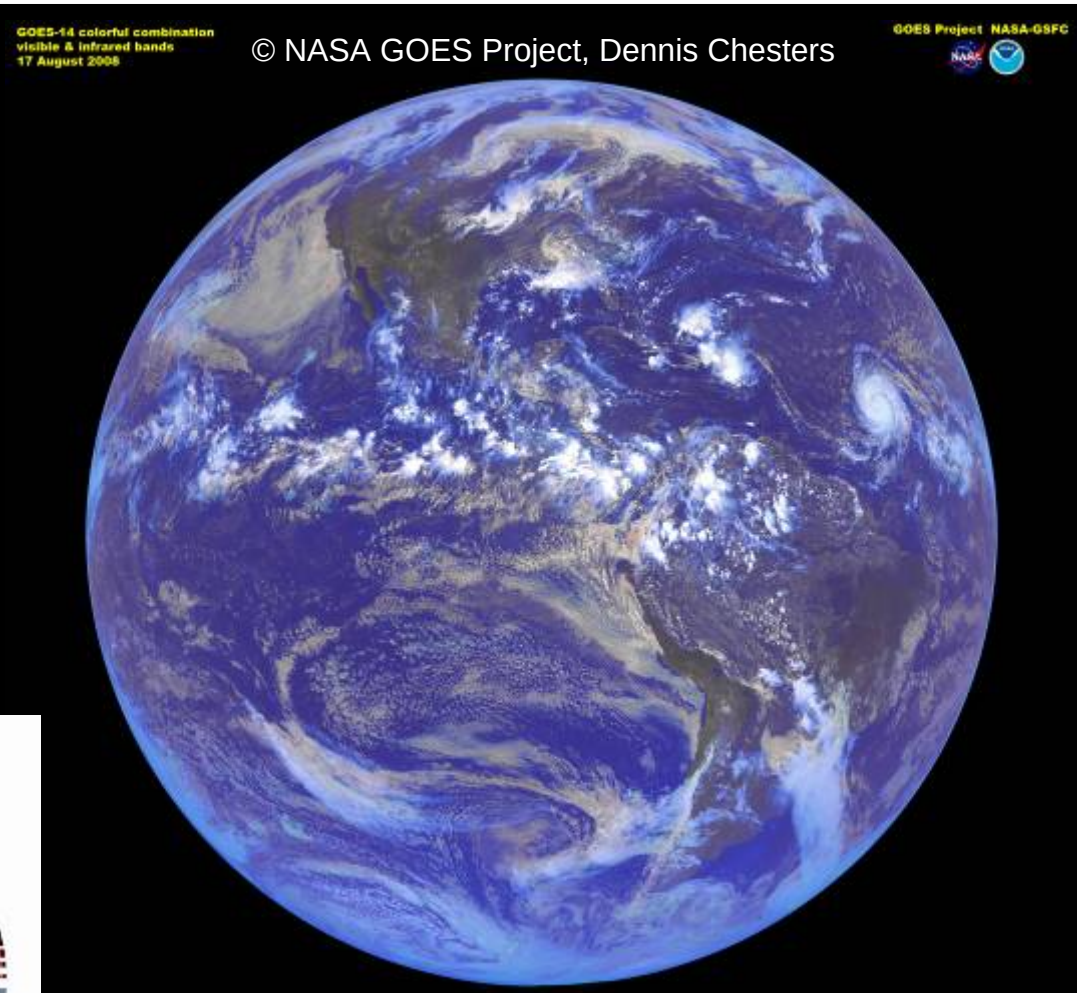
Circulation générale de l'atmosphère



© NASA GOES Project, Dennis Chesters

L. Borrel (ENM/RP), Yann Esnault (SaE)
à partir du cours de C. Freydier (ENM/EGM)

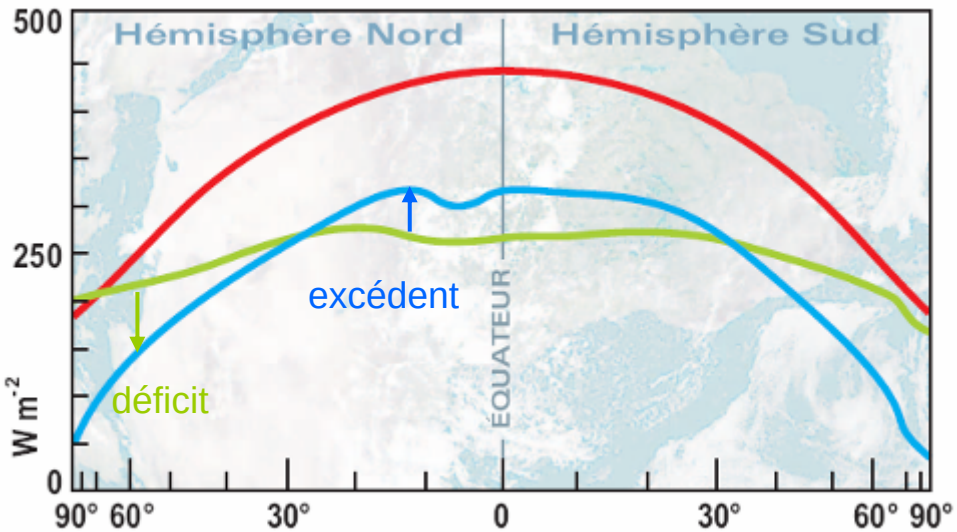
Origine des mouvements de l'atmosphère

- On a découvert dans le diaporama « Rayonnement » que l'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère n'est pas également répartie du pôle à l'équateur. La courbe rouge ci-dessous indique, pour chaque latitude, la puissance moyenne reçue en watts par m^2.

- La courbe bleue indique la puissance absorbée par l'ensemble du système Terre / atmosphère : la différence avec la courbe rouge correspond à la puissance qui repart dans l'espace (réflexion, rétrodiffusion).

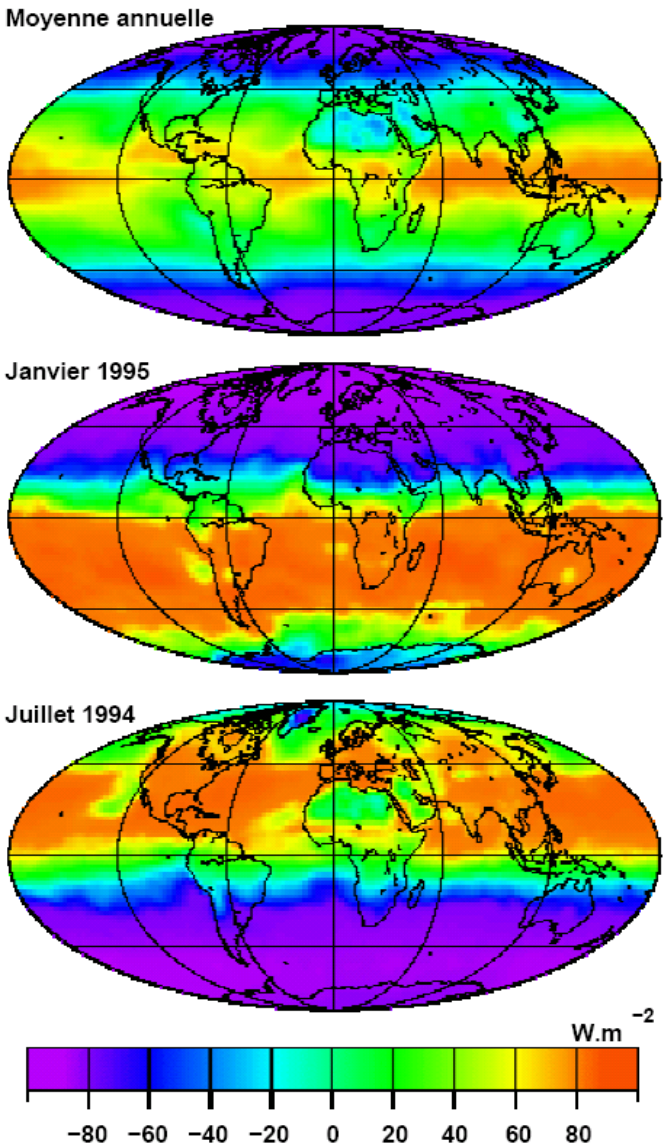
- La courbe verte correspond à la puissance réémise par le système Terre / atmosphère dans l'infrarouge.

- Aux latitudes supérieures à 30°, la courbe verte est au dessus de la bleue : on perd par rayonnement plus d'énergie qu'on en absorbe. En dessous de 30° (zone intertropicale), c'est l'inverse !



Malardel (2005) d'après Gil (1982)

Origine des mouvements de l'atmosphère (2)

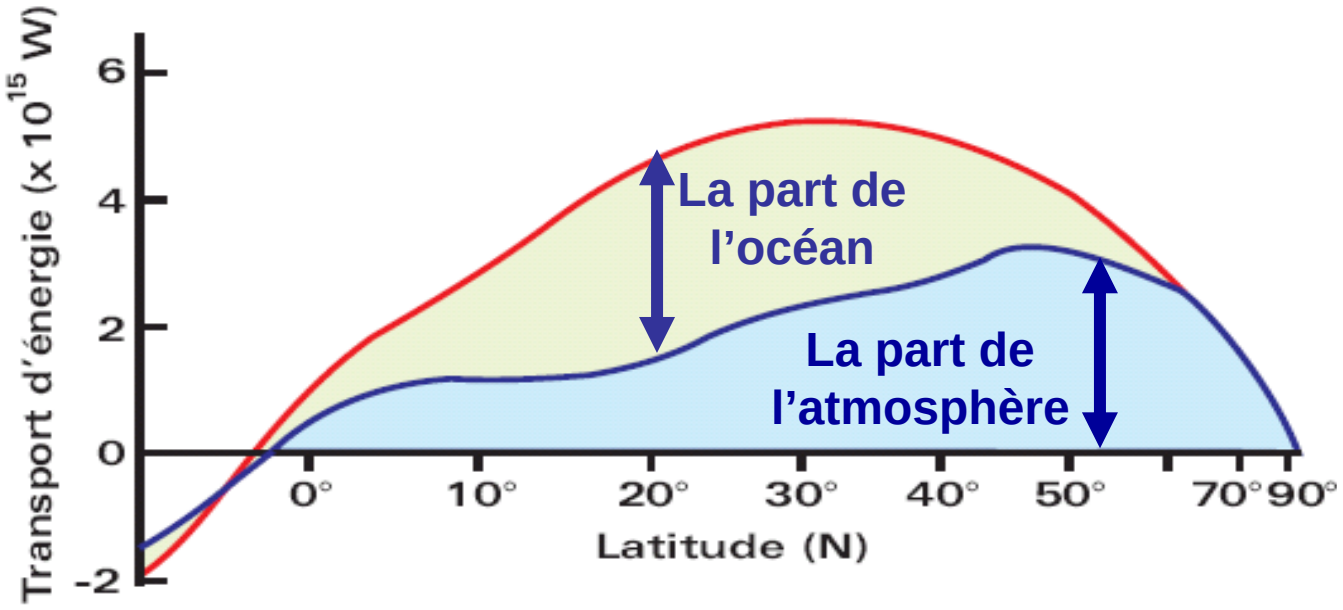


(source : SCARAB-CNRS/LMD)

- Ces images montrent le flux radiatif net au sommet de l'atmosphère (la différence entre les courbes bleue et verte de la diapo précédente).
- En moyenne mensuelle, on voit que l'hémisphère d'été est excédentaire, sauf sur les grands déserts, et que l'hémisphère d'hiver est déficitaire.
- En moyenne annuelle, **la zone intertropicale est excédentaire, les hautes latitudes déficitaires**.
- Si le rayonnement constituait le seul mode de transfert d'énergie, les zones intertropicales se réchaufferaient constamment, et les hautes latitudes se refroidiraient constamment. Ce n'est (heureusement !) pas ce qu'on observe !
- D'autres types de transfert d'énergie existent donc : ce sont notamment les **mouvements de l'atmosphère et des océans** qui transportent de la chaleur de l'équateur vers les pôles et équilibrent ainsi les bilans énergétiques des différentes zones.

Les transports d'énergie vers les pôles

- Si, à chaque latitude de l'hémisphère nord, on fait le bilan radiatif des régions situées plus au nord et plus au sud (déficit ou excédent d'énergie), on obtient une valeur du transport d'énergie nécessaire, à cette latitude, pour équilibrer le système (courbe rouge ci-dessous)
- C'est à 30°N que le transport d'énergie est le plus important, puisque l'écart entre le déficit des régions plus au nord et l'excédent des régions plus au sud y est maximal !
- On connait la part prise par l'atmosphère dans ce transport d'énergie (sous la courbe bleue) et l'on peut donc estimer celle de l'océan (entre la courbe rouge et la bleue).



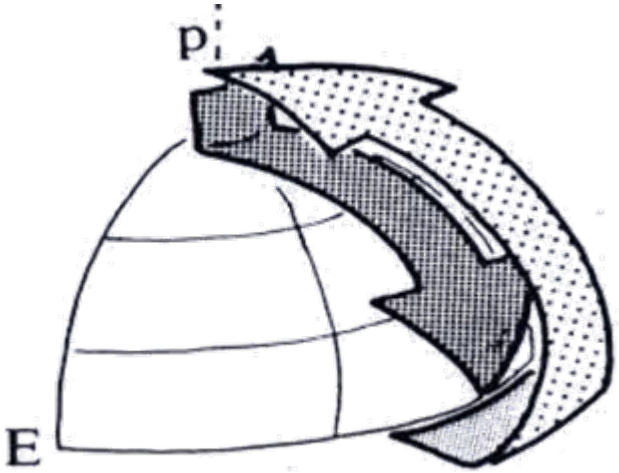
La cellule de Hadley : introduction

Consultez cette **remarquable animation** sur le site Météo Education !

Le britannique Georges Hadley, en 1735, a imaginé les grands mouvements de l'atmosphère qui assurent ce transfert d'énergie :

- Dans la zone équatoriale, l'air proche du sol, chauffé, monte (car il devient moins dense) : **ascendance**.
- Parvenu en haute altitude, il circulerait vers le pôle de chaque hémisphère, où il redescendrait : **subsidence**.
- En retour, de l'air froid se déplacerait du pôle vers l'équateur en basse altitude.

Hadley imaginait donc une « boucle » (une cellule de convection) pour chaque hémisphère.

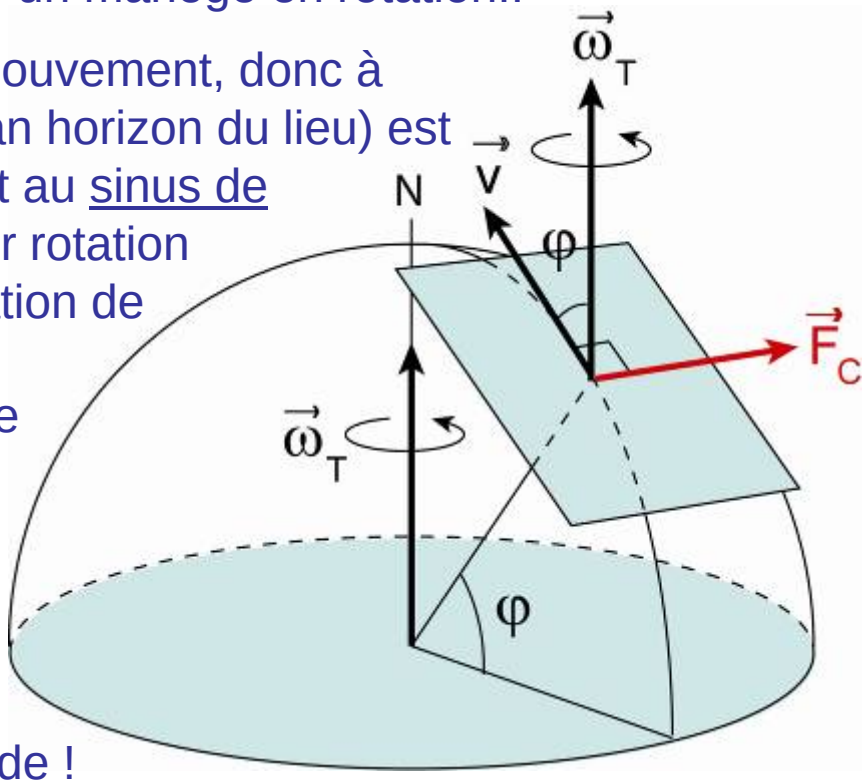


Source : Joly (1992)

Influence de la force de Coriolis

➢ Mais Hadley négligeait la **force de Coriolis**. Il s'agit d'une force d'inertie : elle n'est pas due à une interaction matérielle mais à la rotation de la Terre, référentiel dans lequel nous étudions les mouvements atmosphériques. C'est cette force fictive qui vous empêche de marcher droit sur un manège en rotation..

➢ Cette « force » s'applique à tout objet en mouvement, donc à toute particule d'air. Son intensité (dans le plan horizon du lieu) est proportionnelle à la <u>vitesse v de la particule</u> et au <u>sinus de l'angle φ</u> entre le méridien du lieu et le vecteur rotation de la Terre (vecteur ω_T porté par l'axe de rotation de la Terre). Sa direction est donnée par le bras droit tendu d'un observateur regardant dans le sens du déplacement.



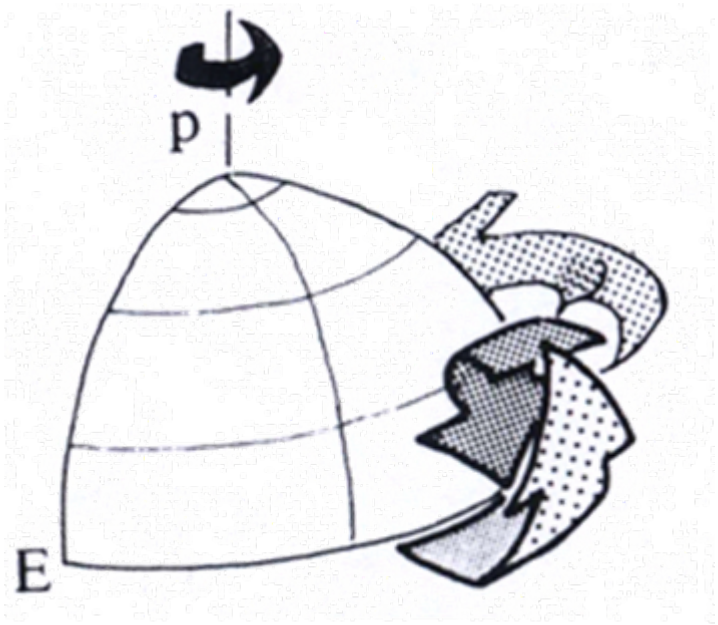
➢ A retenir : **les mouvements sont déviés sur leur droite dans l'hémisphère nord, sur leur gauche dans l'hémisphère sud !**

➢ Notez que l'angle φ n'est autre que la latitude ! Cela signifie que la **force de Coriolis est nulle à l'équateur**, et croît vers les hautes latitudes.

Influence de la force de Coriolis (suite)

➢ Lorsque la particule d'air part de l'équateur vers le Nord, sa latitude est initialement de 0°. Comme on vient de le voir, la force de Coriolis est alors nulle *(ceci peut se comprendre intuitivement : dans ce plan tangent à l'équateur, vous ne vous rapprochez ni ne vous éloignez de l'axe du manège..).*

➢ A mesure qu'on s'éloigne de l'équateur et que la latitude augmente, l'intensité de la force de Coriolis croit, et le vecteur vitesse est progressivement dévié vers la droite. La trajectoire de la particule d'air est donc déviée vers l'Est.

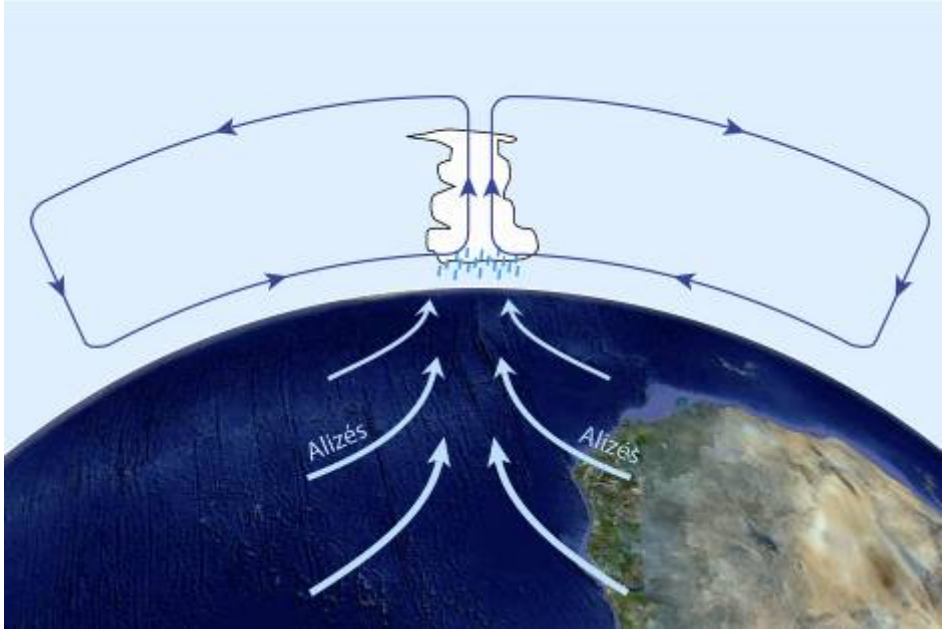


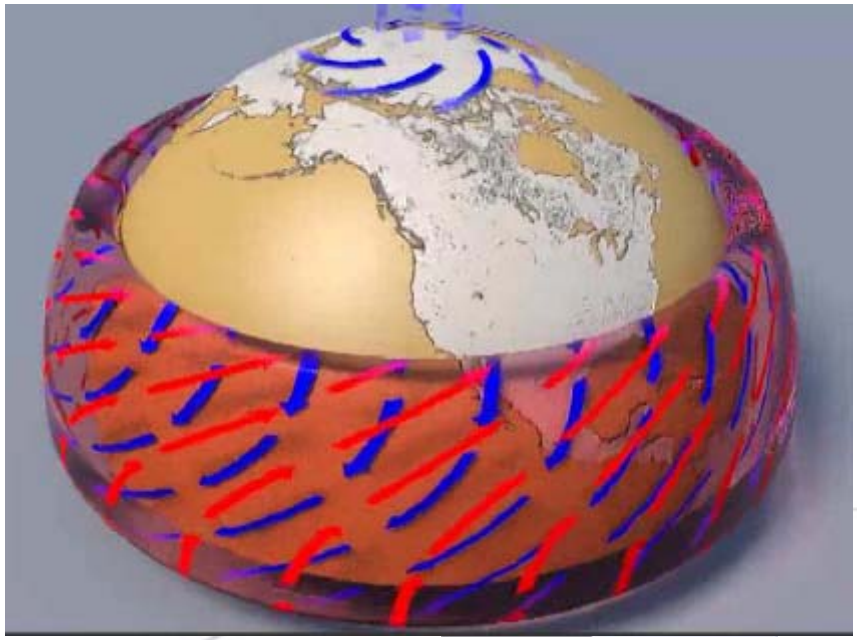
➢ Lorsque la masse d'air atteint la latitude 30°, l'intensité de la force de Coriolis devient telle qu'elle interrompt la remontée de l'air vers le Nord. La circulation d'air en retour dans les basses couches commence à cette latitude. On observe une cellule équivalente dans l'hémisphère sud.

Les cellules de Hadley

➢ Dans une vue en coupe méridienne de l'atmosphère, on a donc, de part et d'autre de la zone équatoriale, deux « boucles », les **cellules de Hadley**, qui transportent de l'énergie sous forme de chaleur de l'équateur vers les latitudes 30°.

➢ Dans une vue du dessus, pour l'hémisphère nord, on a représenté la déviation vers l'Est de la branche en altitude (rouge), et la déviation vers l'Ouest de la branche en surface (bleue), qui correspond à des vents réguliers nommés **alizés** (dans les deux hémisphères, ce sont des **vents d'Est,** mais Coriolis les dévie vers leur droite dans l'hémisphère nord, vers leur gauche dans l'hémisphère sud).





Les cellules de Hadley (2)

- A l'équateur, l'air proche du sol est chauffé par le rayonnement infrarouge de la surface et monte, comme on l'a vu, du fait de sa moindre densité (principe de la montgolfière !). Il s'agit d'air humide, car on trouve surtout des forêts humides et des océans près de l'équateur. En outre, plus l'air est chaud, plus il peut contenir de vapeur d'eau (principe du sèche-cheveux !).

- En s'élevant, l'air se détend, donc se refroidit (voir la fiche « Atmosphère »), et il atteint son « point de rosée » (seuil de saturation en eau) : de l'eau liquide condense. Cela explique la **ceinture de grands nuages convectifs** (cumulonimbus, voir fiche « Nuages ») et **l'intensité des pluies en zone équatoriale**.

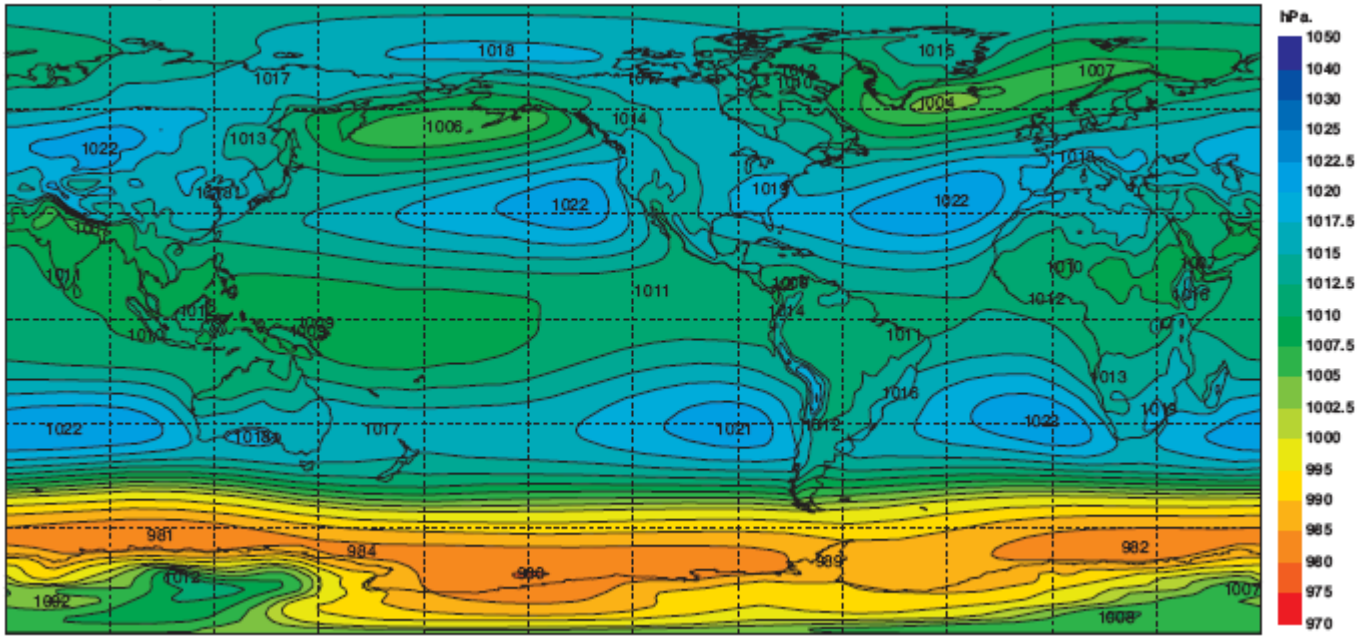
- L'évaporation prélève de la chaleur, la condensation en libère. Ce processus permet de transférer vers l'air encore plus de chaleur, et favorise l'ascendance.

- Lorsqu'il amorce son cheminement en altitude vers les plus hautes latitudes, l'air a donc perdu une grande partie de son humidité (l'air froid ne pouvant contenir que très peu d'eau) : c'est donc un air très sec et « potentiellement chaud » qui arrive aux latitudes 30°. En redescendant, il se réchauffe à mesure que sa pression augmente (réchauffement adiabatique), mais son contenu en eau ne change pas. Ceci explique la **présence de zones désertiques à ces latitudes subtropicales**.

Les cellules de Hadley (3)

Les pressions au niveau de la mer sont ici indiquées en hectopascals (hPa) ; les zones en bleu correspondent aux hautes pression, les zones oranges, aux basses pressions. Les lignes joignant les points d'égale pression sont nommées isobares.

Source : réanalyses CEP ERA40 (1957/2002)



- La figure ci-dessus représente le champ de pression moyenne annuelle (moyenne sur 45 ans) au niveau de la mer. On voit très nettement des **zones de haute pression (anticyclones tropicaux)**, qui correspondent à la branche descendante des cellules de Hadley, et une **zone équatoriale de basses pressions** (moins marquée) qui correspond à la branche ascendante (où l'air est « aspiré »). L'air, en surface, s'écoule donc des hautes pressions vers les basses pressions, sous la forme des **alizés**.

- Notez aussi les très basses pressions du cercle polaire antarctique (branche ascendante de la cellule polaire), beaucoup plus marquées que pour l'arctique.

Les cellules de Hadley (4)

- Les zones de subsidence sub-tropicales, entre 30° et 35° N et S, étaient nommées « **horse latitudes** » par les Anglais. En effet, dans ces zones de haute pression, les vents sont plutôt faibles et variables. C'est donc une zone de calme, avant la rencontre des alizés plus au Sud, et la légende veut qu'on ait parfois jeté les chevaux par-dessus bord pour alléger les bateaux encalminés, d'où le nom.

- Les alizés, en anglais, sont nommés « **trade winds** », « vents du commerce » : ce sont en effet des vents qui ont facilité le commerce transatlantique en permettant la traversée vers l'Amérique par une route au sud. Le retour vers l'Europe se faisait en profitant des vents d'Ouest, plus au nord.

- La zone où les alizés convergent, de quelques centaines de kilomètres de large seulement, est nommée **Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT).** Elle était nommée « **pot au noir** » par les navigateurs, car les vents horizontaux y sont faibles et erratiques (les mouvements de l'air étant plutôt ascendants), mais les orages fréquents, et les bateaux y restaient encalminés. En moyenne, elle se trouve à peu près au niveau de l'équateur, mais au cours de l'année, elle se déplace de part et d'autre de cette position moyenne, en fonction de l'insolation maximale. On verra ailleurs que ces écarts sont à l'origine du phénomène de **mousson** (fiche « Mousson »).

La ZCIT

➢ Ici magnifiquement illustrée par cette ceinture nuageuse qui marque l'ascendance de l'air humide, au niveau de l'équateur. C'est dans les cumulonimbus orageux de cette zone dangereuse que le vol Paris-Rio a trouvé sa fin tragique en juin 2009, et plus loin de nous, l'aviateur Mermoz en 1936.

Schéma de la circulation générale

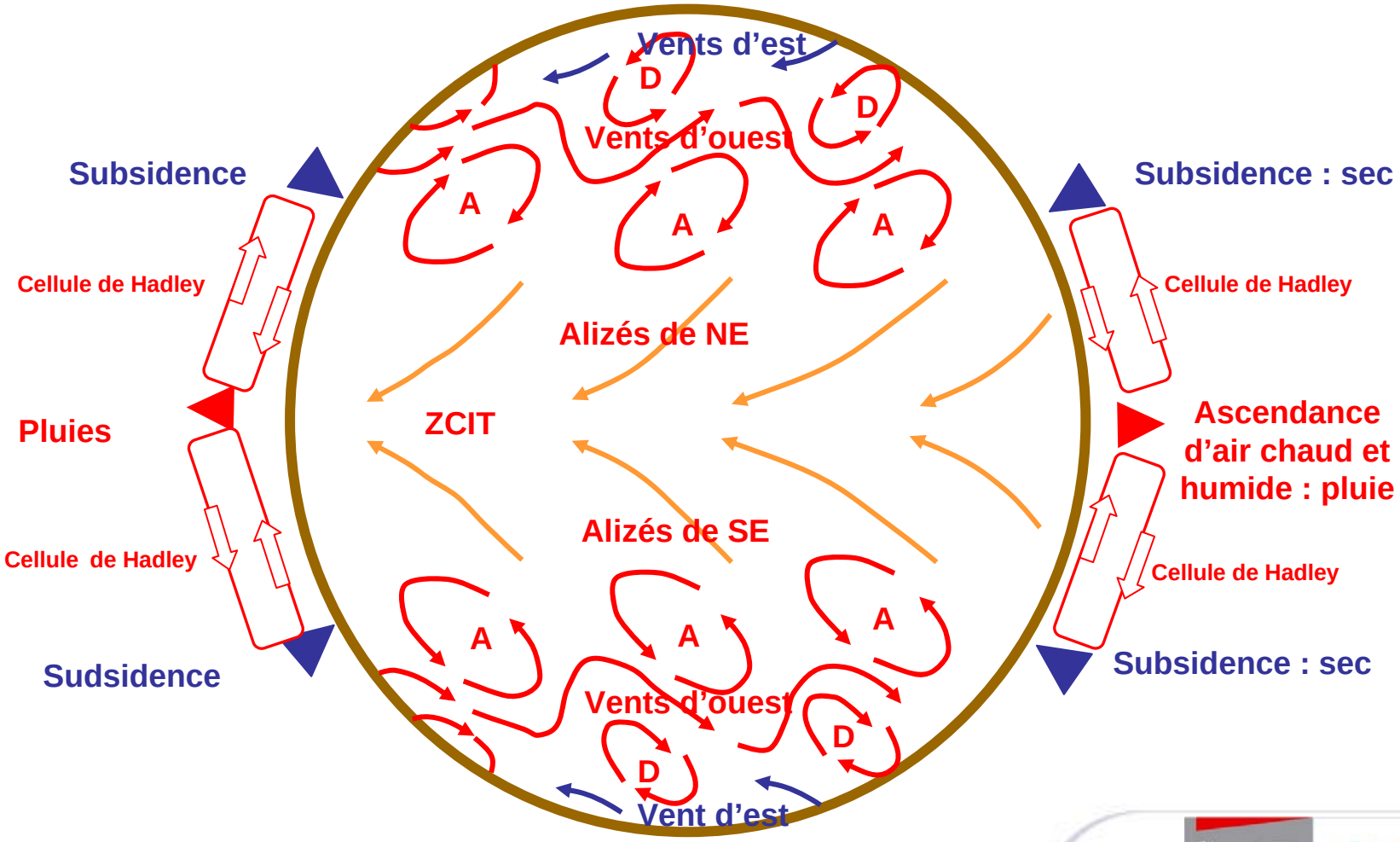


Figure 4

La circulation au delà de 30° de latitude

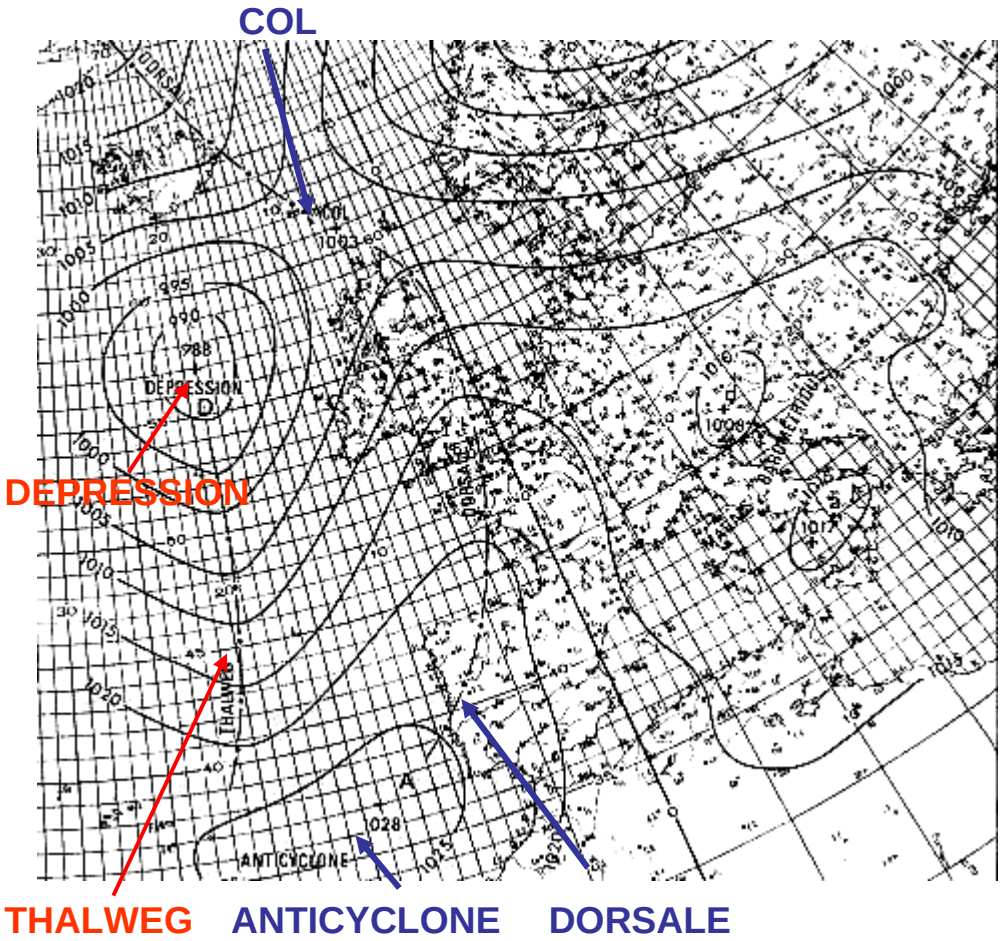
- Les parties du globe situées au delà de 30° de latitude sont caractérisées par des alternances de zones de basses pressions (**dépressions**) et de hautes pressions (**anticyclones**).

- Le transfert d'énergie vers les hautes latitudes s'y effectue, non plus par une cellule méridienne de convection, mais par l'intermédiaire des **perturbations** associées aux dépressions, qui mélangent l'air chaud tropical avec l'air froid polaire.

Image composition colorée
le 19/06/2007 à 16h00

Point technique : champ de pression au sol

➢ Anticyclones et dépressions sont visualisés sur des **cartes de pression**, où l'on trace des lignes **isobares** (reliant les points d'égale pression, en hPa) au niveau de la mer.

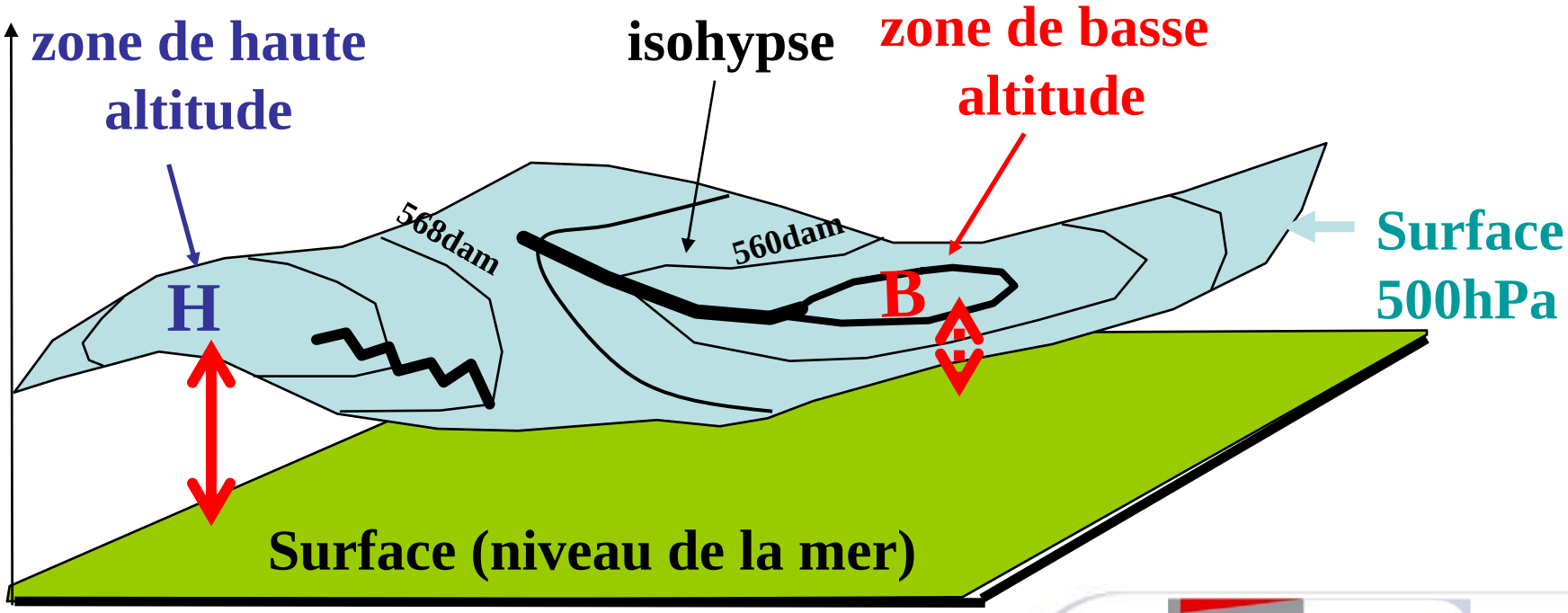


➢ La pression varie bien davantage verticalement, avec l'altitude, que latéralement, avec les conditions météo changeantes ! Si l'on a mesuré la pression à une certaine altitude, on se ramène au niveau de la mer par un calcul simple (voir l'équilibre hydrostatique dans la fiche « Atmosphère »)

➢ Comme avec les lignes de niveau d'une carte d'état major, on peut identifier des « vallées » (thalweg), « lignes de crêtes » (dorsales) et cols.

Point technique : champ de pression en altitude

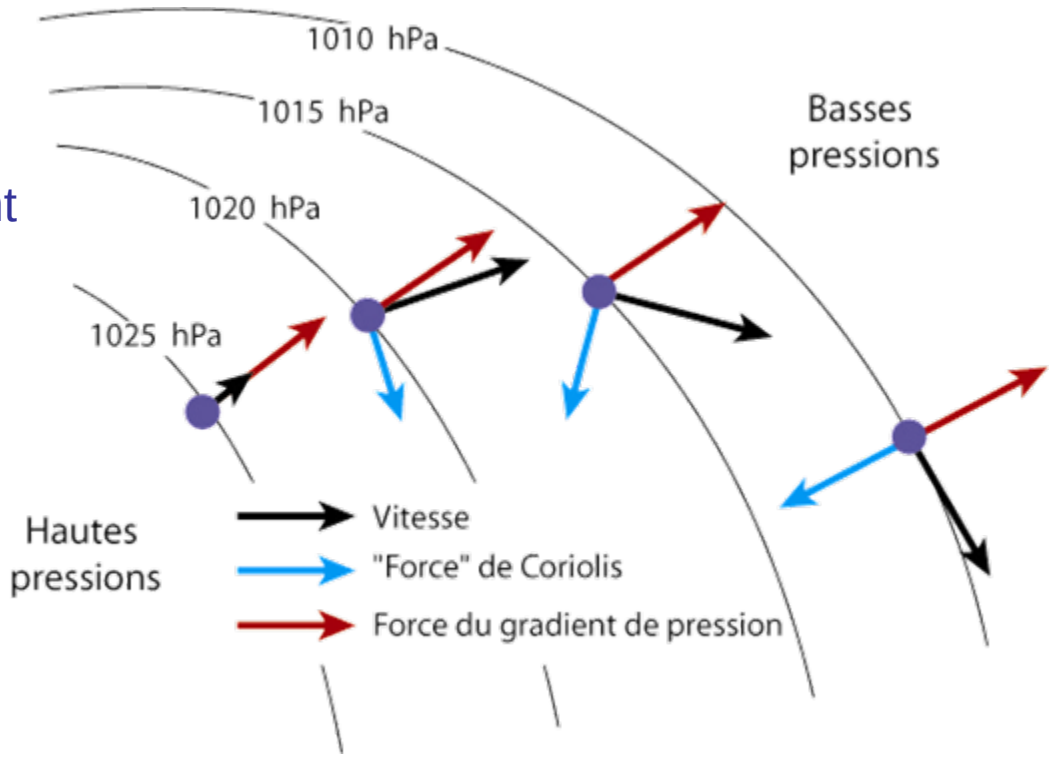
En altitude, plutôt que des isobares, les météorologues préfèrent tracer des lignes de niveau (**isohypses**) correspondant aux points d'égale altitude d'une surface de pression donnée (souvent 500 hPa), comme sur une carte d'état major ! Mais cela revient au même : les anticyclones correspondant aux zones « hautes », les dépressions correspondant aux zones « basses » (d'où les termes anglais *High* (H) et *Low* (L) pour les désigner). Ici, les isohypses sont en décamètres (dam).



Point technique : équilibre géostrophique

➢ L'air se dirige des hautes pressions vers les basses pressions. Si seule la force de pression intervenait, ce mouvement s'effectuerait en ligne droite !

➢ Mais, comme aux basses latitudes, la force de Coriolis agit en détournant le mouvement de la particule d'air, vers sa droite dans l'hémisphère nord et vers sa gauche dans l'hémisphère sud.



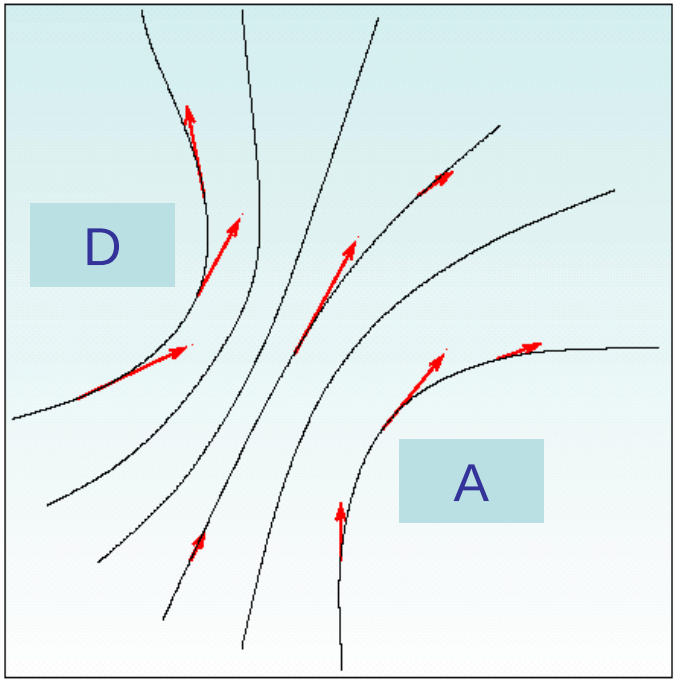
➢ Un équilibre est trouvé quand la force du gradient de pression devient égale à la force de Coriolis (équilibre **géostrophique**). **Le vent s'aligne alors sur les isobares.**

➢ Pour bien comprendre l'influence de la force de Coriolis, on pourra se référer aux pages suivantes du site Météo-Education.

Le vent et la pression : règle de Buys-Ballot

Le météorologiste hollandais Buys-Ballot (1817-1890) a déduit des observations météorologiques dont il disposait, que :

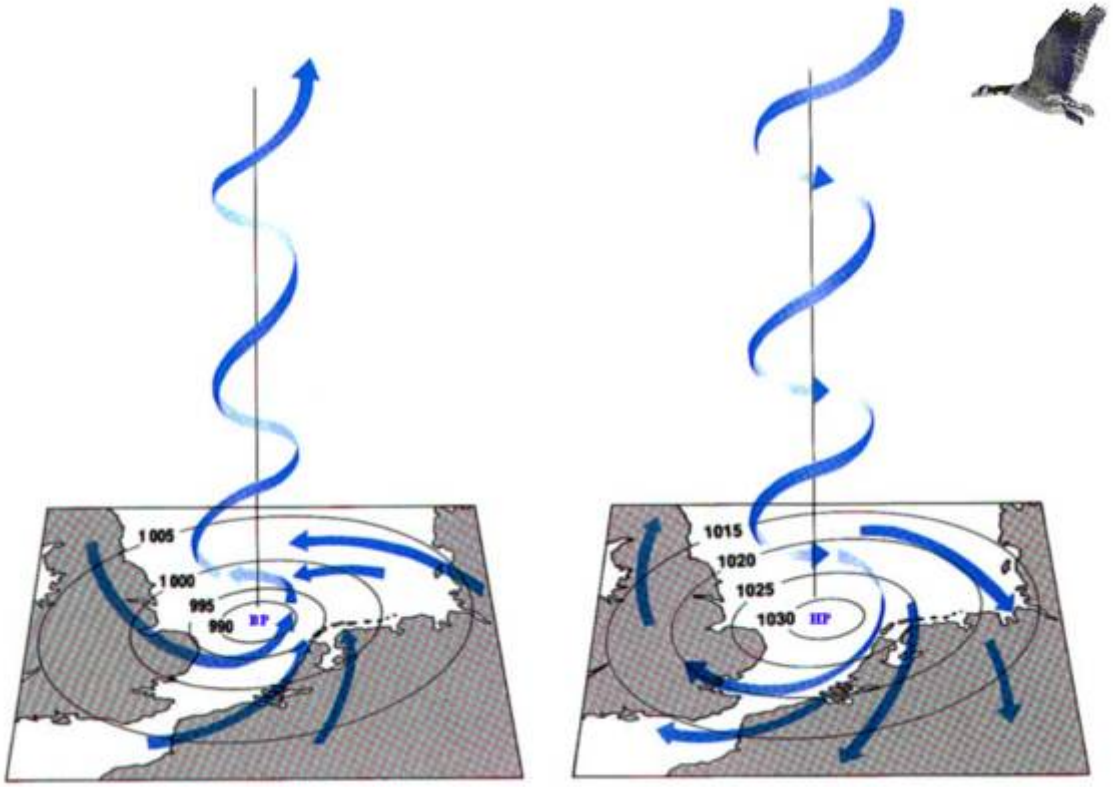
- ✓ **le vent est presque parallèle aux lignes isobares ;**
- ✓ **dans l'hémisphère Nord, le vent laisse les basses pressions à sa gauche, les hautes pressions à sa droite ;**
- ✓ le vent tourne donc **dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour d'une dépression, et dans l'autre sens autour d'un anticyclone** (d'où le nom). C'est l'inverse dans l'hémisphère sud. C'est l'explication des grands enroulements nuageux autour des dépressions que nous voyons sur les images du bulletin météo.
- ✓ **le vent est d'autant plus fort que les lignes isobares sont resserrées.**



La règle de Buys-Ballot donne une bonne idée du vent réel aux moyennes latitudes, à « grande » échelle, sauf très près du sol, où les frottements entrent en jeu.

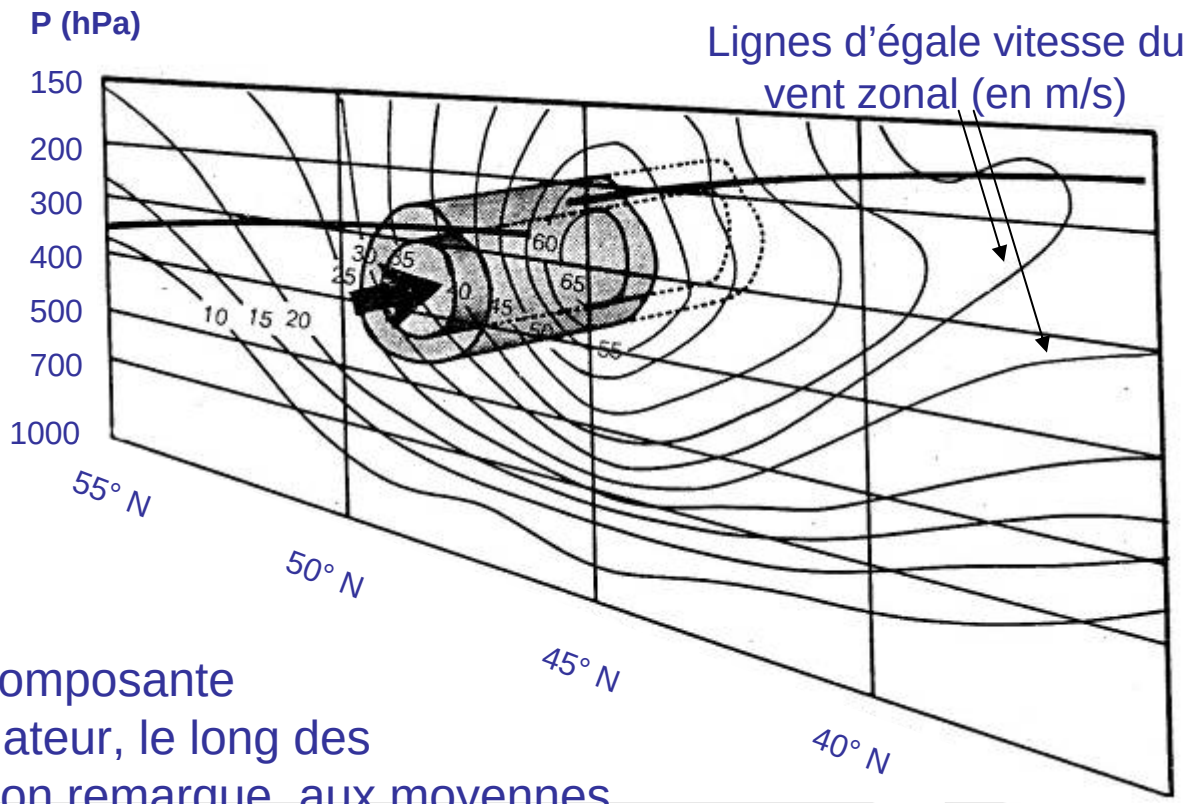
Anticyclones et dépressions

Il faut également intégrer, à ces mouvements horizontaux, des mouvements verticaux : les dépressions correspondant à une ascendance d'air de surface, les anticyclones à une subsidence d'air d'altitude. Cet air qui descend est sec et, en se réchauffant, son humidité relative diminue (voir la fiche « Air humide ») : voila pourquoi les anticyclones, en été, sont synonymes de beau temps.



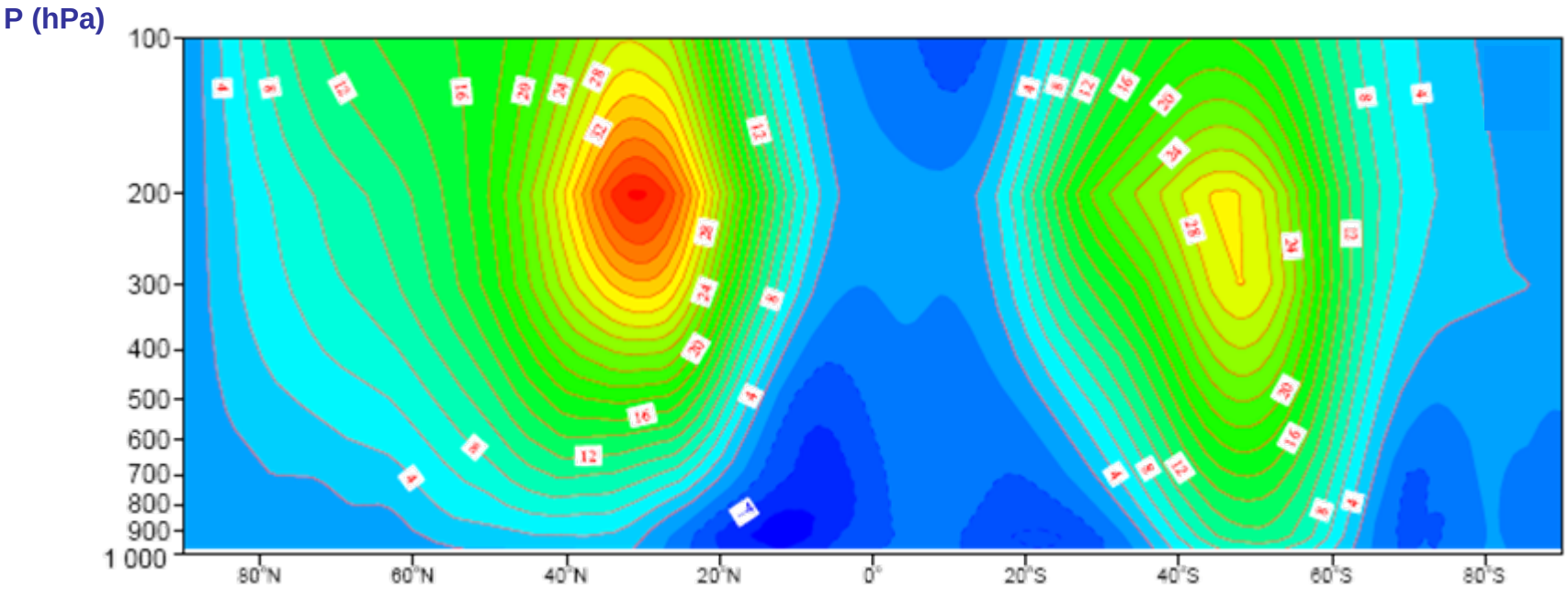
© M. Revault d'Allonnes

Le courant jet



Si l'on s'intéresse à la composante du vent parallèle à l'équateur, le long des parallèles (vent **zonal**), on remarque, aux moyennes latitudes, l'**existence d'un « tube » de vent d'ouest très fort au niveau de la tropopause,** connu sous le nom de **courant-jet** (moyenne de l'ordre de 40 m/s – 144 km/h – mais il peut atteindre 360 km/h !).

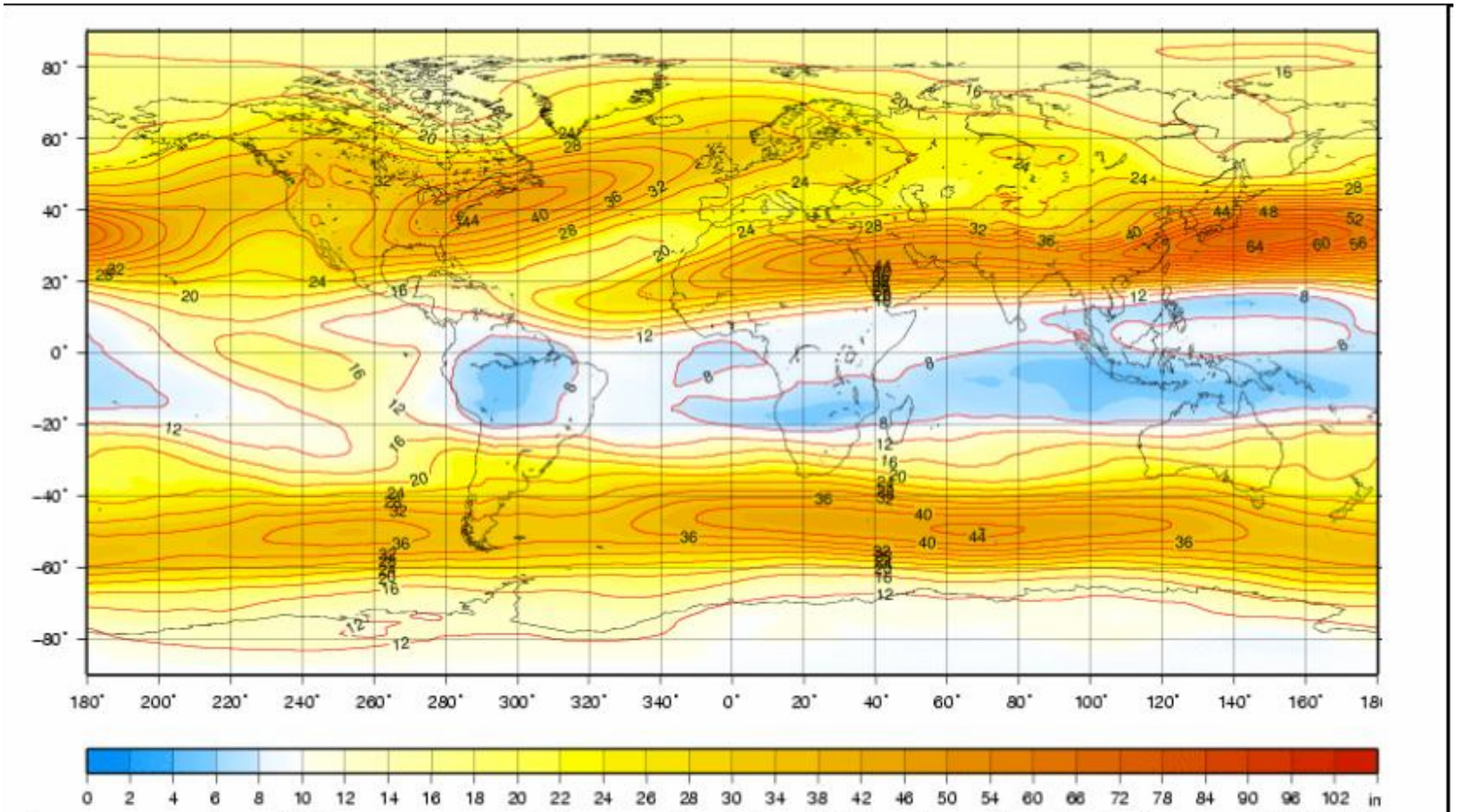
Le courant jet (2)



➢ Le courant jet se forme aux **moyennes latitudes, là où le contraste de température est le plus élevé** entre l'air chaud tropical et l'air froid polaire, et où la force de Coriolis brise la cellule de Hadley. L'analyse du vent zonal moyen en hiver (moyenne sur 44 ans), ci-dessus, montre la présence d'un courant jet subtropical moyen dans chaque hémisphère. **La latitude moyenne fluctue avec la saison** (plus proche de l'équateur dans l'hémisphère d'hiver).

➢ Notez que de faibles vent d'Est (vitesse zonale négative = vent d'Est) sont aussi visibles près du sol, de part et d'autre de l'équateur : ce sont les alizés !

Le courant jet (3)

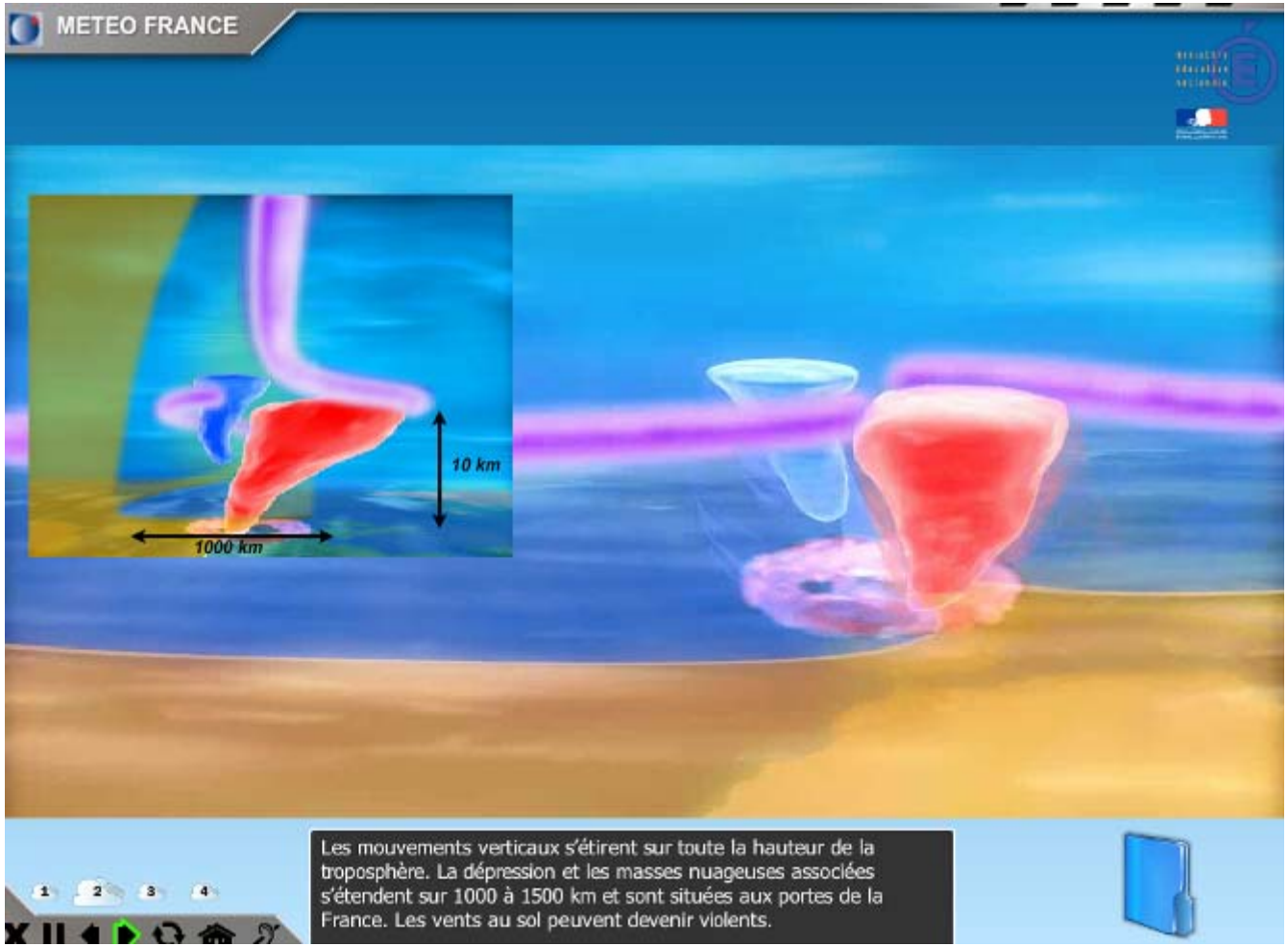


vitesse moyenne (en m/s) du vent au sommet de la troposphère (niveau 300 hectoPascals) en janvier (moyenne 1989-2008)

➢ Si l'on se place au niveau de la tropopause (à 300 hectopascals), en hiver boréal, la position moyenne des jets apparaît clairement ! En Europe occidentale, le courant jet passe en moyenne au dessus des îles britanniques mais peut descendre plus au Sud.

Le courant jet (4)

Le courant jet est très important pour la circulation de l'atmosphère aux moyennes latitudes : il joue un rôle central dans la naissance et le renforcement des dépressions dans leur mouvement vers l'Ouest. On parle de **« rail des dépressions ».** Les avions de ligne profitent du jet pour traverser l'Atlantique vers l'Europe.



Ci-dessus, capture d'écran de l'animation « Comment se forme une tempête » : l'air froid polaire est en bleu, l'air chaud en orange, le courant jet, en violet. La bulle d'air chaud, en rouge, s'est développée en altitude grâce à l'énergie du jet.