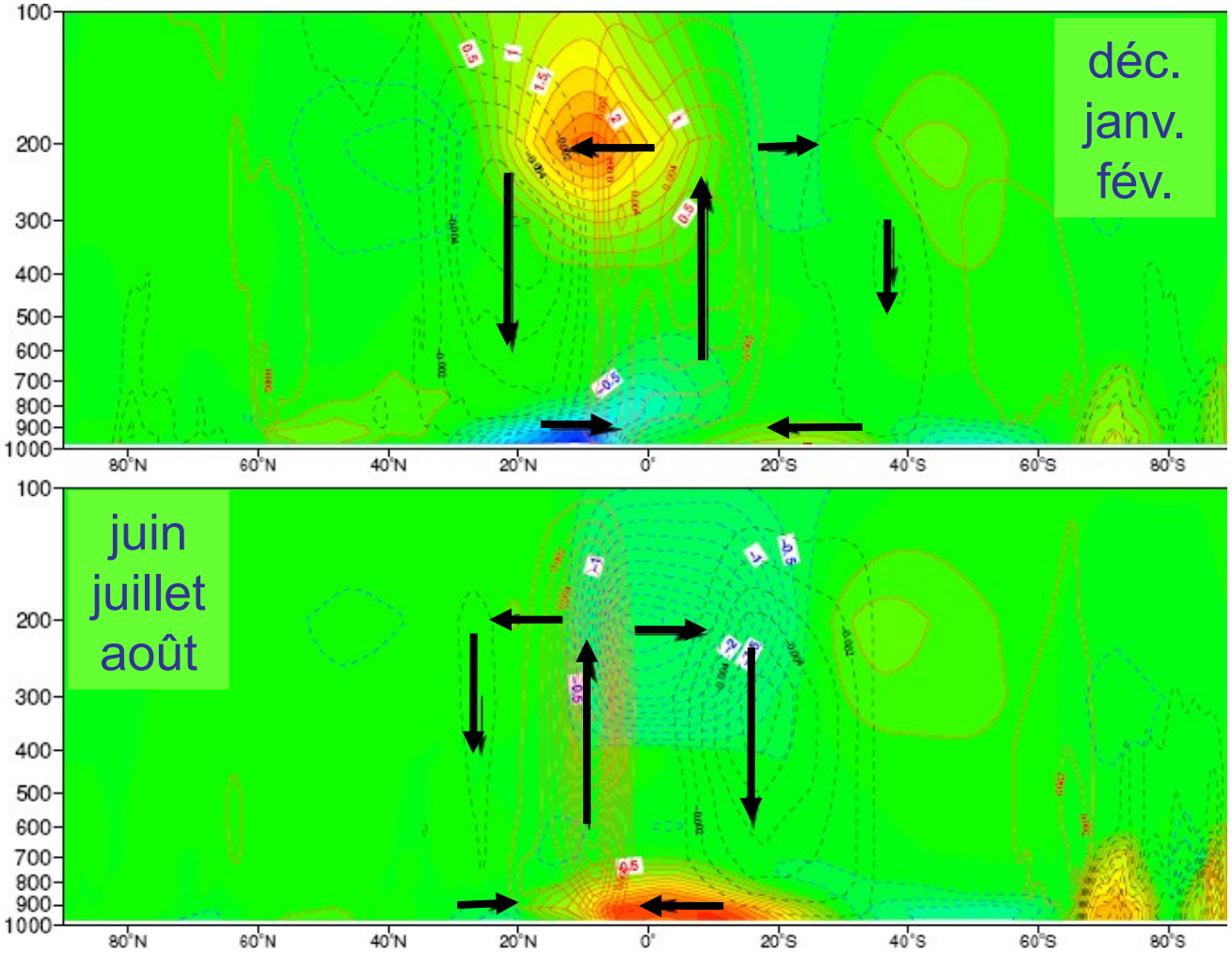
Cellules de Hadley 1



Moyennes annuelles de vent **méridien** et de vitesse verticale.

Les flèches résument, sur les zones de maximums, l'info des champs superposés.

Cellules de Hadley 2



Moyennes saisonnières de vent méridien et de vitesse verticale.

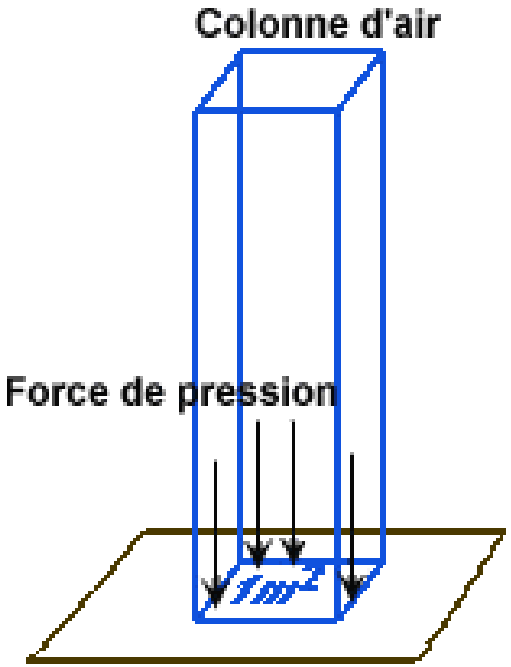
Seule la cellule de l'hémisphère d'hiver est bien marquée.

Éléments de circulation générale

- Analyse des images satellites
- La température
- Le vent
- La pression
- L'eau

Répartition moyenne de la pression

Dans l'atmosphère, la pression en un point est pratiquement égale au poids d'une colonne d'air de section horizontale égale à 1 m^2 et située au-dessus du point de mesure, s'étendant jusqu'au sommet de l'atmosphère.



http://galileo.cyberscol.qc.ca/InterMet/pression/pression2.htm

Ce résultat n'est vrai strictement que si l'atmosphère est au repos (hydrostatisme).

Unité de la pression

L'unité de pression du système international est le **Pascal** (Pa).

$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N.m}^{-2}$

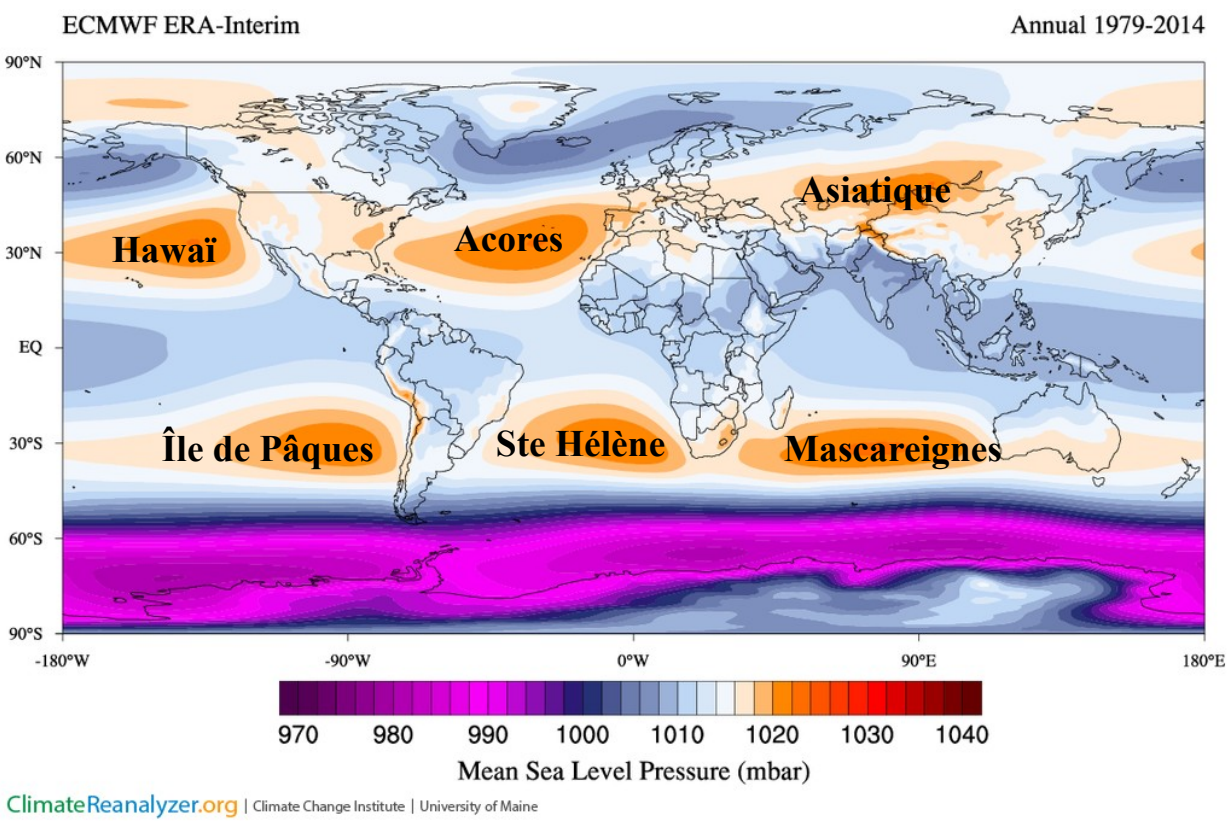
Pression atmosphérique au niveau de la mer :
de l'ordre de 10^5 Pa, soit 1 000 hPa

(précisément 1013,25 hPa en condition « standard »)

Par habitude, certains météorologistes parlent encore en bars ou en millibars, avec 1 bar = 10^5 Pa .

1 mbar = 1 hPa.

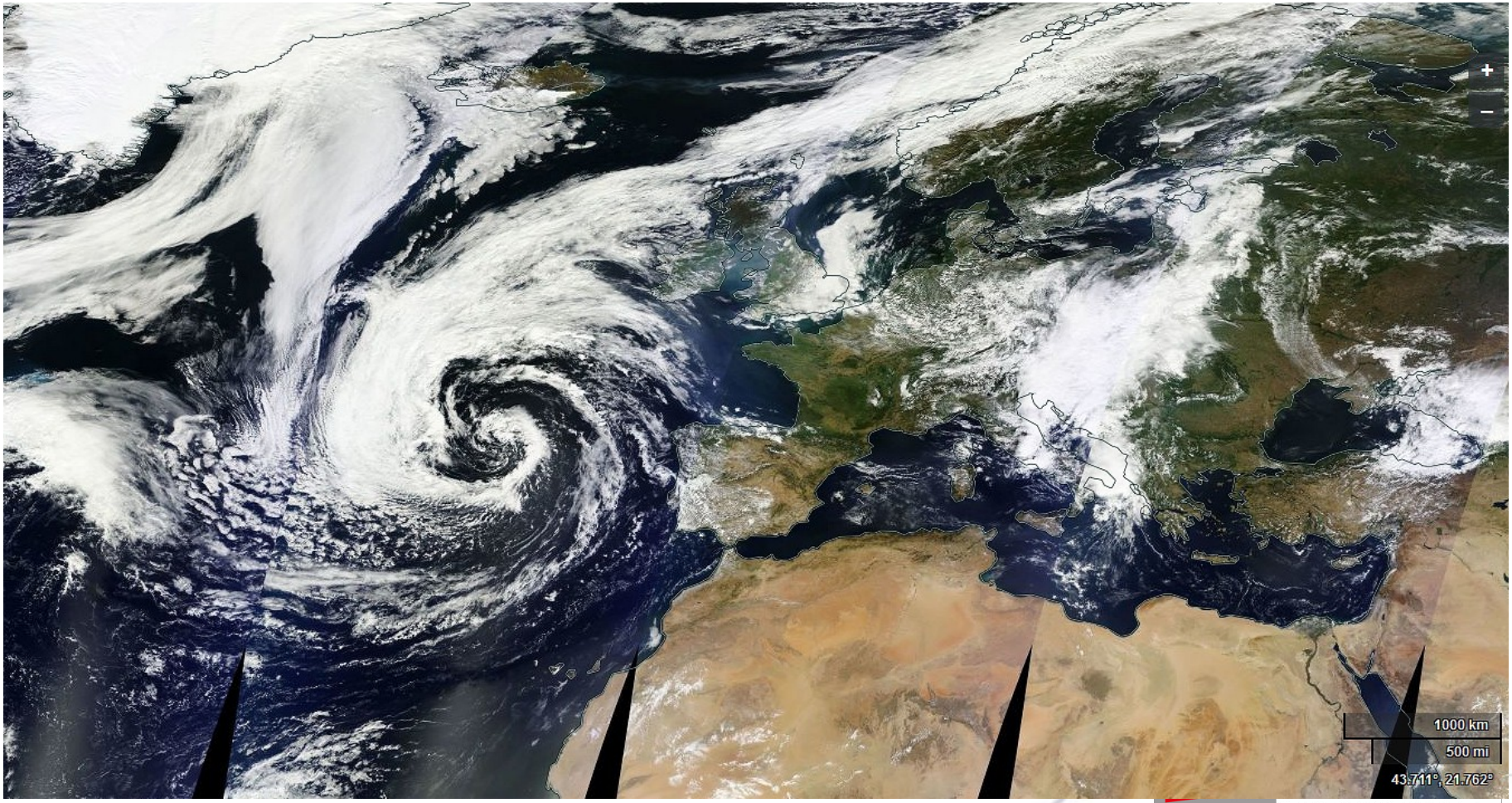
La pression réduite au niveau de la mer



- **Faibles gradients horizontaux de pression en zone tropicale**
- **Anticyclones subtropicaux** situés en moyenne annuelle vers 30° de latitude (**branches subsidentes des cellules de Hadley**).
- **Pression maximale sur les flancs est des océans** (branche subsidente de la cellule de Walker + upwelling côtier).

Attention : ce n'est qu'une moyenne …

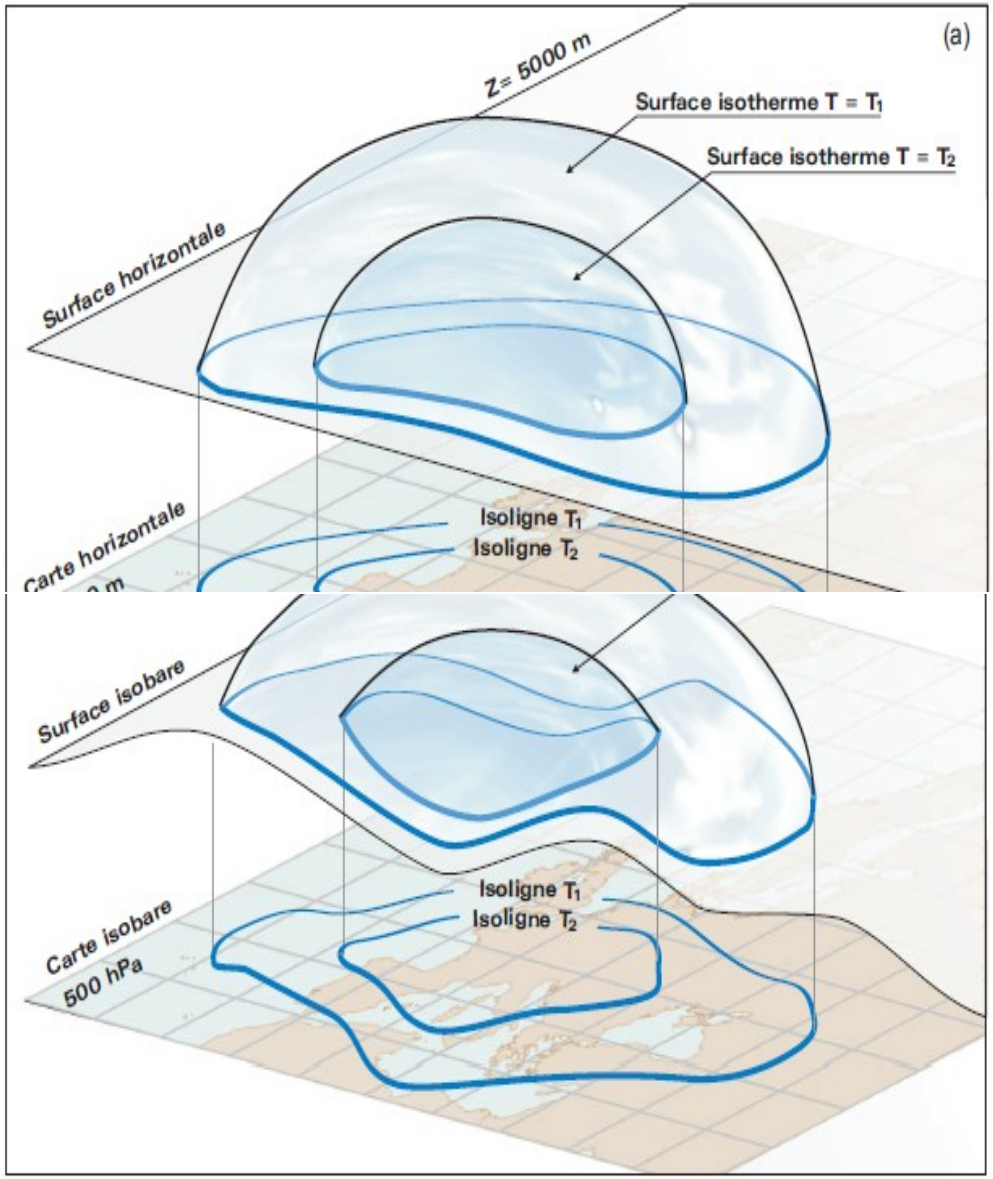
11/09/2014 : situation **dépressionnaire** sur les Açores !



https://worldview.earthdata.nasa.gov

INP TOULOUSE ENM École Nationale de la Météorologie METEO FRANCE

Carte horizontale et carte isobare

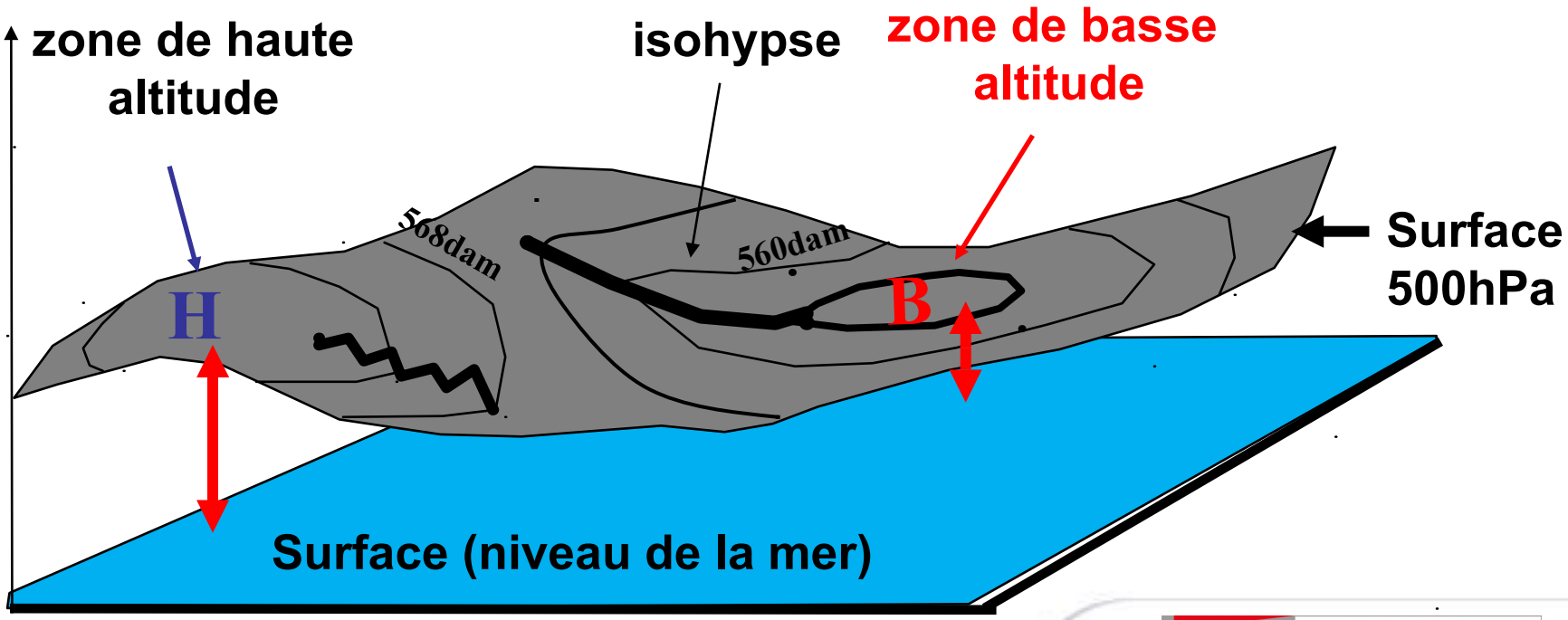


[Malardel, 2005]

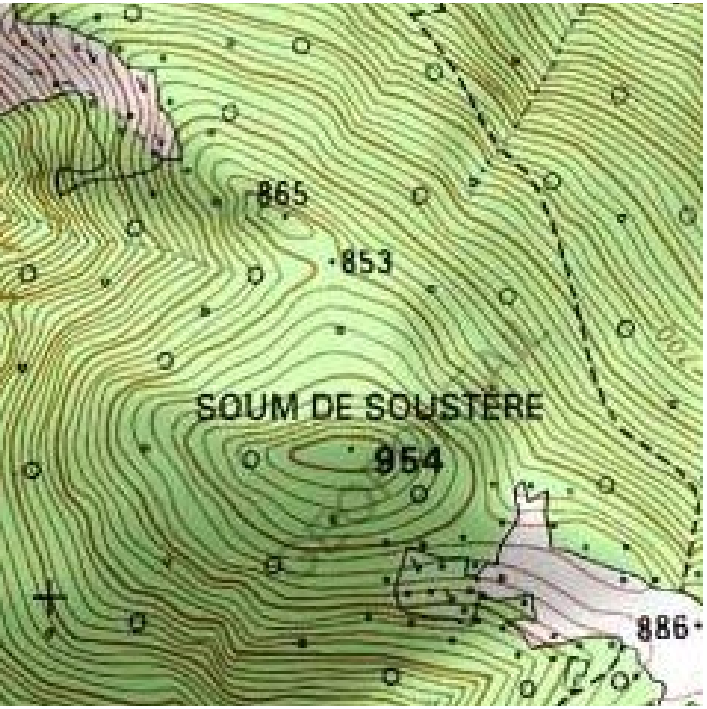
La pression en altitude : isohypses

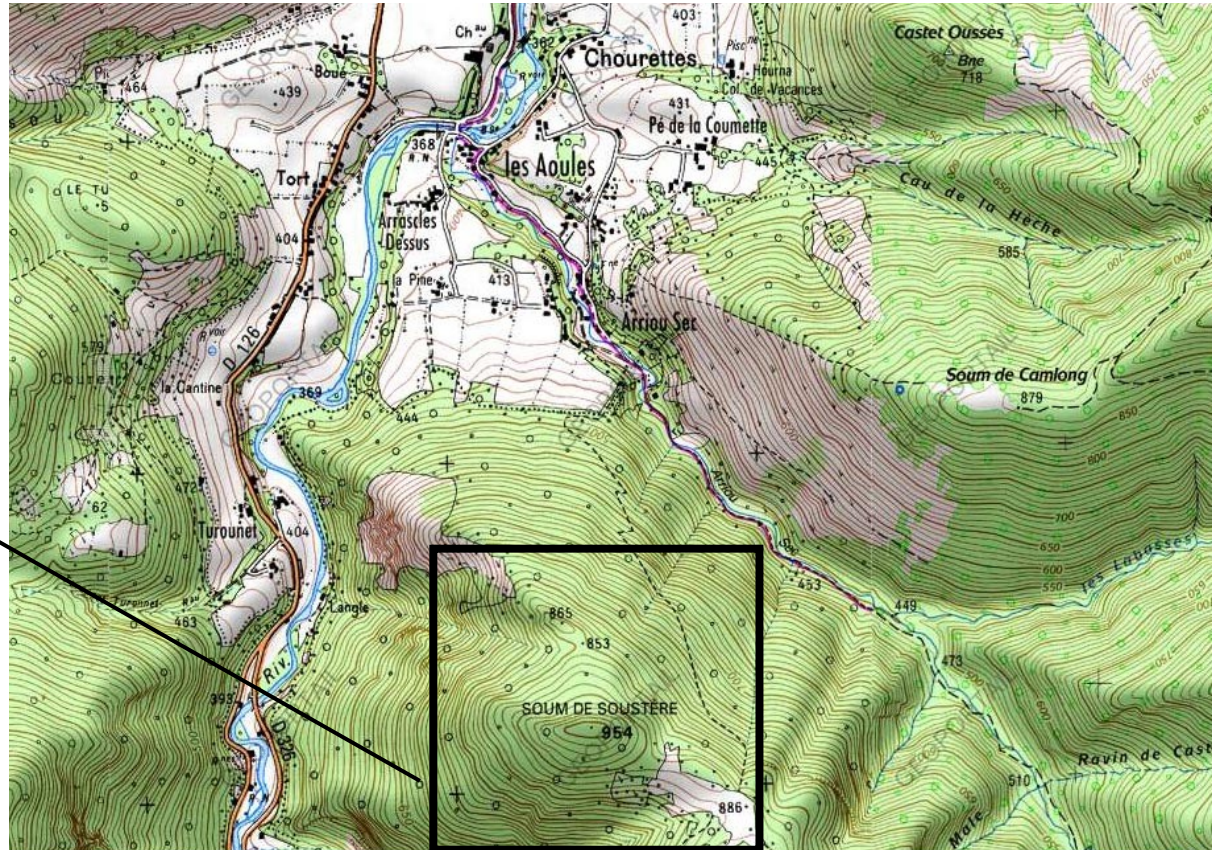
On représente les champs d'altitude des surfaces isobares ; les isolignes sont les **courbes de niveau des surfaces isobares**.
(choix lié à l'utilisation de ces cartes par l'aéronautique).

Ces courbes de niveau s'appellent les **isohypses**. Elles sont cotées en mètres (plus précisément, en **mètres géopotentiel**), et tracées de 40 en 40 mgp.

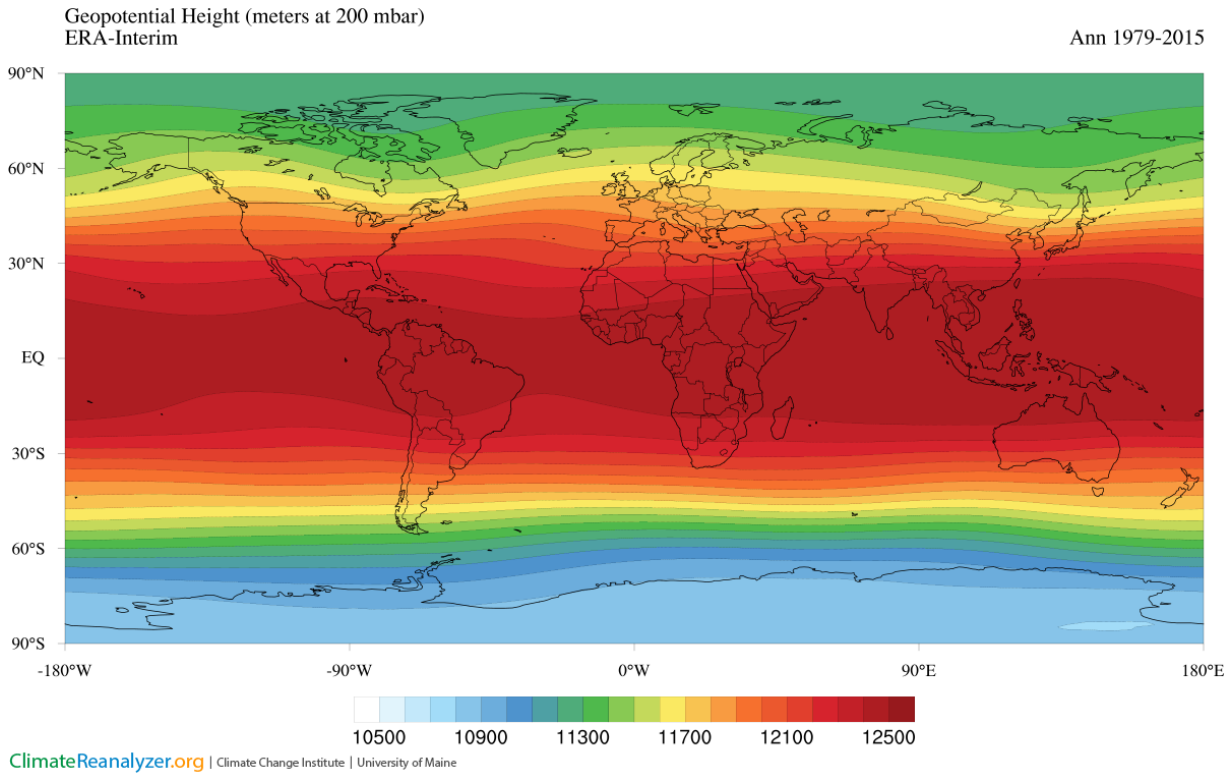


On fait comme l'IGN, en somme … on cartographie le relief.





Géopotentiel à 200 hPa



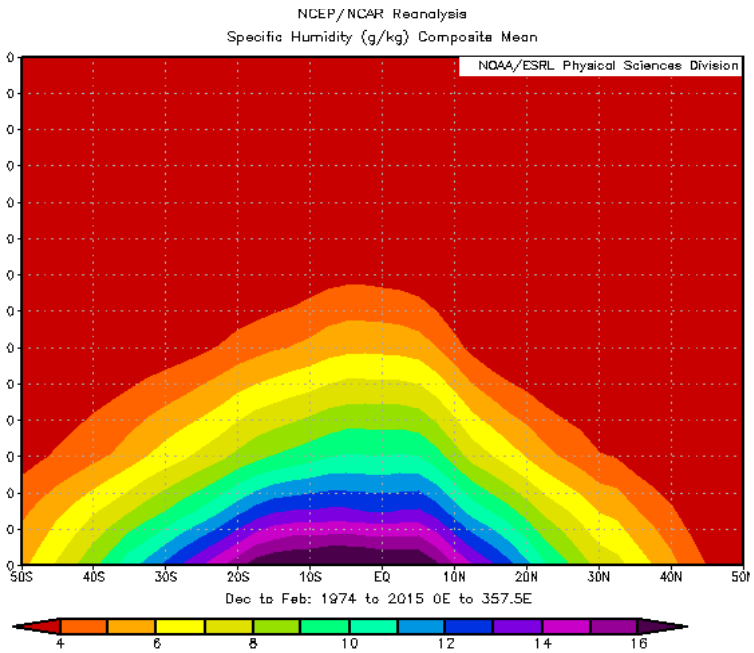
- Faibles gradients isobares de géopotentiel en zone tropicale
- Forts gradients isobares de géopotentiel au latitudes moyennes (bas géopotentiels côté polaire).

Éléments de circulation générale

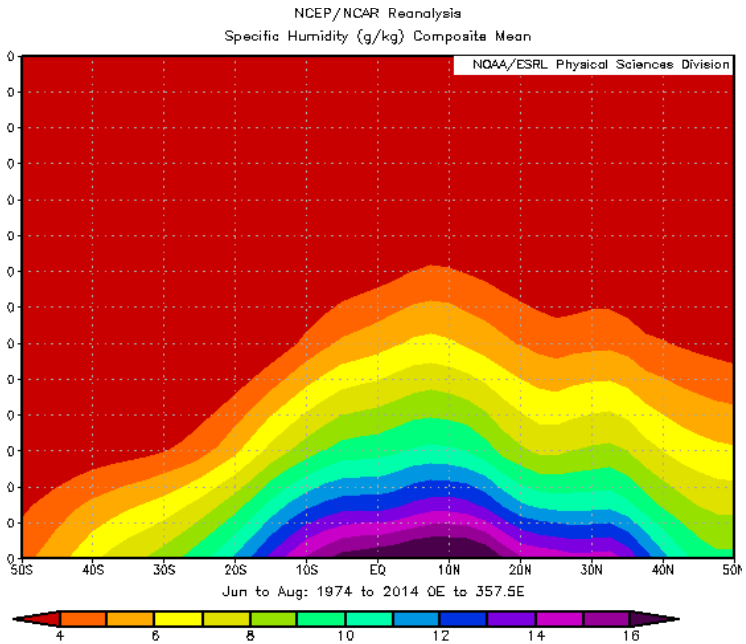
- Analyse des images satellites
- La température
- Le vent
- La pression
- L'eau

Humidité spécifique

DJF

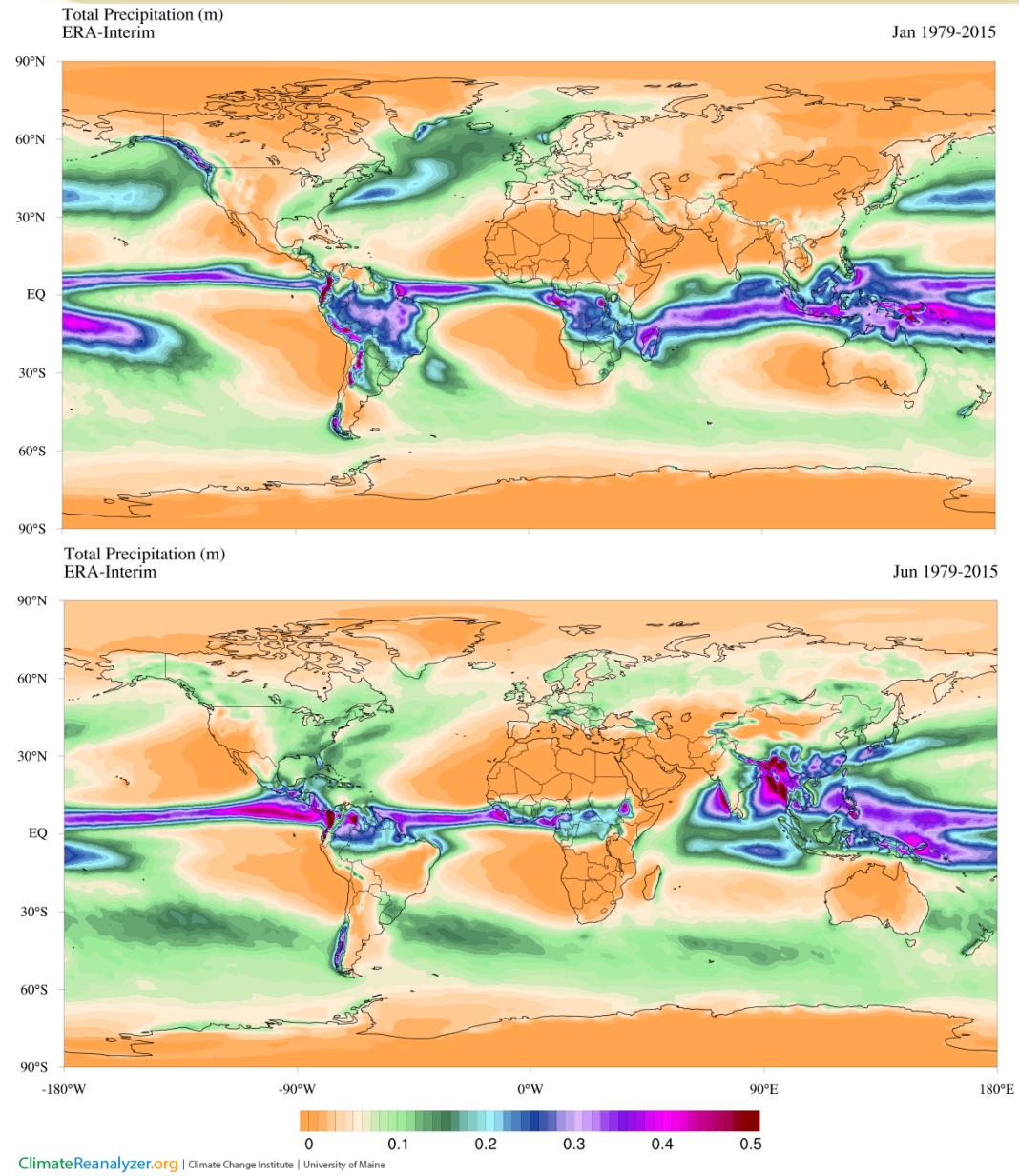


JJA



http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl

Précipitations : réanalyses



- Forts contrastes océans/continents.
- **Maxima** de précipitations dans la **ZCIT**, les zones de **moussons**, **l'Amazonie**.
- **Minima** de précipitations au niveau des **anticyclones subtropicaux** et au dessus des **grands déserts**.
- **Maximum relatif** plus marqué dans l'hémisphère d'hiver aux moyennes latitudes (**perturbations baroclines**).

Plan de l'intervention

1. Eléments généraux de météorologie
   a. Généralités – Bilan radiatif
   b. Notion d'échelle
   c. Éléments de circulation générale
   d. Paramètres atmosphériques - équilibres de grande échelle

2. Le climat et les changements climatiques
   a. Introduction - le système climatique
   b. Sources naturelles de variabilité climatique
   c. Les observations du changement climatique
   d. Les projections climatiques à échelle globale

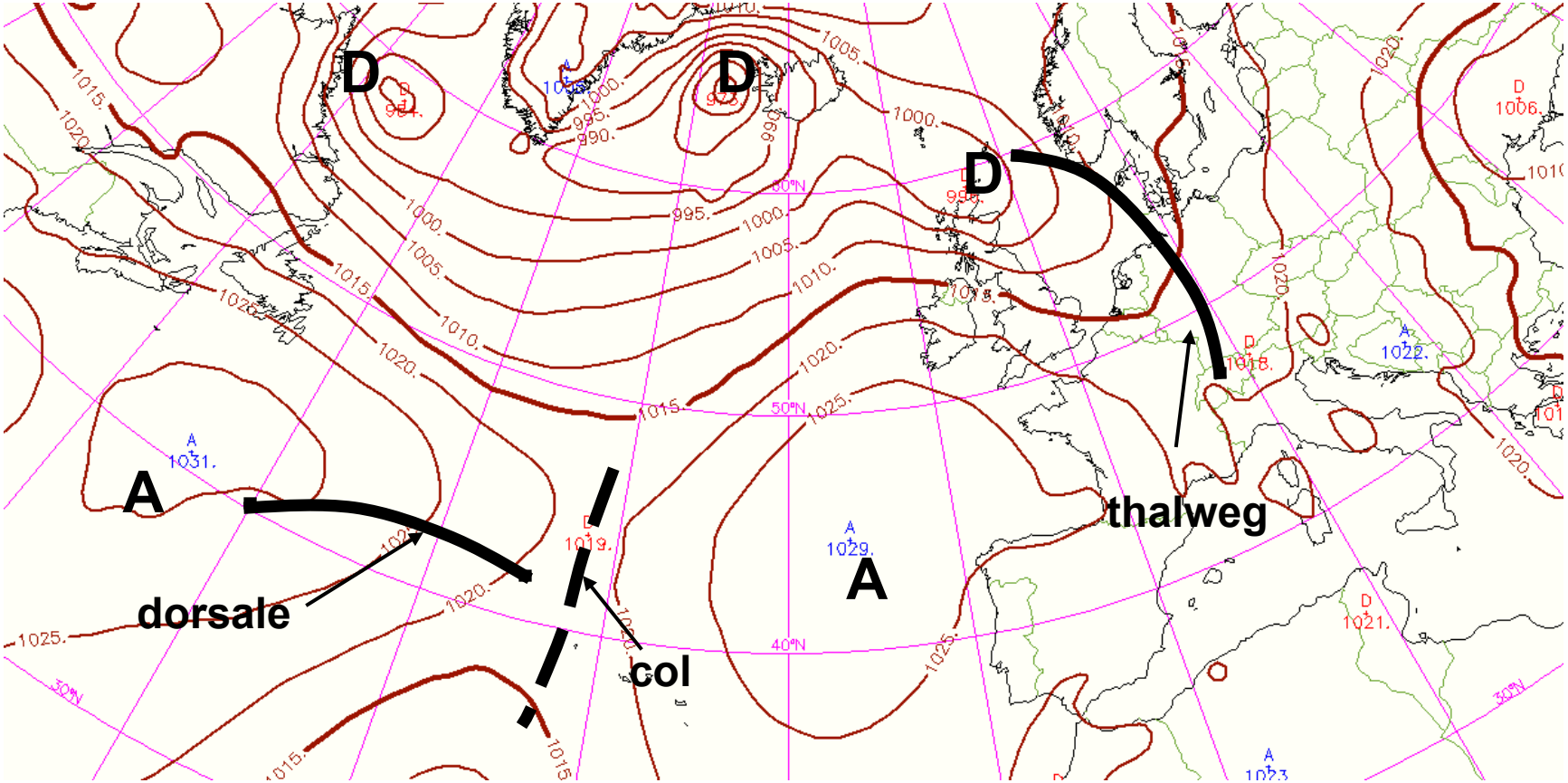
La pression

- Lignes d'égale pression à une altitude donnée = **isobares**

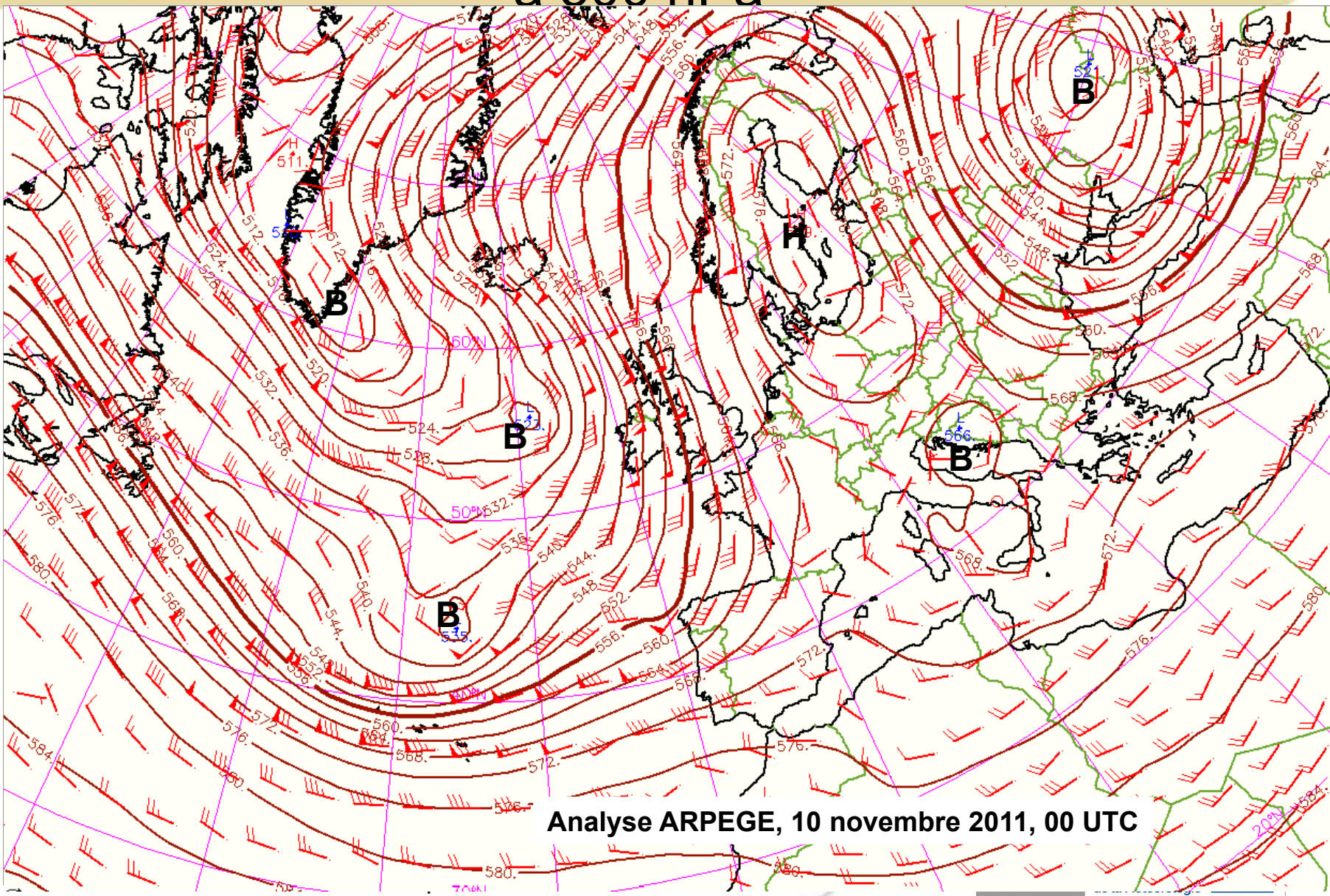
- Lignes d'égale altitude à une pression donnée = **isohypses**

- Décroissance de la pression avec l'altitude :
  - ~ 1 hPa tous les 8 mètres dans les basses couches
  - ~ 1 hPa tous les 25 mètres vers 9000 m
  - Altitude de la surface de pression 850 hPa ≅ 1500 mètres
  - Altitude de la surface de pression 500 hPa ≅ 5500 mètres

La pression : exemple de champ d'isobares ramenées au niveau de la mer (Pmer)



La pression et le vent: exemple d'isohypses à 500 hPa

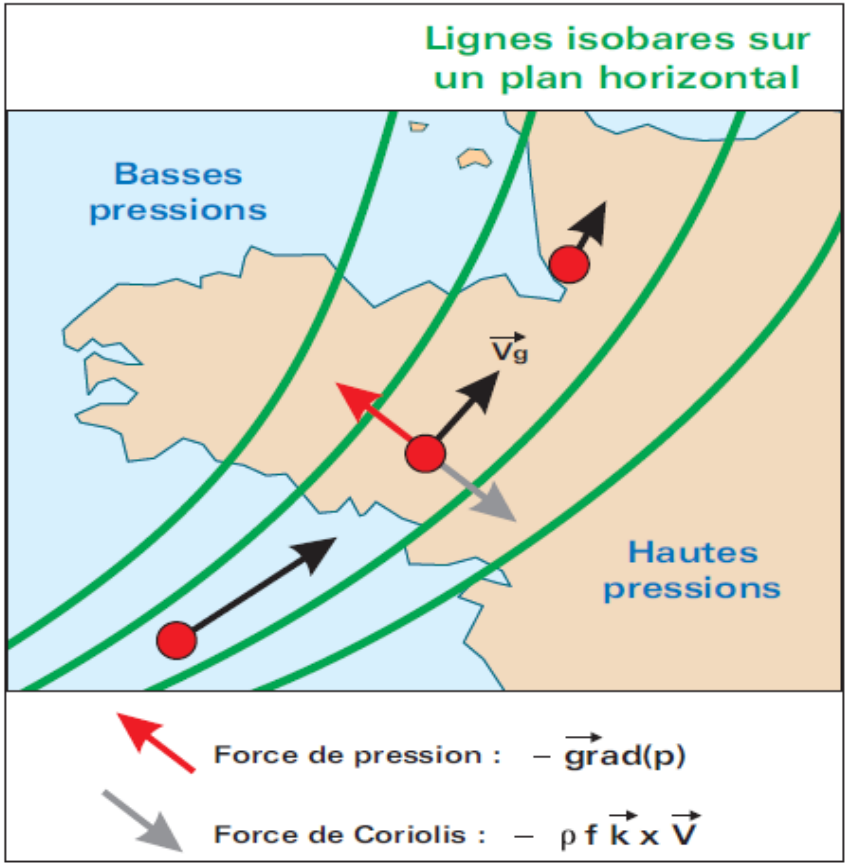


Relation vent-pression : vent géostrophique et règle de Buys-Ballot

- **Vent géostrophique :**
  - Parallèle aux isobares ou isohypses
  - Basses pressions à gauche du vent dans l'hémisphère nord
  - Tourne dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour des dépressions dans l'hémisphère nord
  - Intensité proportionnelle au gradient horizontal de pression
  - Bonne approximation du vent réel au dessus de la couche limite (ie au dessus de 1500 m d'altitude environ)

- **Près du sol :**
  - Influence des frottements
  - Vent dévié vers les basses pressions
    - Le vent converge vers le centre des dépressions et diverge depuis le centre des anticyclones
    - Nécessité d'une compensation par des mouvements verticaux (ascendance dans les dépressions, subsidences dans les anticyclones)

Le vent géostrophique



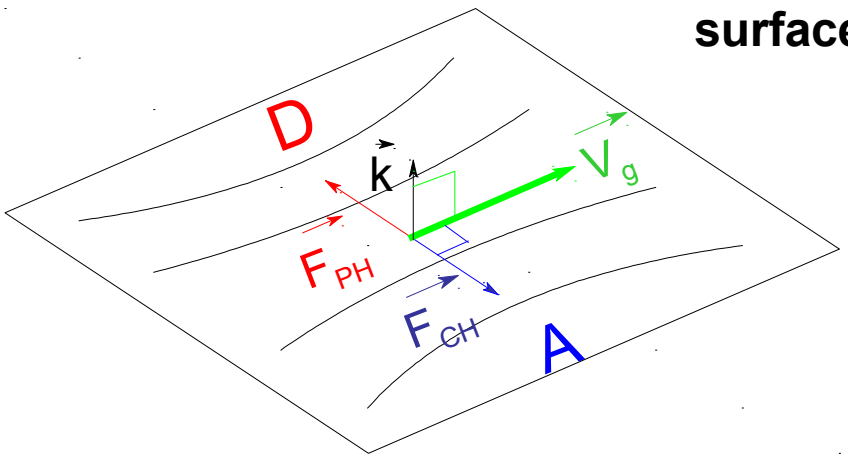
Extrait de [Malardel, 2005]

$$\vec{V}_g = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \vec{\nabla}_h (P)$$

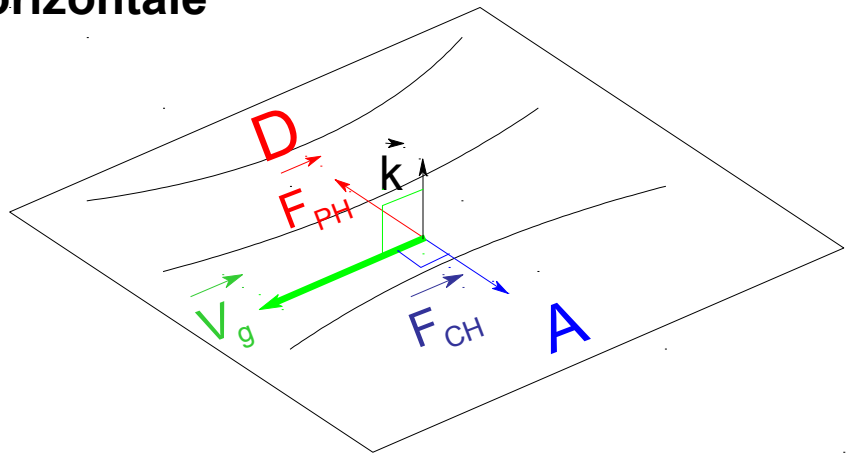
- ✓ Sur un plan horizontal, le vent géostrophique est **tangent aux lignes isobares**. Il laisse les **hautes pressions sur sa droite** et les **basses pressions sur sa gauche** dans l'hémisphère nord (c'est l'inverse dans l'hémisphère sud).
- ✓ L'**intensité** du vent géostrophique est **proportionnelle au gradient de pression**.

Equilibre géostrophique et vent géostrophique

surface horizontale



HEMISPHERE NORD



HEMISPHERE SUD

$$\vec{V}_g = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \vec{\nabla}_h (P)$$

Variation de pression sur la verticale

- Équation du mouvement sur la verticale, à l'échelle synoptique :

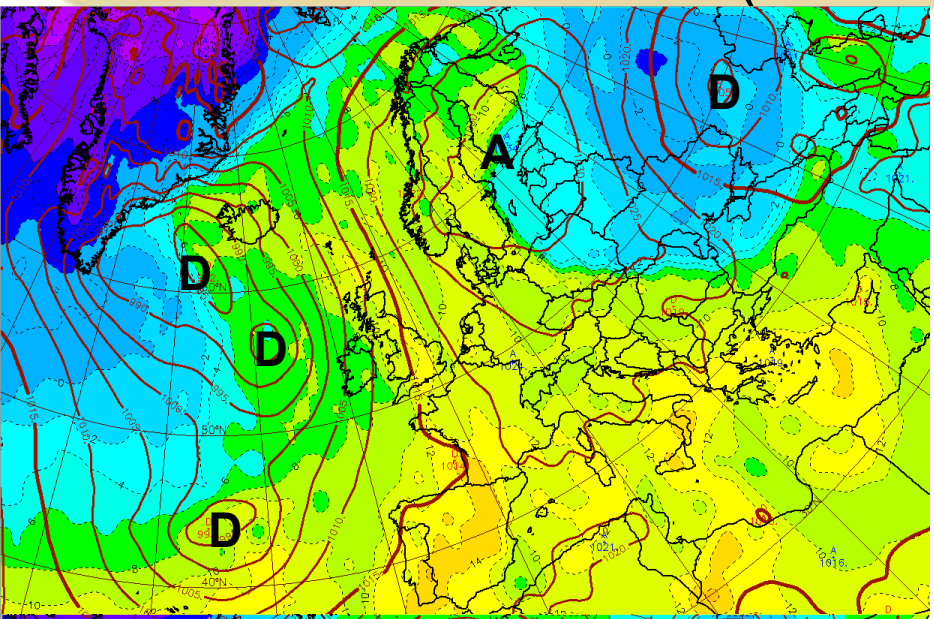
$$dp = -\rho g dz$$

= Approximation hydrostatique

$\Rightarrow$ La variation de pression sur la verticale ne dépend que de la densité, donc de la température

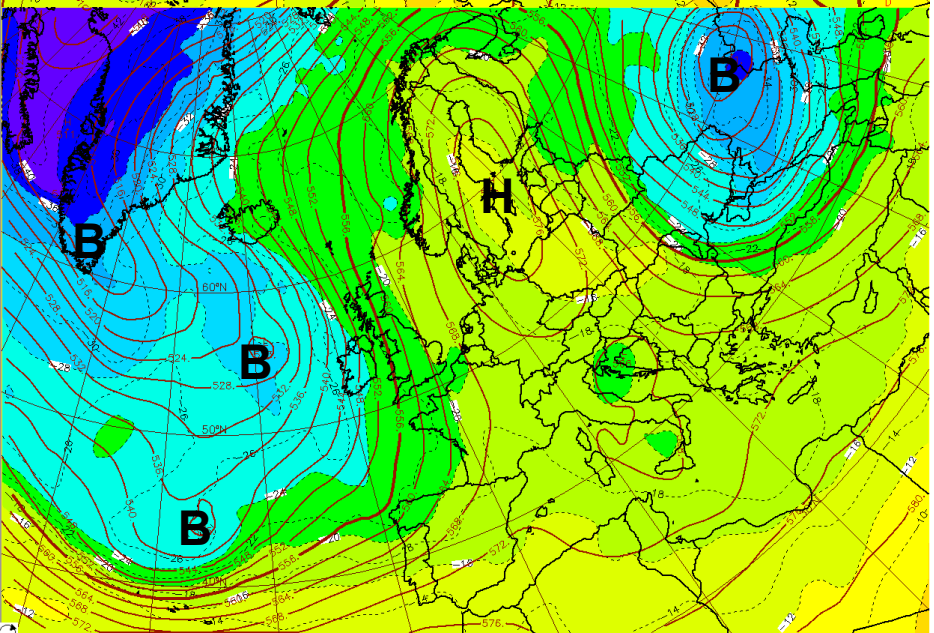
EN ALTITUDE
BASSES PRESSIONS (GEOPOTENTIELS) = AIR FROID
HAUTES PRESSIONS (GEOPOTENTIELS) = AIR CHAUD

Comparaison Pression et Températures : basses couches (1500 m) / haute altitude (5500 m)



Pmer (hPa) + Température à 2 mètres (°C)

10 novembre 2011, 00 UTC

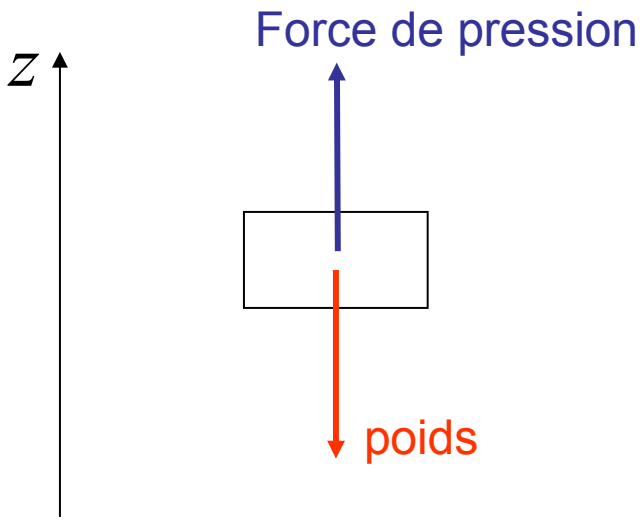


Isohypses 500 hPa (dam) + Température 500 hPa (°C)

INP TOULOUSE ENM École Nationale de la Météorologie METEO FRANCE

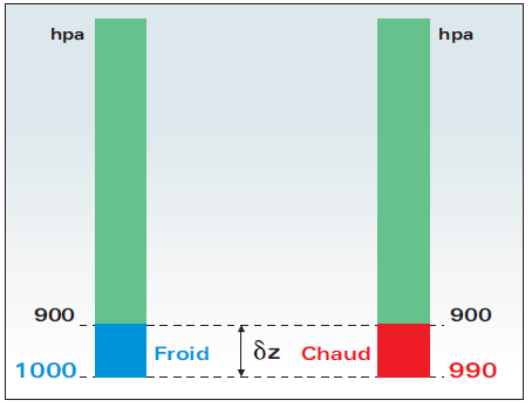
Approximation hydrostatique

On néglige l'accélération verticale dans l'équation du mouvement vertical → équilibre entre gravité et force de pression verticale.

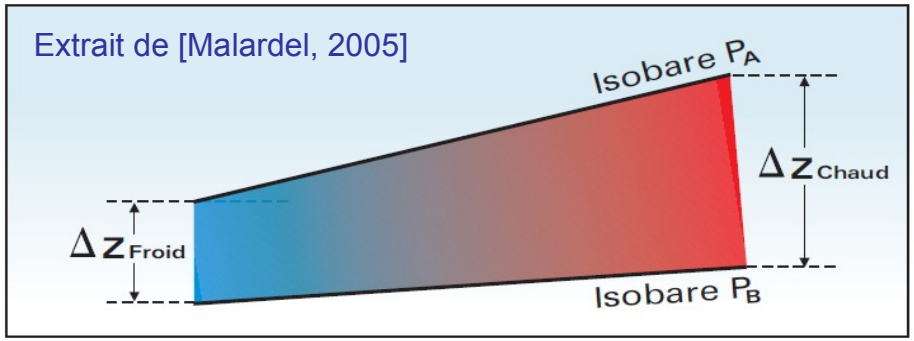


$$\underbrace{0}_{\text{Accélération verticale}} = \underbrace{-g}_{\text{gravité}} \underbrace{-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial z}}_{\text{Force de pression}}$$

Approximation hydrostatique : interprétation



Extrait de [Malardel, 2005]



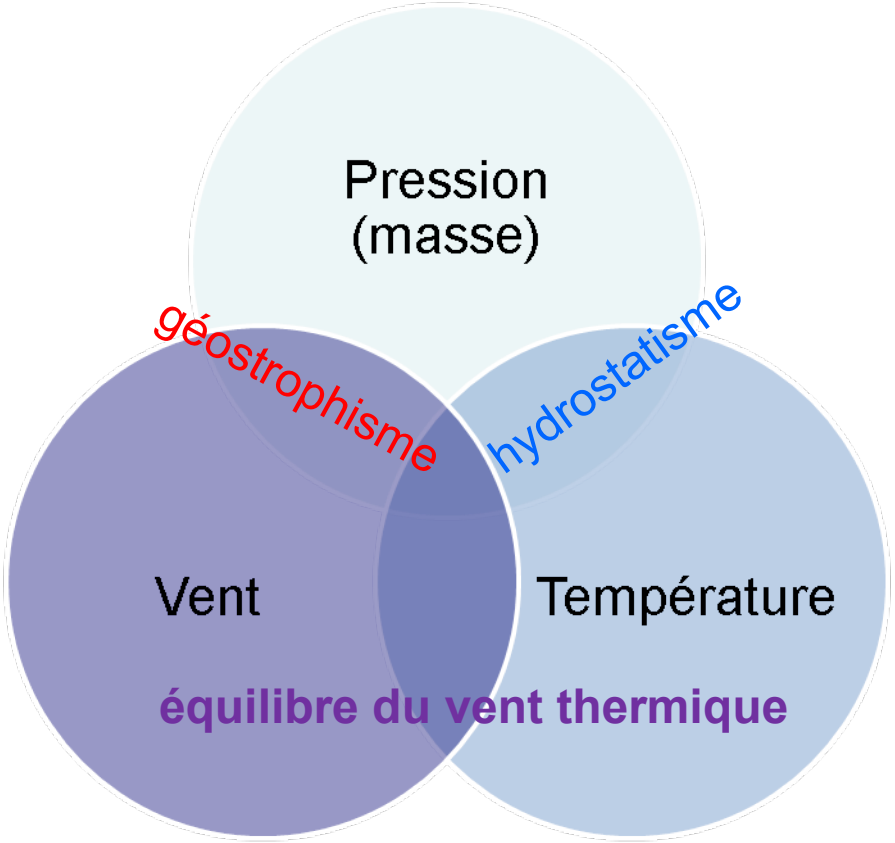
$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$$

$$\frac{\partial \ln P}{\partial z} = -\frac{g}{RT}$$

La différence de pression entre deux altitudes est plus grande dans l'air froid que dans l'air chaud.

La différence d'altitude-géopotentielle entre deux isobares (épaisseur) est plus grande dans l'air chaud.

Equilibre du vent thermique : introduction



→ A grande échelle

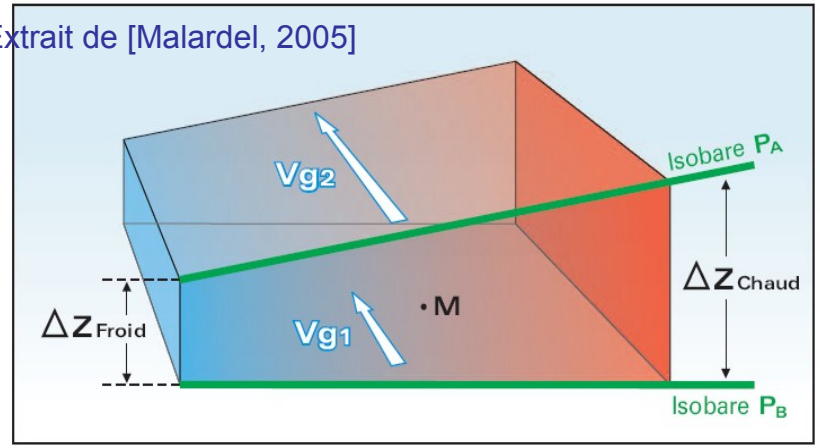
vent, température et pression sont liés : à partir d'un seul champ on peut retrouver les autres.

Equilibre du vent thermique : définition

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial z} = \frac{g}{f\,\theta_0}\,\vec{k} \times \vec{\nabla}_h(\theta)$$

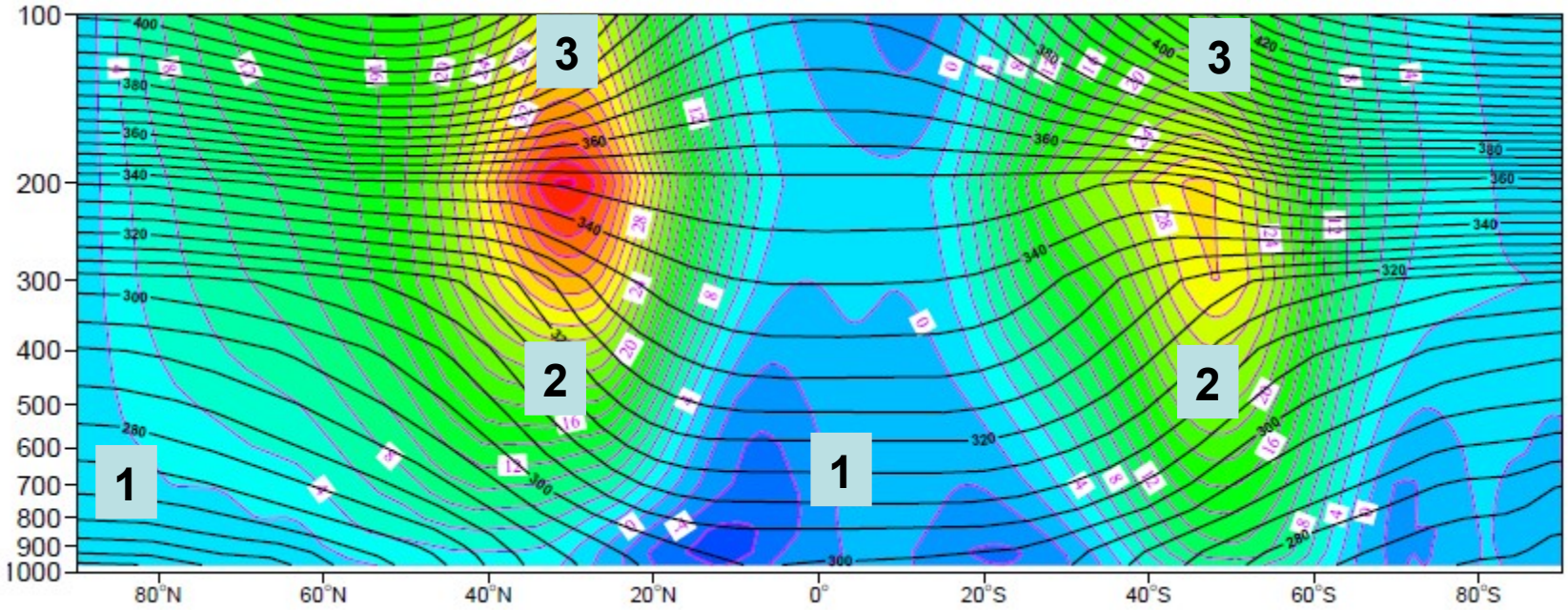
- L'équilibre du vent thermique relie le **gradient vertical de vent géostrophique** (cisaillement vertical) au **gradient horizontal de température potentielle**

Extrait de [Malardel, 2005]



$$\begin{cases} \dfrac{\partial u_g}{\partial z} = -\dfrac{g}{f\,\theta_0}\dfrac{\partial \theta}{\partial y} \\[2ex] \dfrac{\partial v_g}{\partial z} = \dfrac{g}{f\,\theta_0}\dfrac{\partial \theta}{\partial x} \end{cases}$$

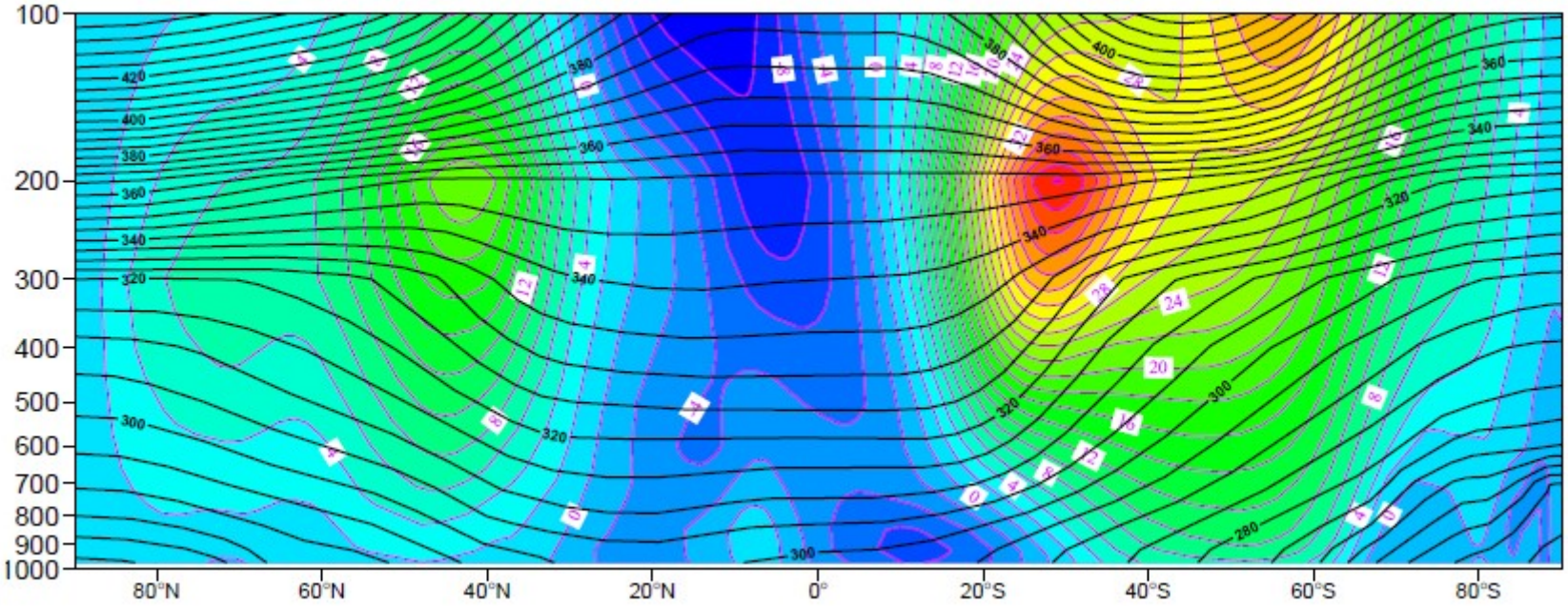
Equilibre du vent thermique : illustration



Moyennes zonales du vent zonal et de la température potentielle (réanalyses ERA-40 1958-2001 – **Période DJF**

- **ZONE 1** : θ varie peu dans la direction méridienne, le vent varie peu avec l'altitude (isotaches quasi-verticales).
- **ZONE 2** : θ décroît en direction du pôle, le vent augmente suivant la verticale
- **ZONE 3** : θ croît en direction du pôle, le vent diminue suivant la verticale

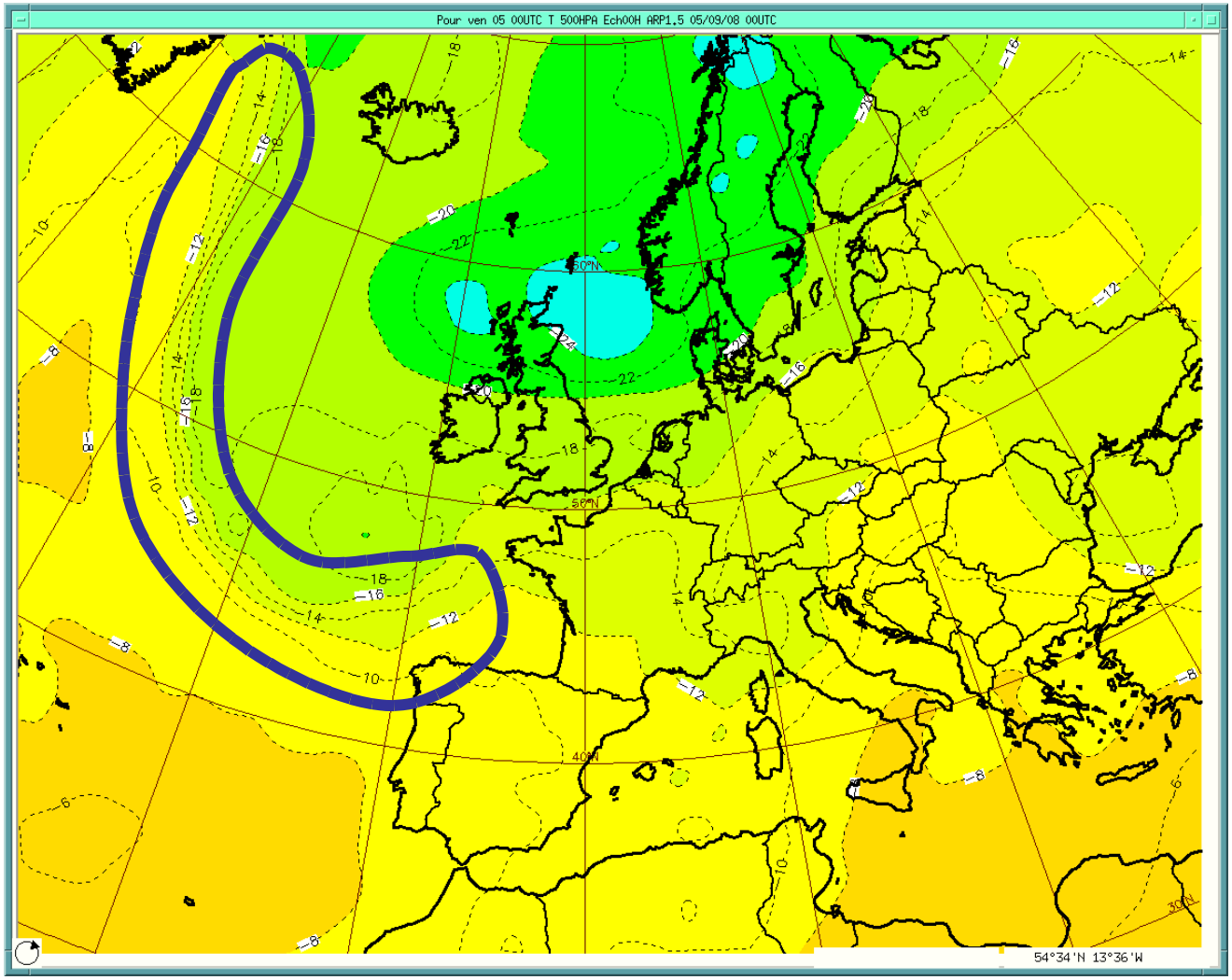
Equilibre du vent thermique : illustration



Moyennes zonales du vent zonal et de la température potentielle (réanalyses ERA-40 1958-2001 – **Période JJA**

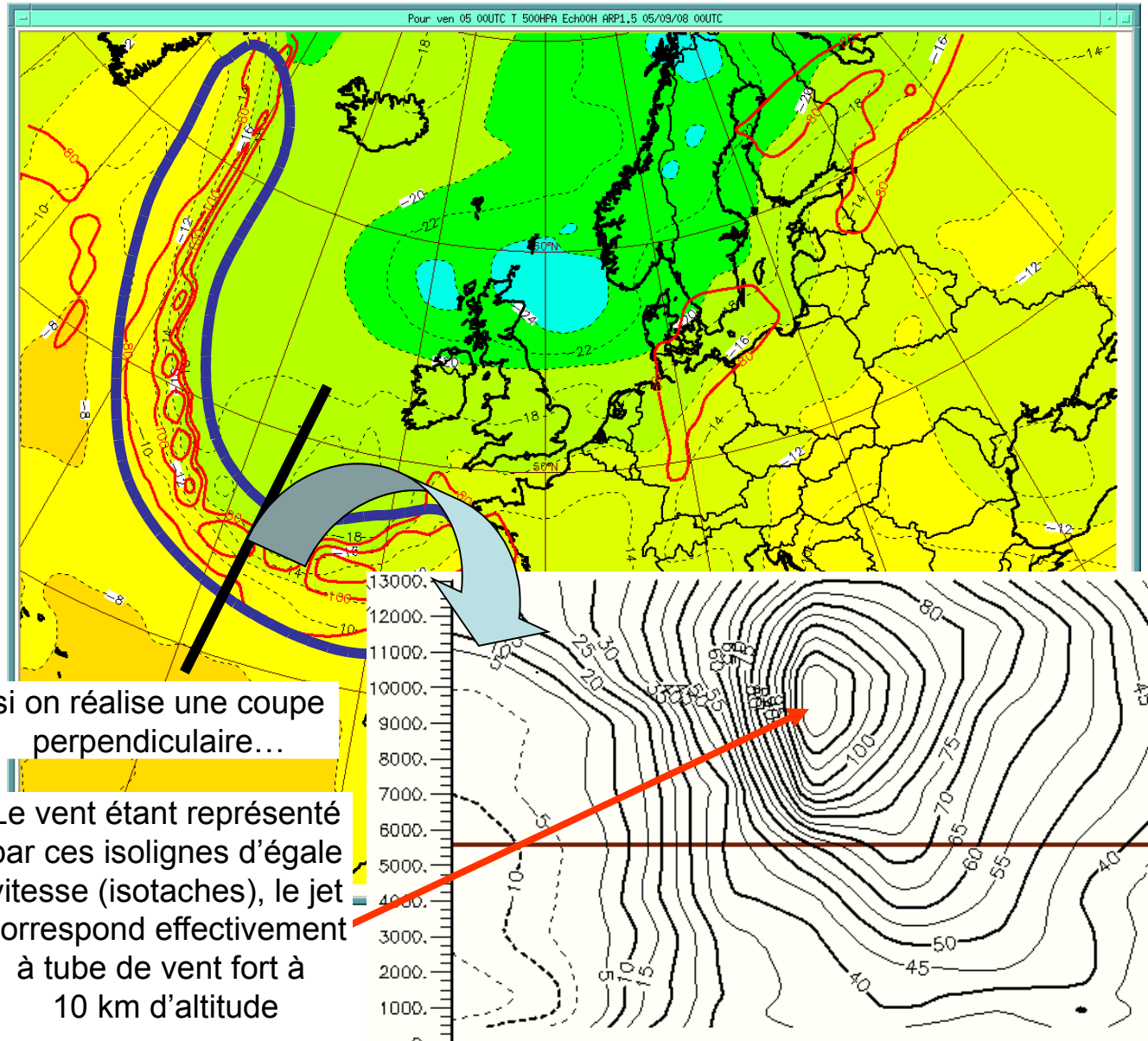
- La **baroclinie** de l'atmosphère des **latitudes tempérées** se traduit par un **gradient méridien négatif de température potentielle** associé à un **cisaillement vertical d'ouest** (augmentation des vents d'ouest avec l'altitude)
- Cette baroclinie est **plus marquée dans l'hémisphère d'hiver** .

Le courant jet : exemple



Température au milieu de la troposphère : remarquer la zone de brusque variation (en bleu)

Le courant jet : exemple



si on réalise une coupe perpendiculaire…

Le vent étant représenté par ces isolignes d'égale vitesse (isotaches), le jet correspond effectivement à tube de vent fort à 10 km d'altitude

Température au milieu de la troposphère (en couleurs)

+

Vent au sommet de la troposphère de plus de 80 nœuds, soit 150 km/h (isolignes rouges)

Remarquer la correspondance entre le maximum de vent (présence d'un jet) et la zone de brusque variation de température (en bleu)