

Géodynamique externe

résumé

Bilan thermique de la planète terre

- Énergie: double

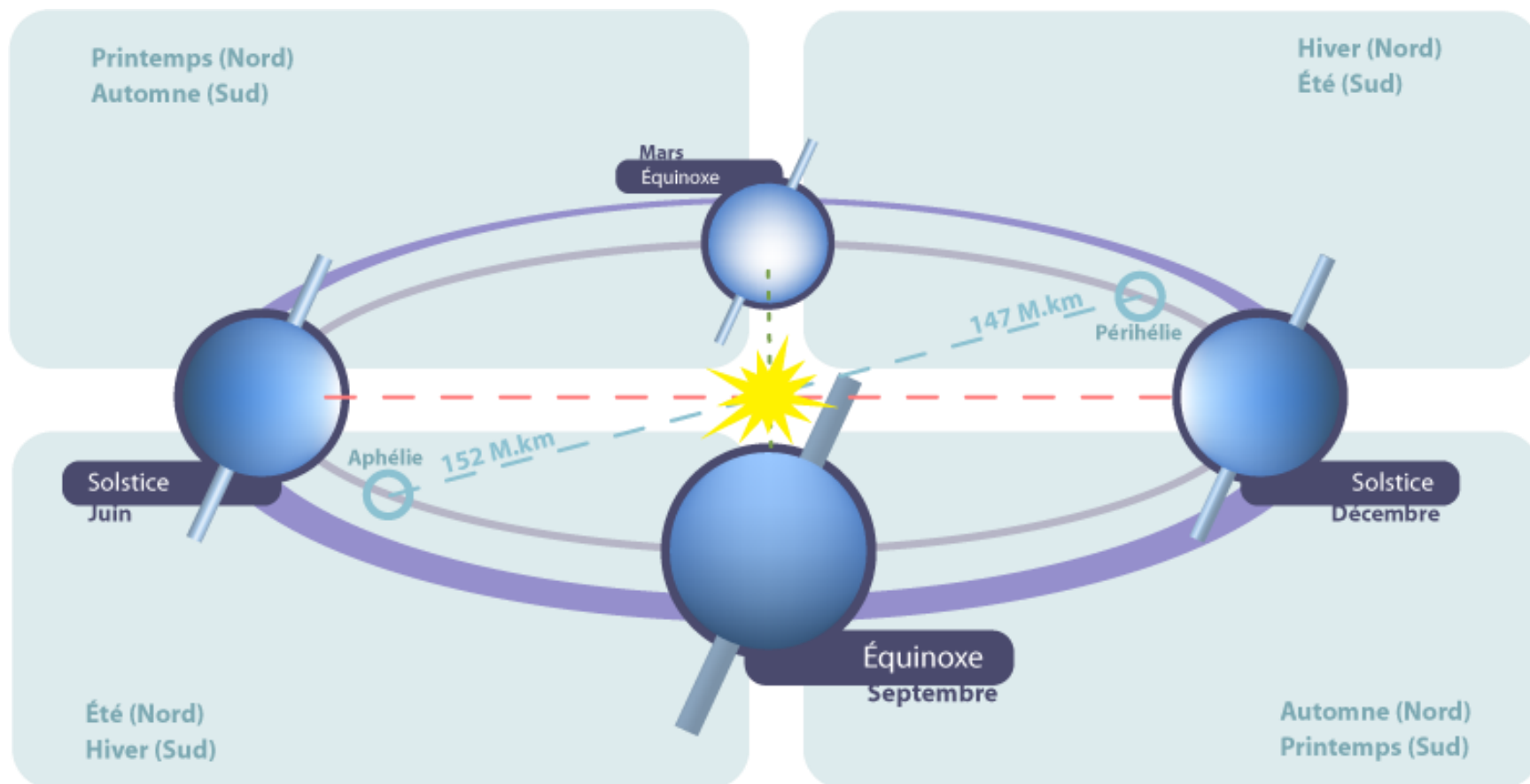
- Chaleur interne, chaleur initiale : R^* ,
différenciation des assises (croissance nE sur NI) et mouvements différentiels / à la rotation terrestre (dynamo terrestre)

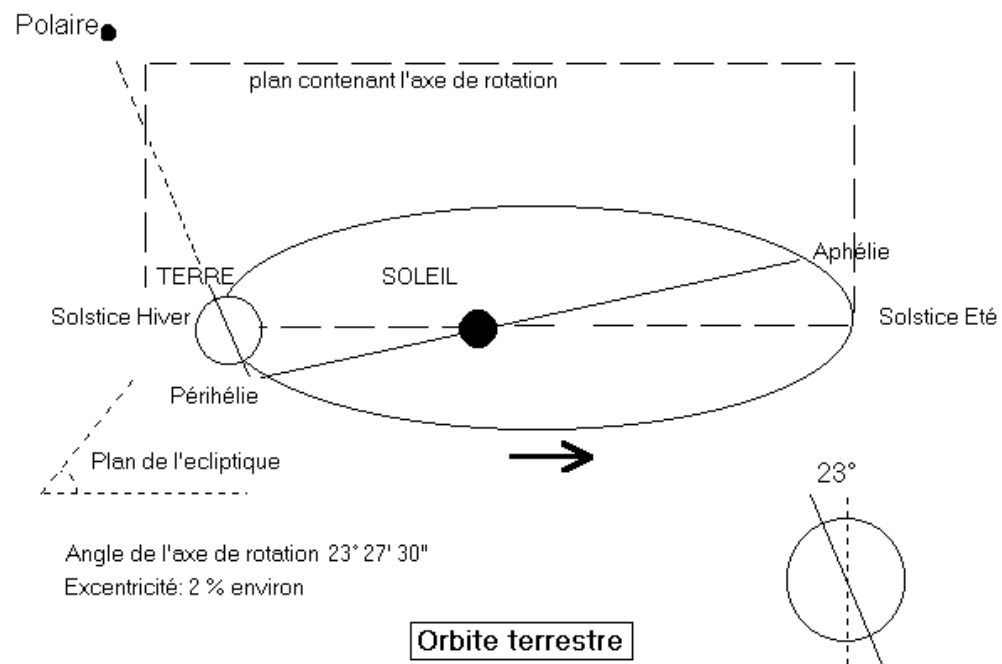
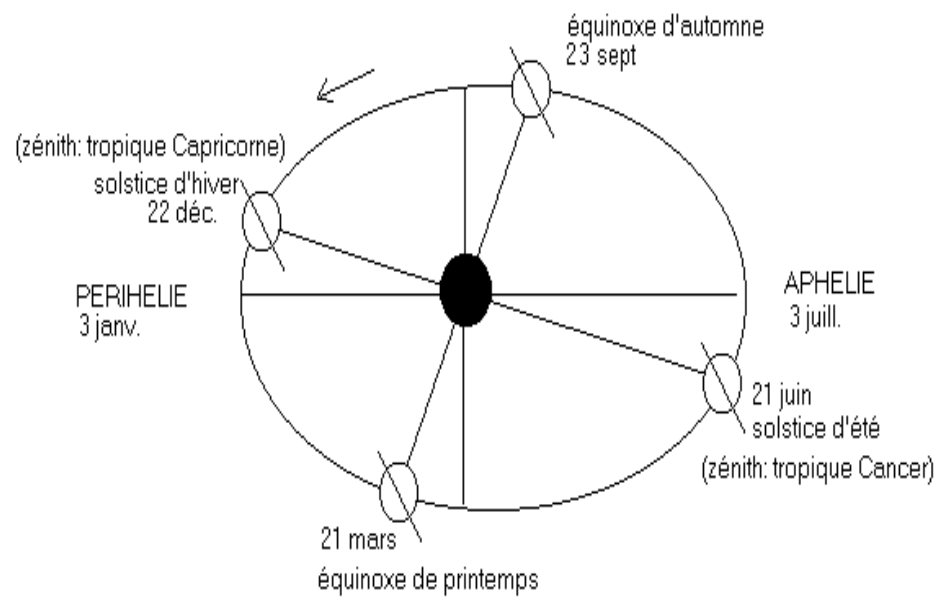
Flux moyen faible : $0,05 \text{ W.m}^{-2}$ (ms capitale pour géodynamique interne: mvts plaques)

- Externe : solaire, bcp + importante ($7.1.10^{17} \text{ W}$ vs $4.2.10^{13} \text{ W}$)

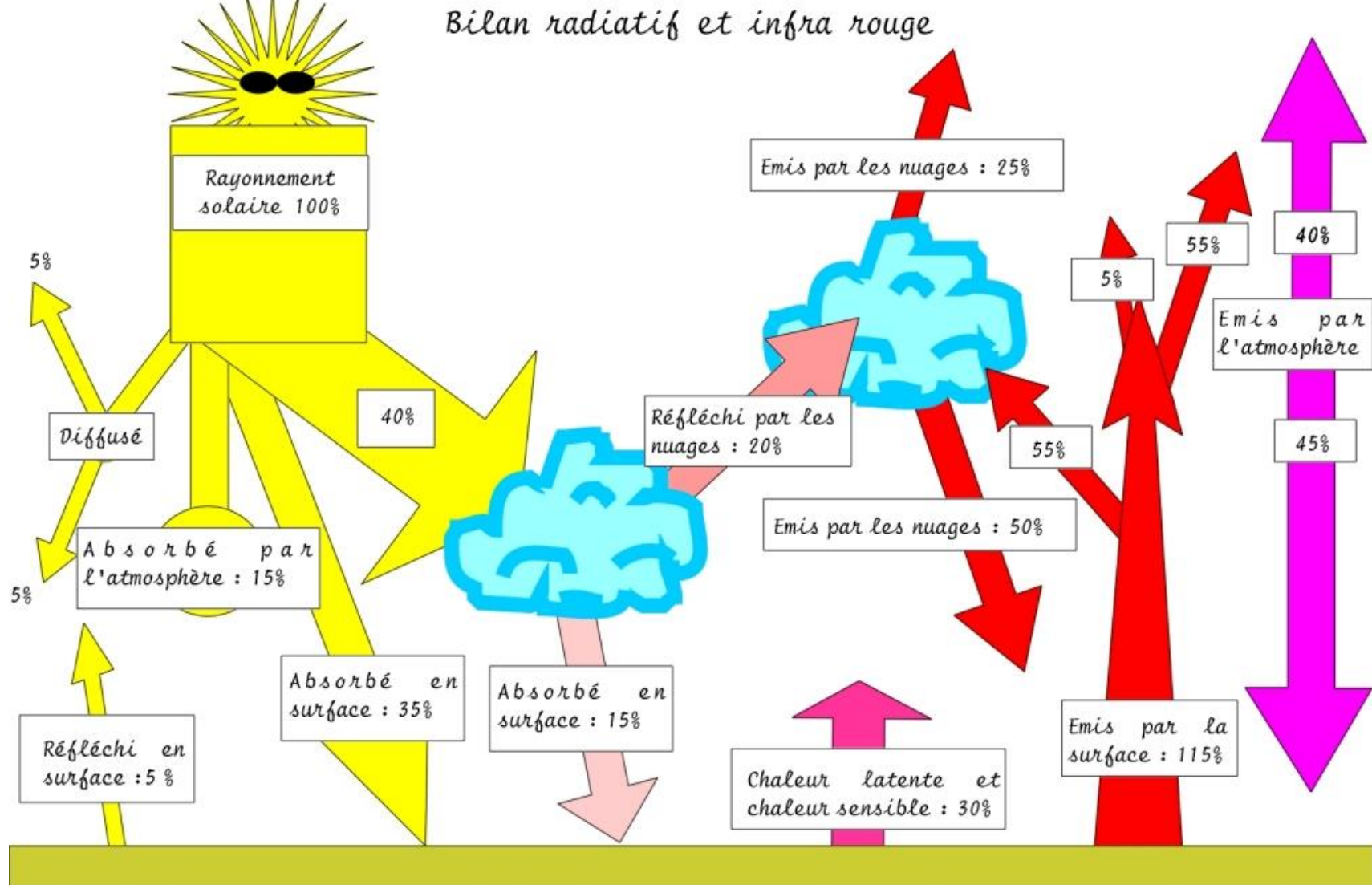
Énergie solaire

- Rayonnement électromagnétique de court L d'onde dans domaine du visible(42.2%) et proche IR (48.4%)
- **Cste solaire**: 1368 W.m^{-2} : énergie incidente reçues par unité de tps par un disque placé perpendiculairement au r solaire, la distance moyenne T-Soleil → relation sphère disque cste /4 = **342 W.m^{-2}**
- **Variations**
 - en fonction de la rotation du soleil, taches solaires, cycle activité solaire(11ans)paramètre de l'orbite terrestre périhélie vs aphélie



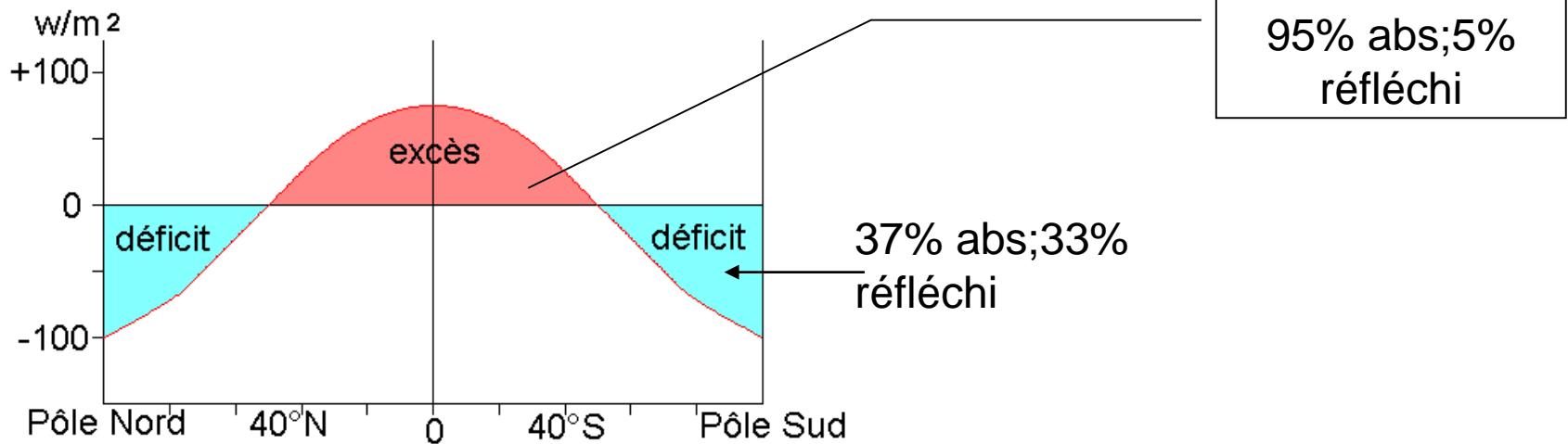


Bilan radiatif et infra rouge



- **La totalité** du flux n'est pas abs → **albédo** (FR/FI) = pouvoir réflecteur de la surface terrestre et atm (30%)
107 W.m⁻² sont renvoyés et 235 W.m⁻² abs.

Variations suite



- **Durée du jour** → paramètre ++ pour accum l'énergie

- **Les bilans radiatifs au pôle et à l'équateur** sont en effet différents. Le bilan est positif à l'équateur mais négatif aux pôles du fait de l'obliquité des rayons solaires: une même énergie lumineuse est répartie sur une plus grande surface au pôle

- **Enfin, l'eau, la terre, la glace et la végétation** ont une réponse spécifique vis-à-vis des radiations solaires, elles les absorbent ou les réfléchissent d'une façon différente.

- **La présence du nuages ou non** : désert zone sèche, pas de nuages => pas de vapeur donc effet de serre --- => baisse température la nuit

Bilan thermique

- Réflexion globale 107W.m^{-2} = albédo de 30%
- Abs par atm: les nuages(67) et surface terrestre (168)
- Rémission sous forme d'IR (390) dt 40 traverse les nuages et 324 réémis vers terre (effet de serre)
- Atm réémet vers espace (135+30 des nuages)

Bilan:

- Terre/Atm en eq flux réfléchi et réémis est de 342 (107 cl et 235 IR)
- Sous système non en eq :
 - **surface terrestre reçoit + de chaleur** qu'elle n'en émet (effet de serre);
 - **l'atm déficitaire** émet 195 vers l'espace et 324 vers terre alors qu'elle n'en reçoit que 417 (67+350) → comblé par flux de chaleur non radiatif par **conduction** (24) & par **convection thermique** (78): changement de phase (évaporation)
- La terre émet vers l'espace 240W.m^{-2} (principalement ds l'IR) : bilan R^* nul et syst terrestre global (T+Atm) est à l'eq
- 288K Terre / 6000K pour soleil

- Loi de planck : Terre -18°C [système dépourvu d'atm, eq radiatif, énergie émise = énergie reçue]
- Si système avec couche atm uniforme [opaque au r IR émis par surface (absorption), transparente aux rayons solaires, comme un corps noir et émet une qté = ds ttes les directions] → 30°C supérieur à T° observée
- or moyenne à 15°C : atm multitude de couches et propriétés d'abs différentes et émettant chacun vers le haut ou le bas

→ effet de serre.

- La terre reçoit en plus du rayonnement solaire direct et proche IR , un flux IR réémis par les basses couches de l'atm.
(NB: UV abs par Ozone($\text{O}_2 + \text{O}_3$); IR par CO_2 et vapeur d'eau)
- Syst global en eq ms les sous système climatique sont en déséquilibre sur plan radiatif : surface terrestre **excédentaire** + 100 tandis que l'atm **déficitaire** -100
- Eq rétabli par flux non radiatifs:
 - Convection thermique : C d'air chaud asc. et d'air froid desc. (24W.m^{-2}) → zonation climatique
 - Cycle évaporation (océan) et condensation (dans l'atm)

Conclusion

- Rayonnement solaire source energie du système
- Effet serre => temp 15°C
- Variation saisonnière de temp liées aux paramètres orbitaux

L'atmosphère

- $5,13 \cdot 10^{18} \text{kg}$ dont $\frac{1}{2}$ sous 5,5km d'alt
- Constituants :
 - 78,08% N_2 20,94% O_2 , argon, CO_2 , néon, He, NH_4 , le krypton...
 - Dans les basses couches : eau sous forme de vapeur qui peut varier de 0-4% du volume de l'air sec
 - Constituants permanents, poussières, aérosols...
- **La pression** = force exercée par l'atm/unité de surface, fonction de la gravité

atm 980Mbar env 1000hPa au niveau de la mer.

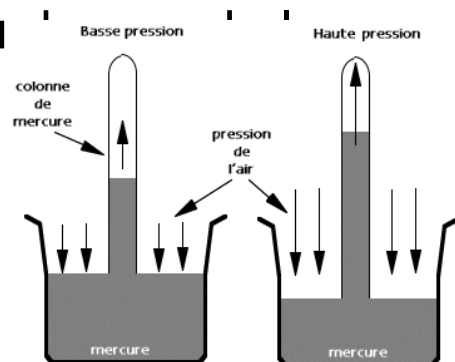
>dim avec l'alt

>température : dim densité air; P++ ds colonne d'air chaud: la pression décroît plus lentement avec l'altitude que colonne d'air froid

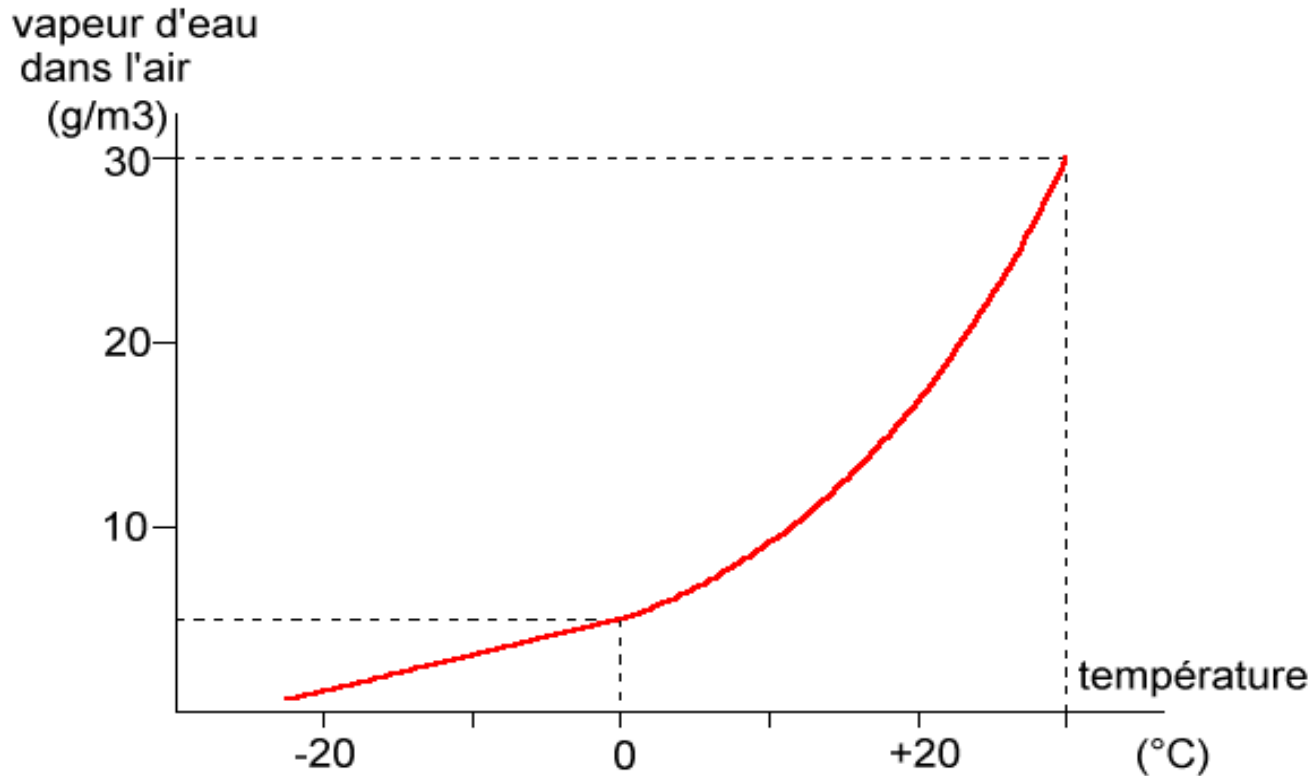
>épaisseur : équateur++/pôles –

$P = \rho h g$ (ρ = densité du fluide; h = alt de la colonne d'air au surface, g = accélération de gravité)

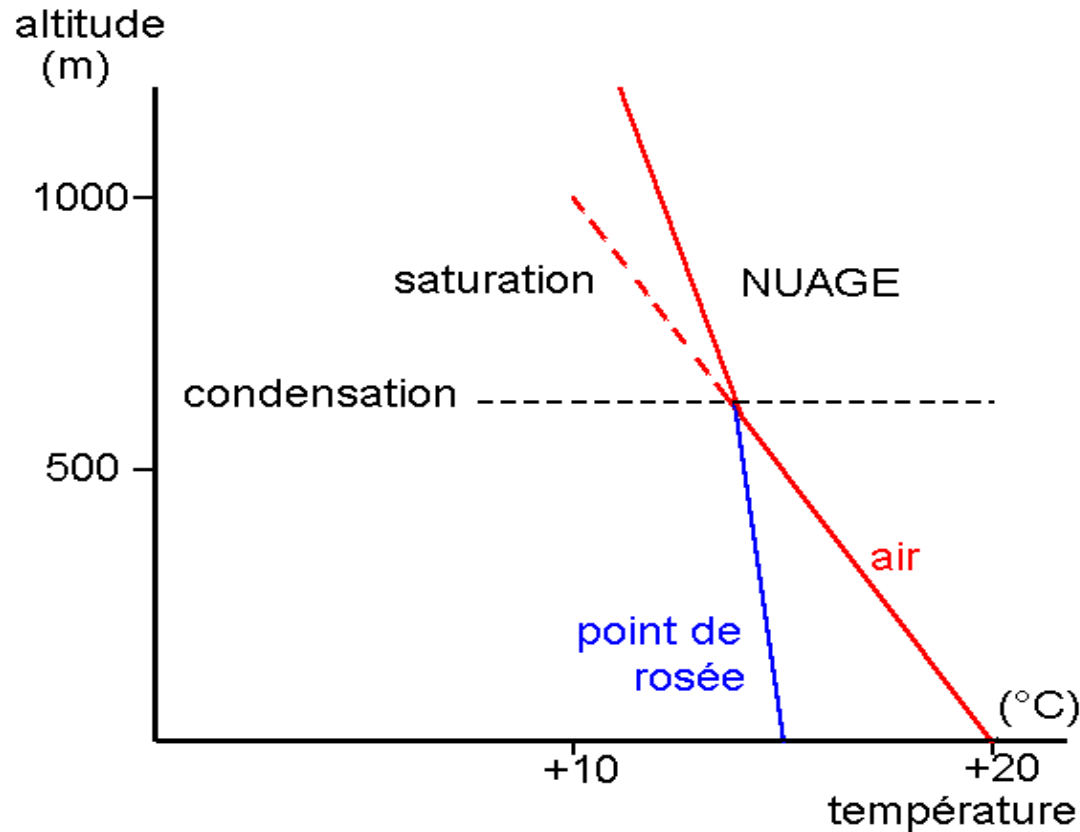
Unité: $\text{N} \cdot \text{m}^{-2} = \text{Pa}$



Humidité et condensation

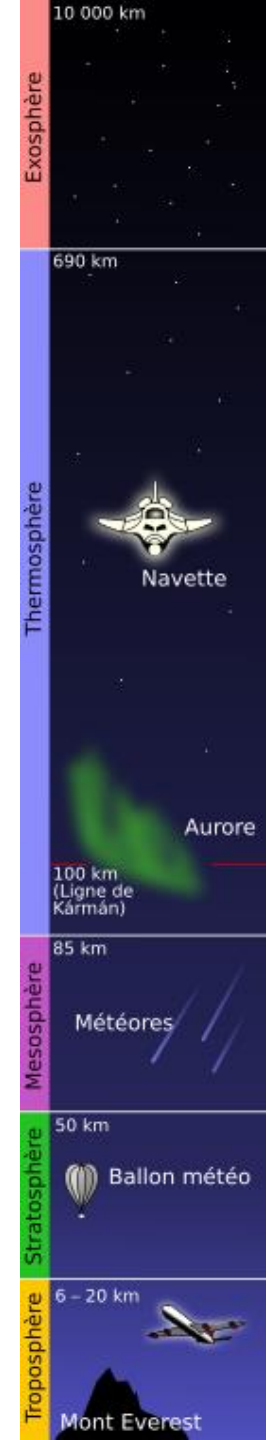


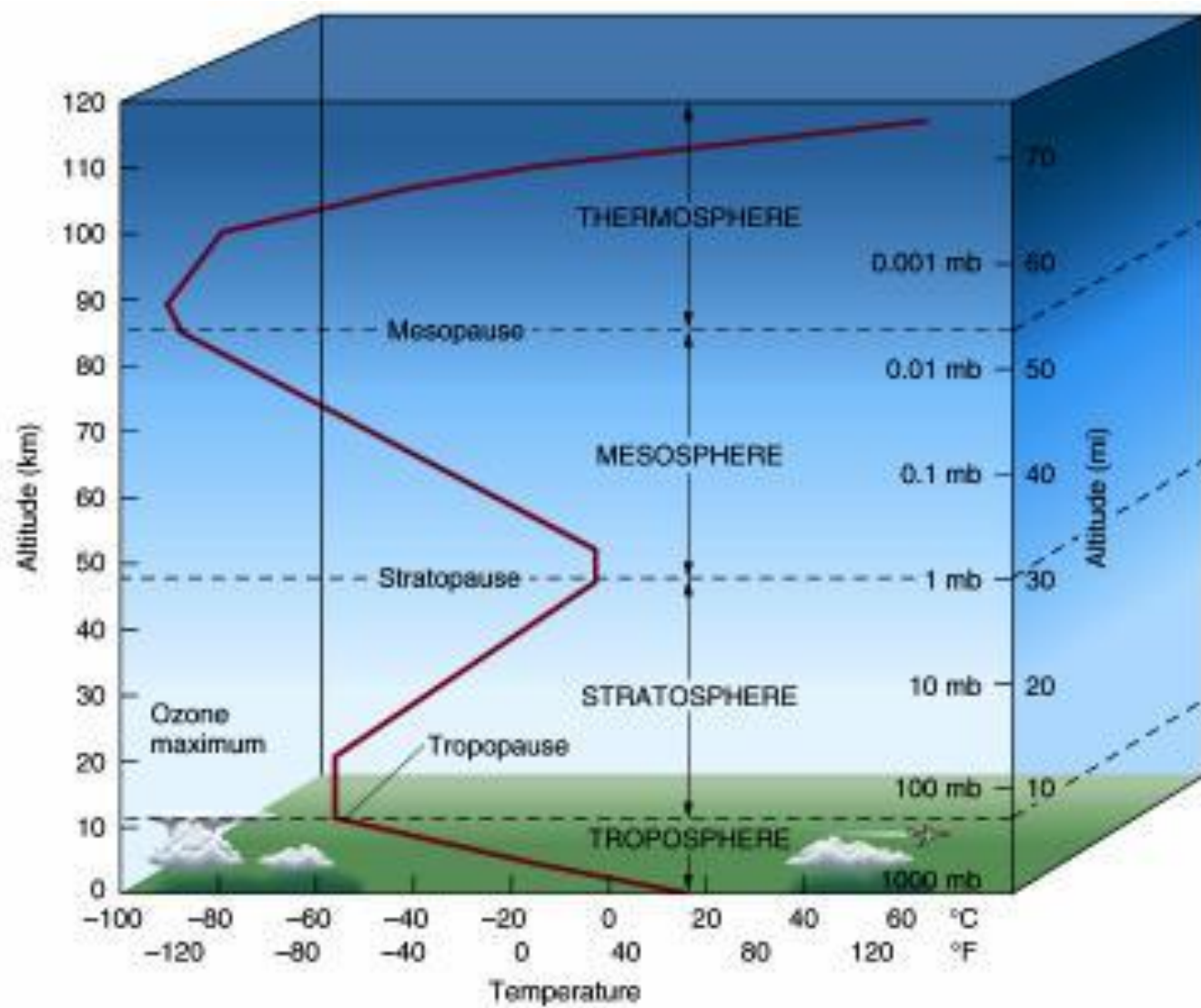
- *Figure 5b: quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air: elle augmente selon la température. Une masse d'air chaude peut contenir plus de vapeur qu'une masse froide.*



- Figure 5c: condensation de l'air humide en altitude. Le refroidissement de l'air sec est de -1°C par 100 m ($-0,5$ à $0,8^{\circ}\text{C}$ par 100 m pour l'air humide) alors que la température du point de condensation de la vapeur (« point de rosée ») ne diminue que de $0,2^{\circ}\text{C}$ par 100 m. La vapeur se condense et forme des nuage à une altitude qui dépend de la température et de l'humidité de la masse d'air initiale

- la troposphère : la température décroît avec l'altitude (de la surface du globe à 8-15 km d'altitude) ; l'épaisseur de cette couche varie entre 13 et 16 km à l'équateur, mais entre 7 et 8 km aux pôles. Elle contient 80 à 90% de la masse totale de l'air et la quasi-totalité de la vapeur d'eau. C'est la couche où se produisent :
 - les phénomènes météorologiques (nuages, pluies...)
 - les mouvements atmosphériques horizontaux et verticaux (convection thermique, vents)
- la stratosphère : la température croît avec l'altitude jusqu'à 0 °C (de 8-15 km d'altitude à 50 km d'altitude) ; elle abrite une bonne partie de la couche d'ozone.
- la mésosphère : la température décroît avec l'altitude (de 50 km d'altitude à 80 km d'altitude) jusqu'à -80 °C ;
- la thermosphère : la température croît avec l'altitude (de 80 km d'altitude à 350-800 km d'altitude) ;
- l'exosphère (de 350-800 km d'altitude à 50 000 km d'altitude).
- Les limites de ces couches (d'altitude variable) ont reçu des désignations particulières : tropopause, stratopause, mésopause et thermopause.





Relations champ de pression et vent

- Hte P vers Basse P = force de gradient horizontal → simple système de convection:
pôles → équateur pour les vents et Équateur vers Pôle pour les courants d'air chaud
 - Déviation de coriolis : forces résultant de la rotation de la terre →
 - fragmentation des C de convection
 - Déviation des vents anticycloniques dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'HN et inversement ds HS
- Zonation latitudinale de hte P° et basse P° responsables des caractéristiques des différentes zones climatiques.

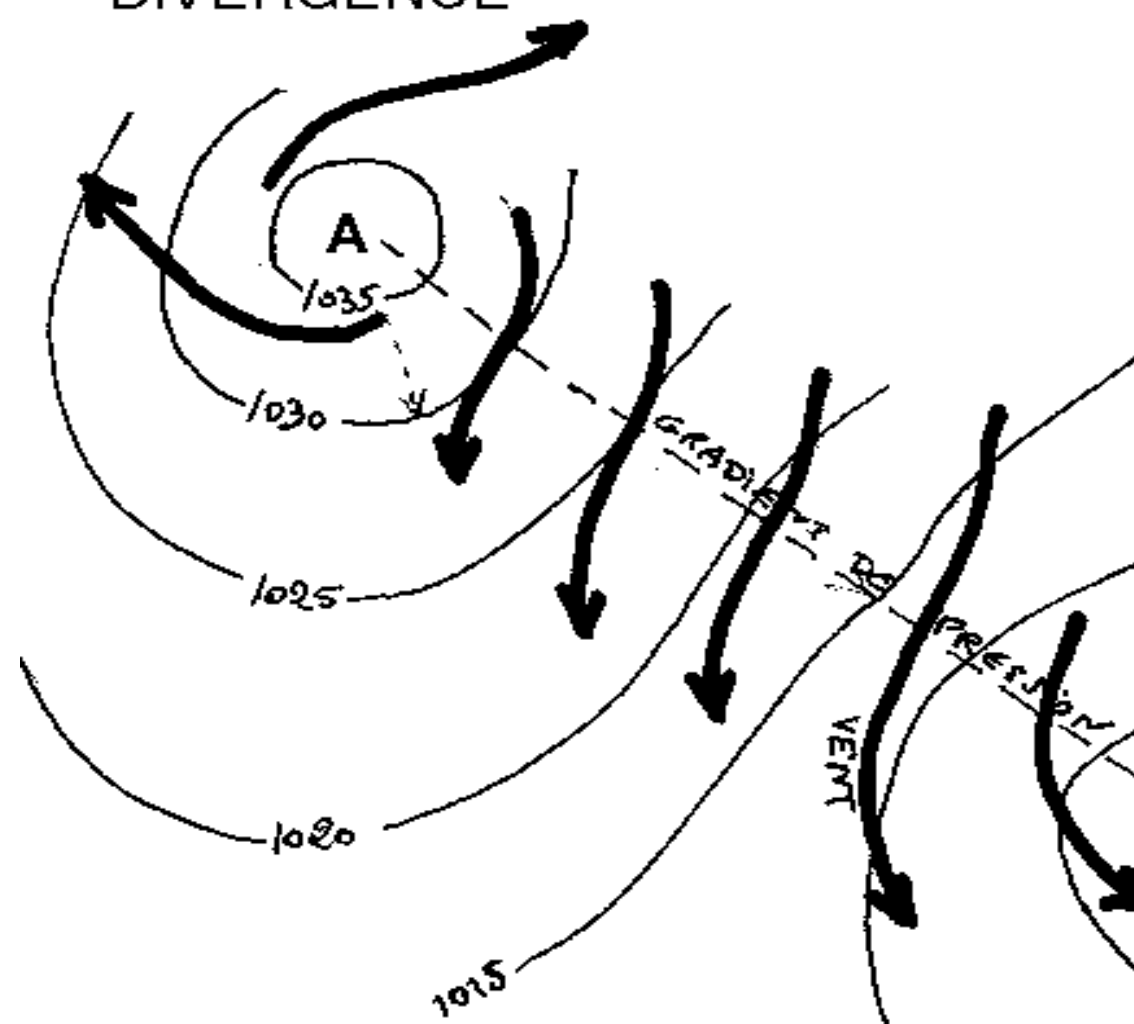
- La déviation de Coriolis croît avec la latitude; elle est nulle à l'équateur; elle change de sens dans l'hémisphère sud (déviation à gauche).
 - On voit également que dans l'hémisphère nord la surface du sol se déplace vers la gauche par rapport à un repère astronomique (étoile fixe). Un mobile frottant sur la surface sera entraîné vers la gauche également.
- ➔ L'action du frottement s'oppose donc à celle de la force de Coriolis. A haute altitude et au-dessus de la surface lisse des océans, le frottement est faible et l'action de la force de Coriolis est maximale. En revanche, à basse altitude au dessus des continents, c'est le frottement qui l'emporte. A partir de 1000m au dessus du sol cet effet s'estompe et les vents circulent parallèlement aux isobares. Cette force de frottement a pour effet de faire souffler le vent en travers des isobares
- Le vent sera la résultante de la force de gradient modifiée par la force de Coriolis: sa direction est tangente à la limite des 2 zones. D'une façon générale, dans l'hémisphère nord, les vents sont parallèles aux lignes de mêmes pressions ou isobares avec les hautes pressions à droite: c'est la loi de BUYS-BALLOT. La vitesse du vent varie en raison inverse de l'écartement des isobars.

- **le gradient de pression** est la différence de pression existant entre 2 points divisée par la distance en degré qui les séparent : $(P1 - P2)/\text{distance}$. C'est donc la **différence de pression entre 2 points** qui crée une force nommée force de gradient de pression.
Ainsi sur une **carte isobare plus ces derniers sont rapprochés** plus la force de **gradient de pression sera forte et plus le vent sera fort des zones de HP vers les zones de BP** pour parvenir à une pression uniforme .
est perpendiculaire en chaque point aux lignes isobares.

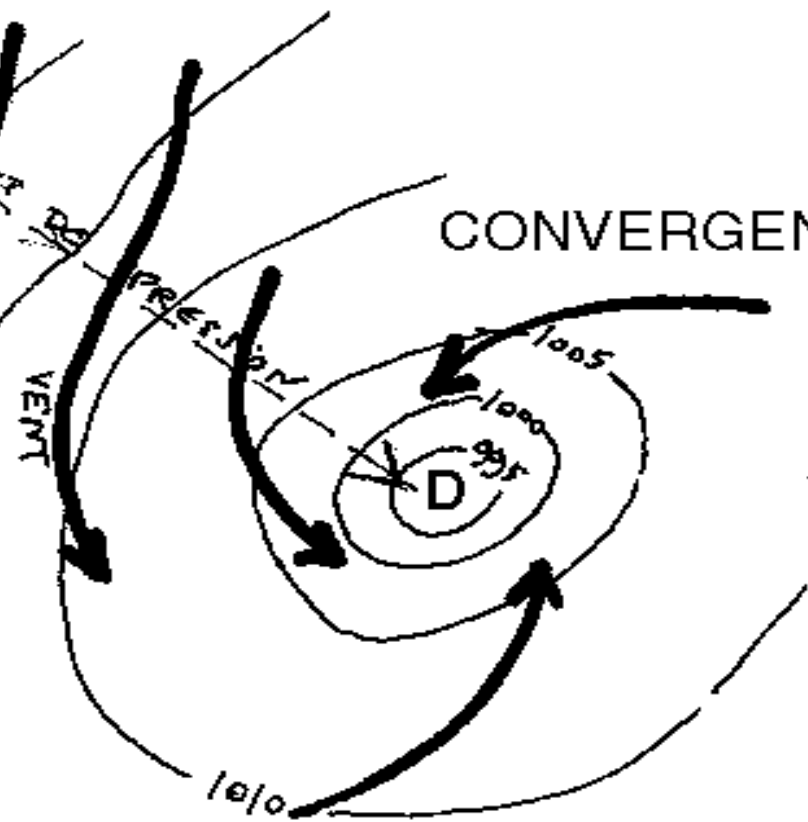
Le vent devrait donc converger vers le centre d'une dépression et diverger à partir du centre d'un anticyclone. Or on constate que le vent au sol circule parallèlement aux lignes isobares. Ceci est la conséquence de la rotation de la Terre

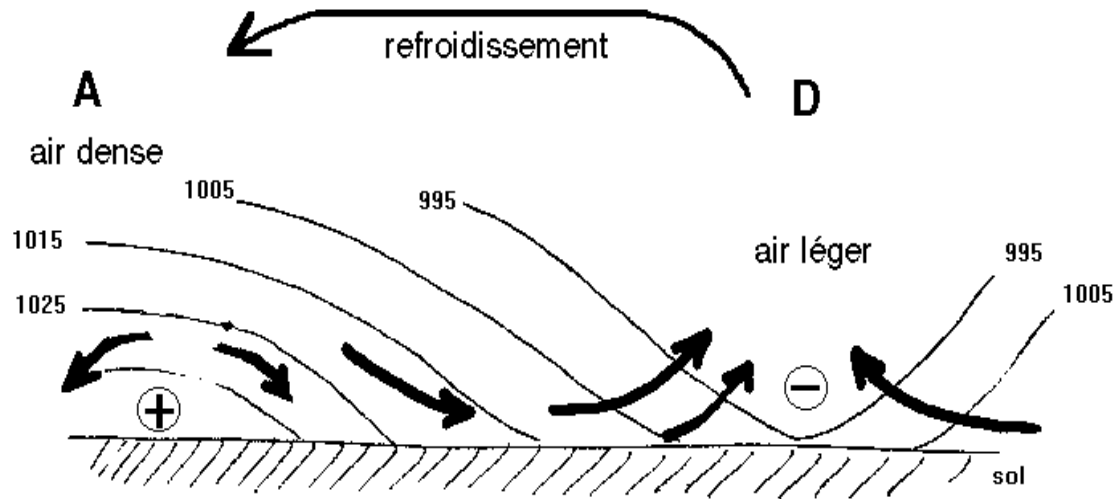
- **la force de Coriolis** : le mouvement de l'atmosphère ne se fait pas perpendiculairement aux isobares mais tangentiellement ou **parrallèlement aux isobares**, l'air ne circule pas des hautes vers les basses pressions mais tourne **autour des centres dépressionnaires** dans **le sens des aiguilles d'une montre** et autour **des centres anticycloniques** dans le **sens contraire des aiguilles** d'une montre pour l'hémisphère nord (inverse pour l'hémisphère Sud quant au sens de rotation)
- **la force centripète** : se manifeste lorsque la trajectoire de l'air s'incurve, **perpendiculairement en direction du centre de rotation** ; cette force est toutefois moins importante que les forces de Coriolis et de gradient

DIVERGENCE



CONVERGENCE

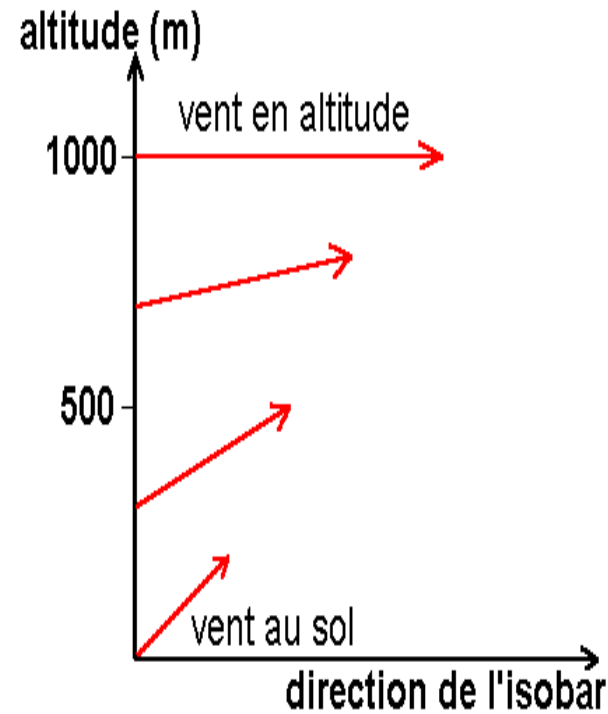




- On voit que le gradient de pression devrait s'établir de l'équateur (haute pression) au pôle (basse pression) et donc que les vents, en altitude au moins, devraient souffler d'W en E parallèlement aux isobares.
- En fait, le frottement irrégulier de l'air en mouvement sur le sol, la répartition inégale des continents et des mers, et bien d'autres facteurs, perturbent cet agencement théorique des masses d'air. Les pressions au sol sont organisées en zones méridiennes et les vents sont distribués en fonction de ces zones.

Figure 9: action de la déviation de Coriolis et du frottement sur la vitesse et la direction du vent en fonction de l'altitude

- *Au sol, sur le continent, le trajet des vents suit plutôt la force de gradient du fait du frottement; il est fortement influencé par la topographie.*
- *En altitude, les vents sont complètement déviés par la force géostrophique et suivent les isobars.*
- Les masses d'air équatoriales doivent faire plusieurs fois le tour de la terre avant d'atteindre les régions polaires



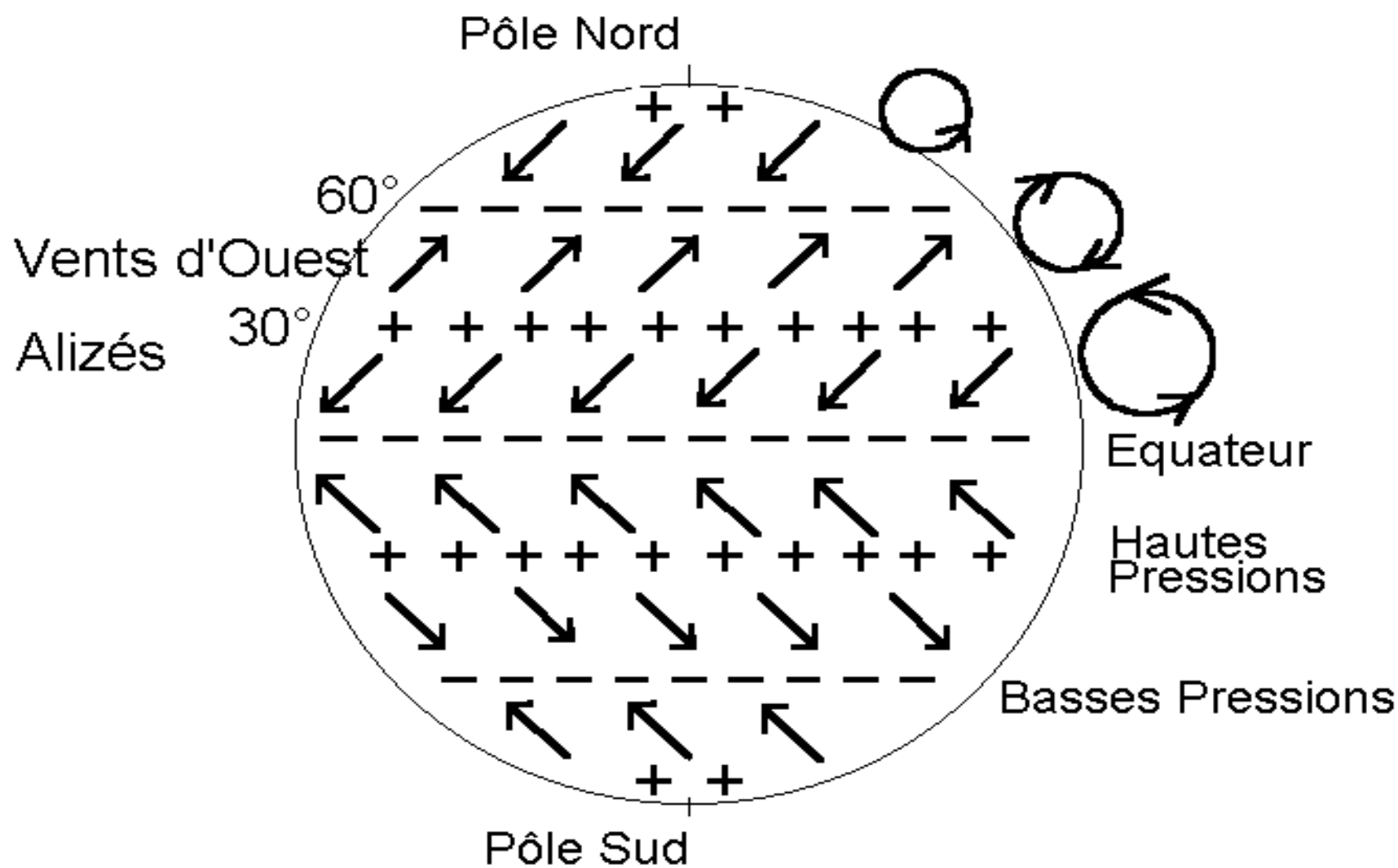
La circulation générale des vents

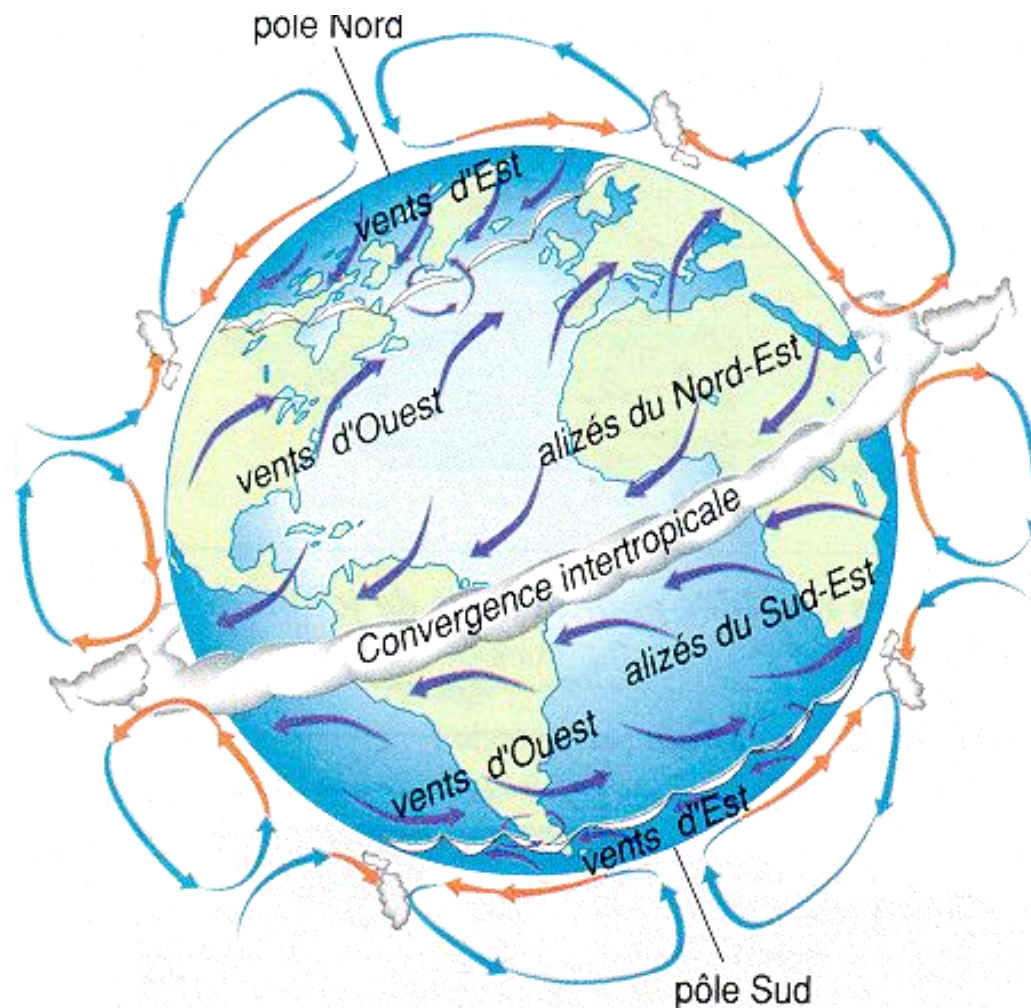
Que ce soit en surface ou en altitude la circulation de l'air atmosphérique dans le sens horizontal à l'échelle globale - celle de notre planète- peut être envisagée comme la résultante de **2 mouvements conjugués** :

- **une circulation zonale**, qui selon la zone méridienne considérée, progresse vers l'ouest ou vers l'est en suivant grossièrement la direction des parallèles terrestres
- et **une circulation méridienne** qui se dirige tantôt vers les régions équatoriales tantôt vers les régions polaires en suivant à peu près la direction des méridiens terrestres

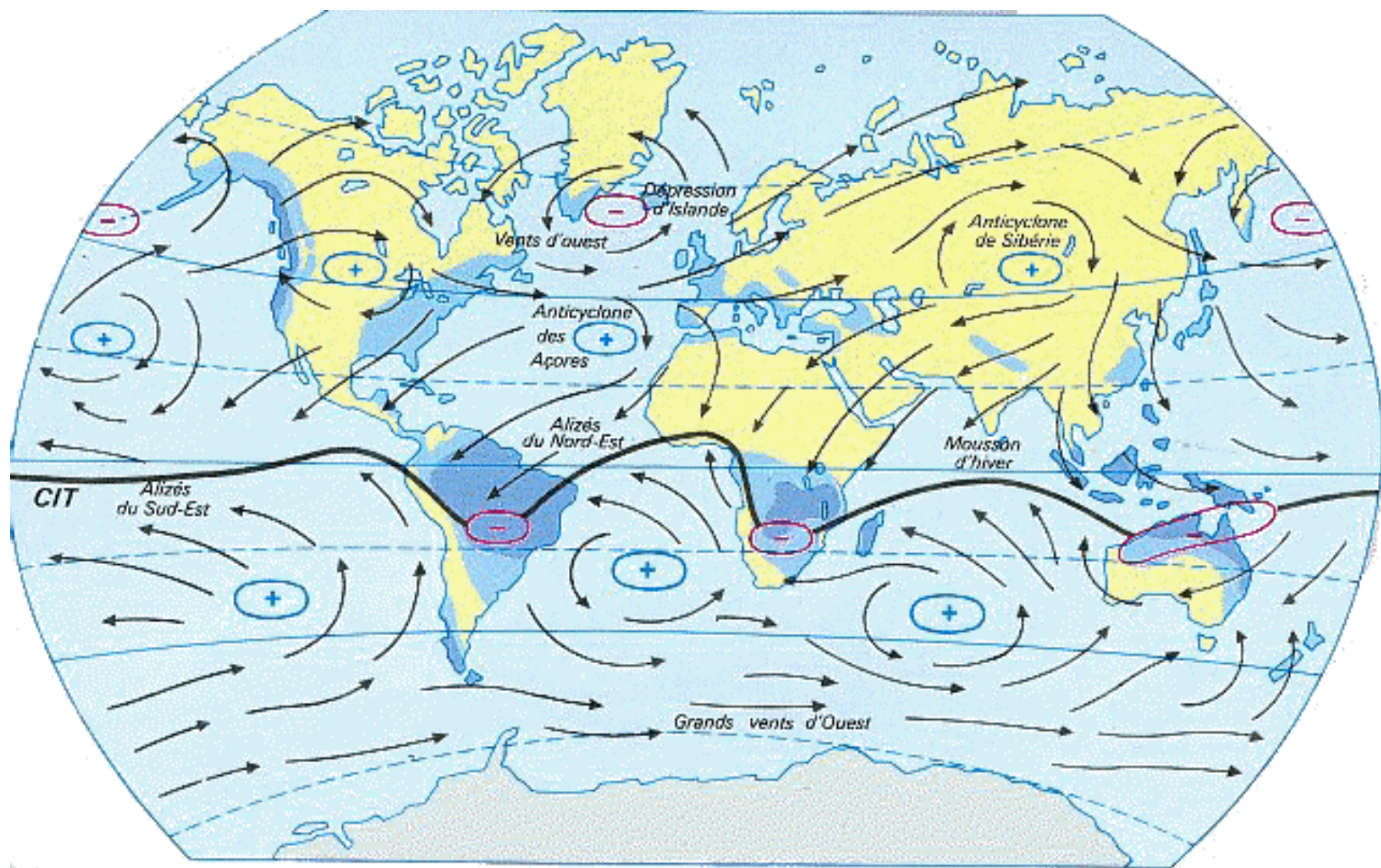
Comme nous l'avons vu l'essentiel des mouvements de l'atmosphère s'effectue dans le sens horizontal ; cependant il ne faut pas oublier qu'il existe aussi des mouvements dans le sens vertical grâce à de puissantes ascendances et subsidences

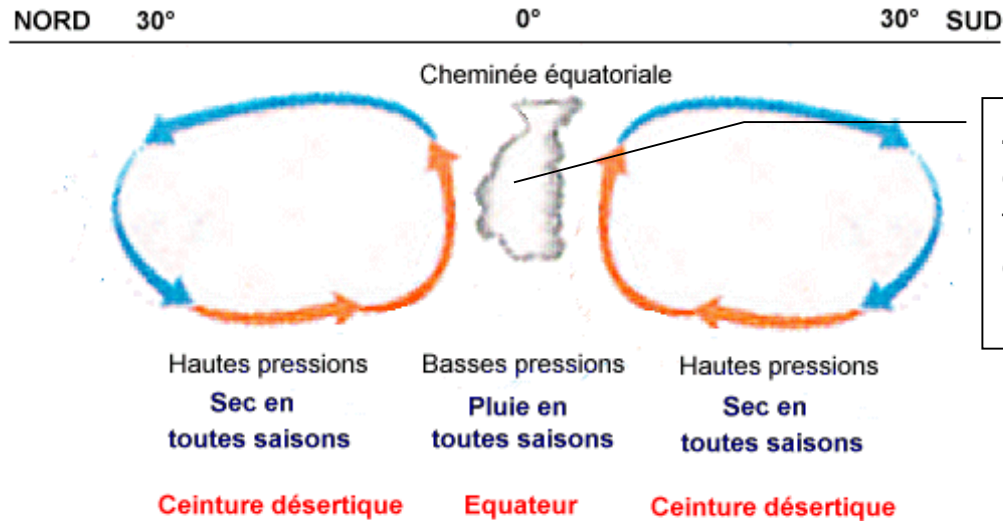
Pour comprendre le vent il faut savoir que **l'origine du phénomène** réside toujours dans une question de **température de l'air** : l'air chaud s'élève (loi physique qui explique par exemple comment les montgolfières s'élèvent) et de plus la nature a horreur du vide (c'est à dire que l'air qui monte est remplacé par de l'air frais (principe de la cheminée).C'est ainsi que naît le vent





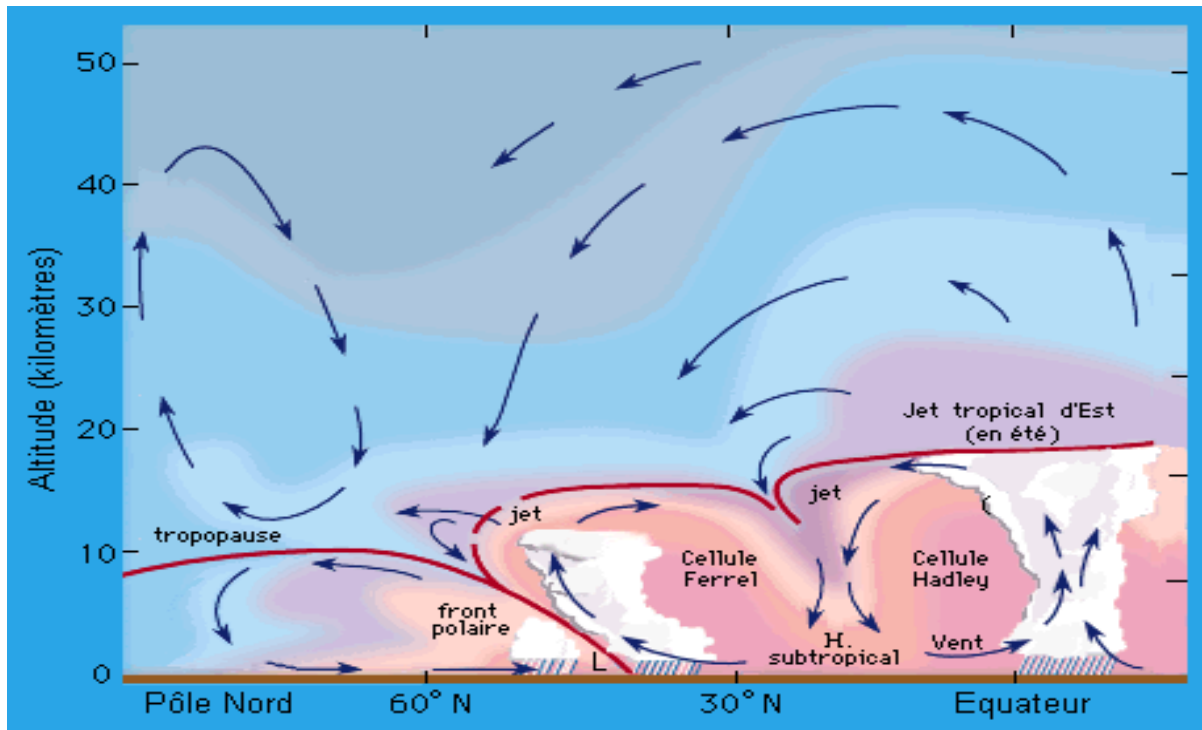
Le modèle de circulation générale proposé comporte six cellules de convection : deux cellules équatoriales dans le sens direct dites cellules de Hadley, deux cellules à circulation inverse des précédentes dites cellules de Ferrel et deux cellules polaires à nouveau à circulation directe.



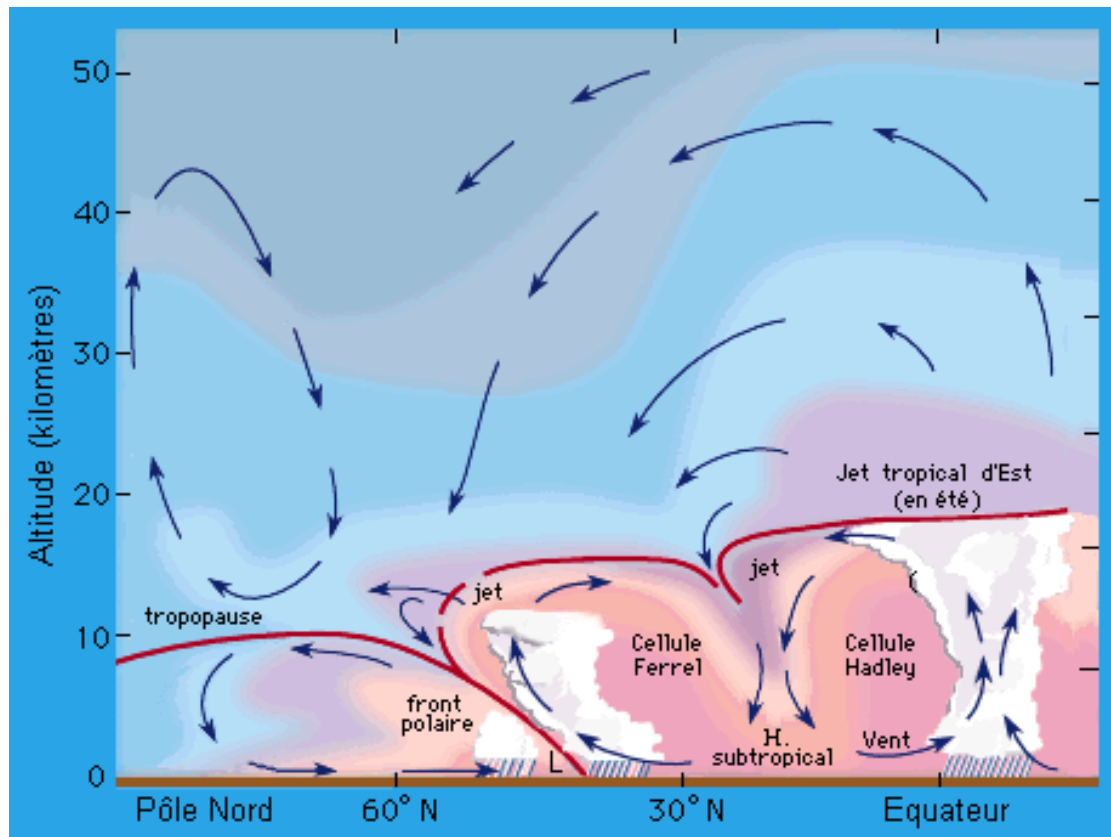


CELLULES DE HADLEY

- Entre les tropiques dominent des vents d'est réguliers et constants, les **alizés**. Très chauds et secs, ils peuvent se charger d'humidité après de longs parcours océaniques.
- Les alizés du Nord-Est de l'hémisphère Nord et du Sud-Est de l'hémisphère Sud convergent l'un vers l'autre et forcent l'air à s'élever dans la région équatoriale. Les régions équatoriales constituent donc **une zone de BP**. Les masses d'air humide soulevées par la convergence génèrent des nuages de type cumulonimbus et **des précipitations intenses**.
- A la tropopause, vers 15 km d'altitude, ces masses d'air qui ont perdu une grande partie de leur humidité sous forme de précipitations, **divergent et finissent par redescendre aux latitudes 30°**. Lors de cette subsidence, l'air se **réchauffe et son humidité relative diminue** : les précipitations sont donc fortement ralenties.
- Les régions subtropicales ont donc **un régime anticyclonique**, générateur d'un climat chaud et sec : c'est là que l'on retrouve la ceinture des grands déserts, tant dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud.
- Le contact entre les zones anticycloniques tropicales et la dépression équatoriale est à l'origine des alizés cités plus haut.



- La rencontre des masses d'air polaire et des masses d'air tropicale forme le **front polaire**. L'air polaire et l'air tropical ne se mélangent pas. Ils ont une température et une humidité différente.
- Augmentation de la force de Coriolis → formation de cellules anti et cycloniques (déplacement : règle le climat des zones tempérées)
- L'air chaud s'élève en pente douce au dessus de l'air froid qui favorise la condensation de l'humidité contenue dans l'air tropicale maritime. Dans la zone de front, se forment des nuages qui se déplacent d'Ouest en Est (flux d'Ouest).
- L'ensemble de ces cellules de convection transportent de l'énergie depuis les régions excédentaires (zone convective du centre de l'Afrique) vers les régions déficitaires des 2 hémisphères.



Les cellules d'air polaire

- Dans les régions polaires, l'air froid et lourd subsiste et entretient au sol des hautes pressions. Ces masses d'air froid divergent au sol vers les latitudes tempérées. Les océans traversés cèdent une partie de leur réserve énergétique et de leur humidité. La température de l'air augmente donc, provoquant une ascendance. Un système de basses pressions s'installe progressivement vers 60° de latitude. La cellule d'air polaire donne naissance à une dépression. En altitude, la convergence vers le pôle boucle la circulation au sein de la cellule polaire ainsi créée.

- Aux hte lat, ensoleillement faible : autre meca.
- Refroidissement des masses d'air en alt qui est le moteur principal → cree une branche desc assoc aux BP où les precipitations sont abondantes.
- Explique la variation de l'épaisseur de la troposphère entre les zones équatoriales et polaires

La mousson

- Processus de brise de mer/brise de terre à très gde échelle entre l'océan et le continent indien.
- Au cours de la mousson indienne (avril à novembre)
 - océan : zone anticyclonique et relativement froid
 - continent: zone plus chaude , dépressionnaire et siège d'un courant asc
- ➔ le vent souffle vers le N-O, cellule se complète par un retour en alt vers l'océan
- Le déplacement vers le nord de la ZITC o nivo de l'himalaya induit une traversée de l'équateur par les alizés de l'HS qui sont alors déviés vers l'Est par la force de coriolis
- ➔ conflit : fortes précipitations entre les alizés chargés d'humidités et l'air sec d'origine cont sur l'inde

De décembre à mars inversion

- Cont asiatique refroidi, anticyclone cont sur Mongolie, vent souffle vers le sud ouest vers l'océan indien qui est resté + chaud et l'Afrique orientale où règne une zone dépressionnaire
- La ZITC migration au sud de l'équateur et les vents sont déviés vers l'est.
affrontements (5-15°S) alizés du SE au nivo ZCIT précipitations ms - ; afrique ZCIT (20°N) affrontements d'un vent du NE sec ac alizés du S humides et déviés par forces de coriolis

Déplacement des cellules de Hadley

- En [juin-juillet-août](#), du fait de l'inclinaison de la Terre dans l'hémisphère nord, la zone qui reçoit le plus de chaleur de la part du soleil se trouve au voisinage de 10° de latitude nord. C'est donc l'hémisphère sud qui est le plus déficitaire en énergie. La cellule de Hadley sud y est alors la plus intense. En conséquence, la ZCIT se déplace vers le nord. Elle apporte la pluie dans les zones sahéliennes (sud du Sahara), tandis que les précipitations des latitudes tempérées se déplacent vers le nord.
- En [décembre-janvier-février](#), c'est dans l'hémisphère nord que la cellule de Hadley est la plus importante. Le voile de cirrus sur l'Afrique du Nord atteint parfois l'Égypte. Le déplacement de la ZCIT se fait vers le sud. La saison sèche commence au Sahel et la pluie tombe dans le nord du désert de Kalahari (Botswana), tandis que les précipitations liées au front polaire sont responsables de la saison humide au nord du Sahara.

Dépression tropicale et cyclone

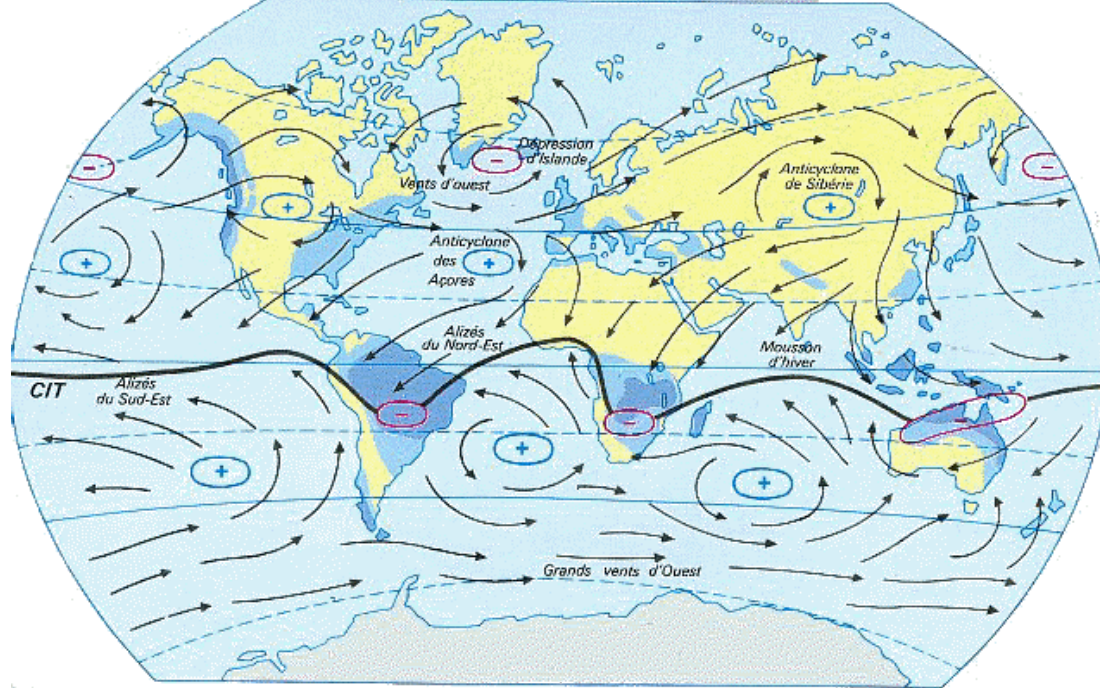
- A partir de la fin du mois d'Août et jusqu'à la moitié du mois d'Octobre, les paquets nuageux (cumulonimbus) que l'on voit au dessus du Golfe de Guinée peuvent atteindre les côtes américaines en s'amplifiant. On parle alors de dépression tropicale et de cyclone. Pour qu'un cyclone se crée, il faut un fort contraste entre la température de l'océan et celle de l'atmosphère. Ainsi, la formation d'un cyclone nécessite une température de l'océan supérieure à 26°C.

Les perturbations du front polaire

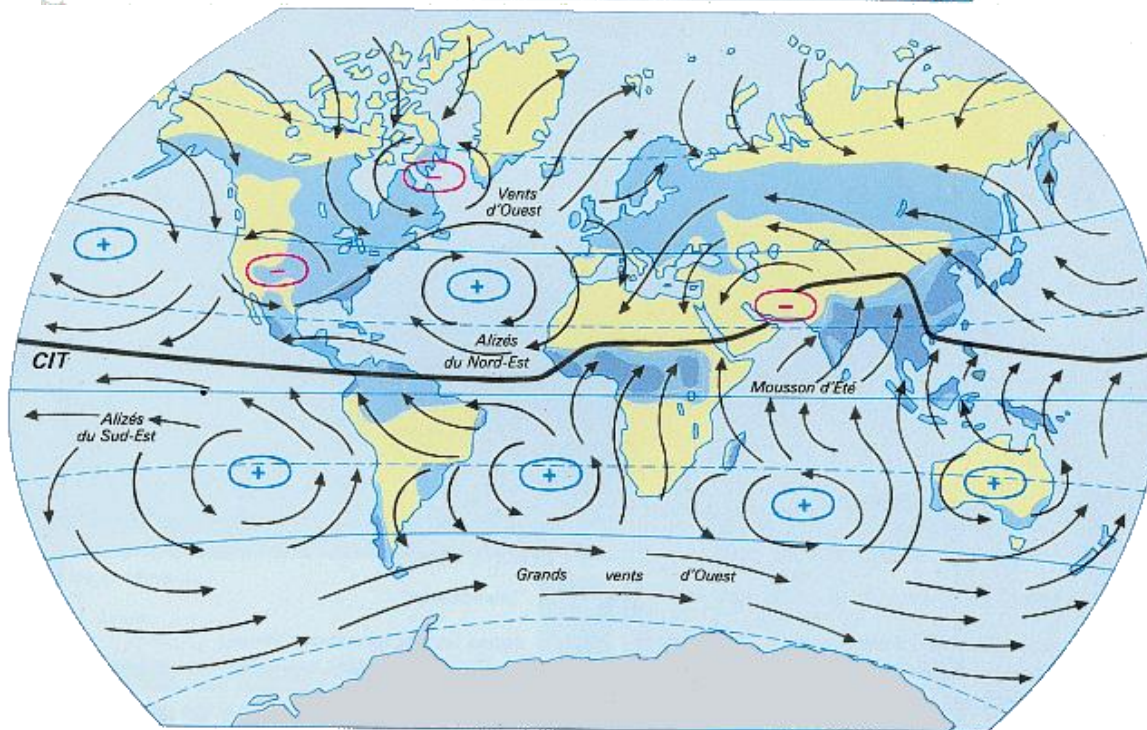
- Le contact entre les masses d'air froid d'origine polaire et les masses d'air chaud d'origine tropicale, se fait le long du front polaire. Le front polaire n'est pas une ligne continue. Sa forme dépend des différences de pression entre les continents et les océans. Sa position varie en latitude selon les saisons. Il s'étend vers le sud en hiver (40° de latitude) et est rejeté vers le nord en été (Scandinavie) dans l'hémisphère nord.
- L'air polaire et l'air tropical s'affrontent en permanence le long du front polaire. De cet affrontement, naissent les perturbations du front polaire, où des "bulles" d'air chaud tropical sont soulevées et progressivement intégrées dans l'air froid polaire.

Le front polaire constitue donc un lieu d'échanges thermiques entre zones chaudes et zones froides.

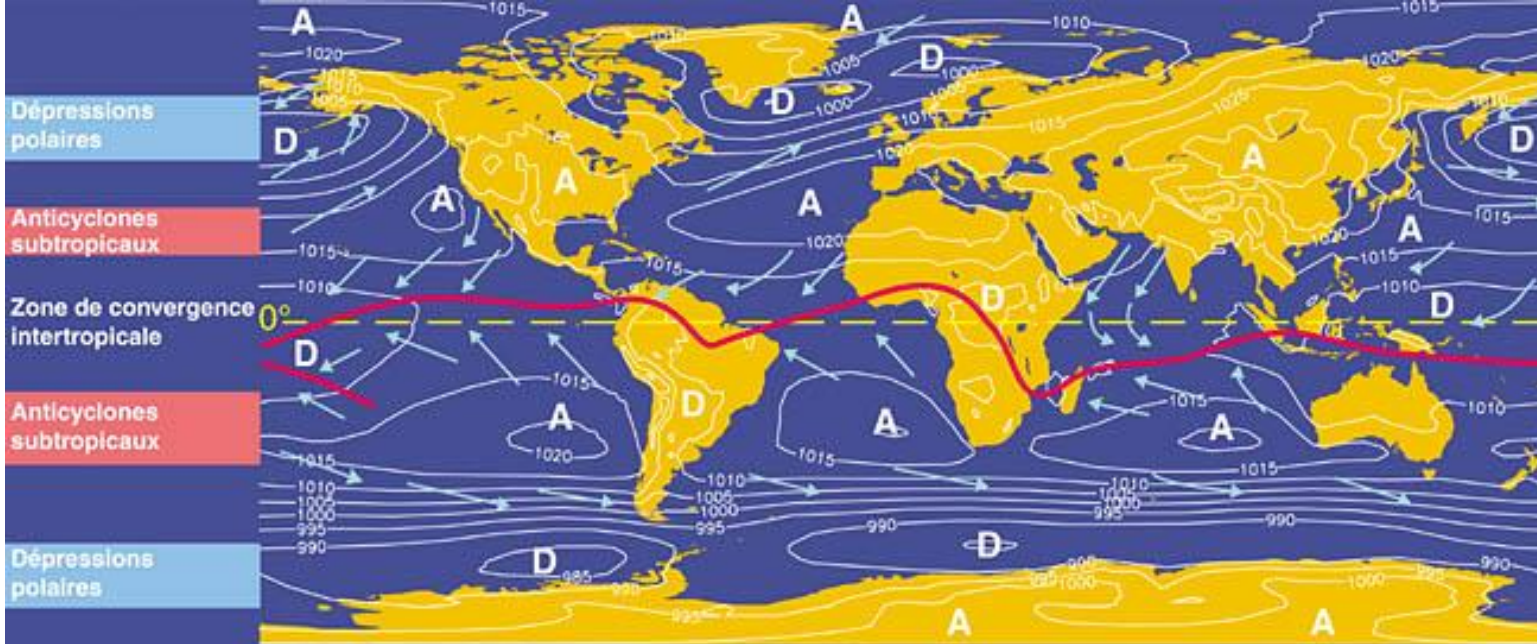
- Une perturbation est toujours associée à **une cellule dépressionnaire**, conséquence du soulèvement de l'air chaud donc léger par l'air froid et dense. Un tourbillon (ou vortex) apparaît, se creuse et se déplace d'Ouest en Est. Les vents peuvent atteindre jusqu'à 150 km/h selon l'importance de la dépression. Les zones dépressionnaires voisines des 60ème de latitude Nord et Sud sont plus importantes en hiver qu'en été ce qui a pour conséquence d'engendrer une circulation perturbée d'Ouest plus rapide et plus virulente en hiver.



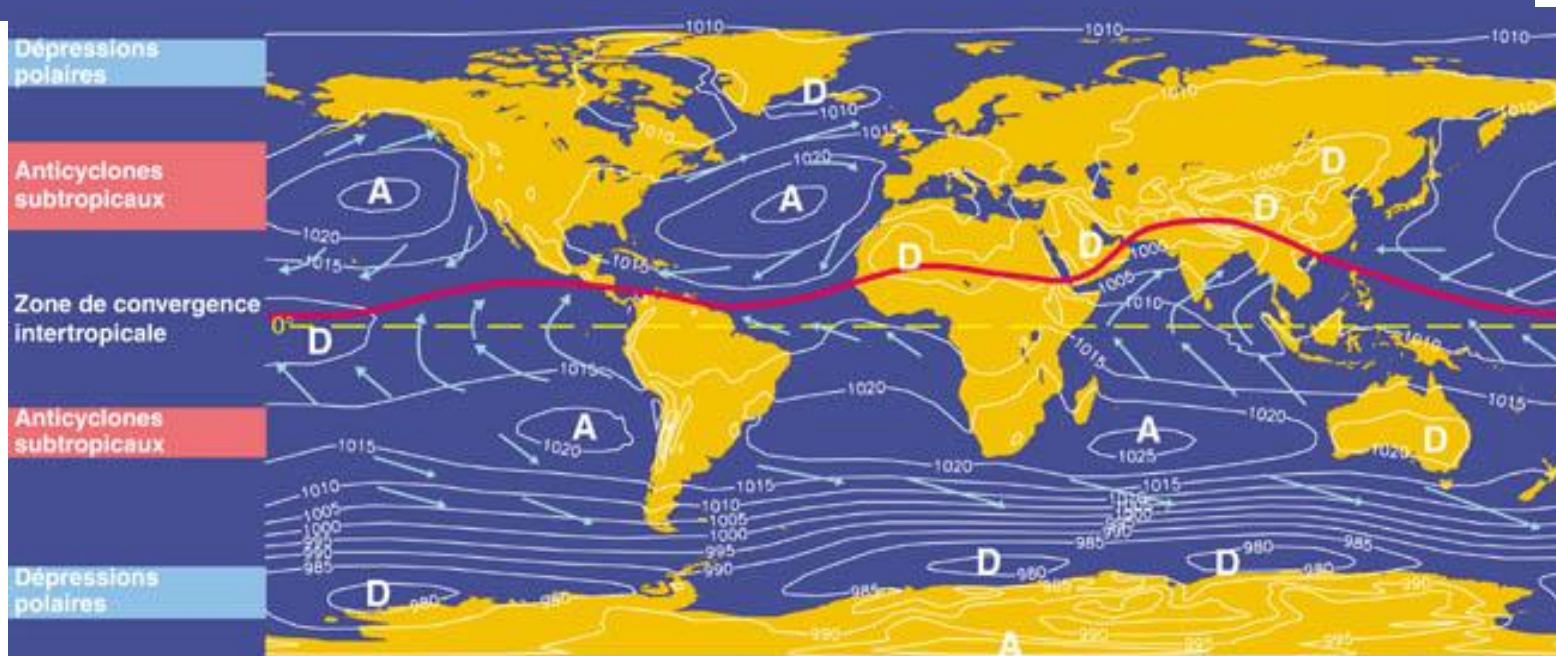
hiver



été



Pression moyenne de surface (hPa) et ZCIT - janvier



Pression moyenne de surface (hPa) et ZCIT - juillet

Les centres d'actions anticycloniques et dépressionnaires

durant l'hiver de l'hémisphère Nord (ou boréal)

- des **centres anticycloniques d'origine thermique** s'installent sur le continent nord américain, mais surtout sur l'Asie où se constitue l'immense **anticyclone de Sibérie** ;
- au dessus des océans, l'anticyclone du Pacifique Nord -**anticyclone d'Hawai** est moins consistant que l'**anticyclone des Açores** (renommé anticyclone des Bermudes lorsqu'il se déplace vers l'ouest) qui domine les parties centrales de l'Atlantique Nord.
- En même temps 2 puissants centres dépressionnaires organisent la circulation des vents océaniques à l'approche des régions polaires : la **dépression d'Islande** (qui s'étend du Labrador au Nord de la Norvège) et la **dépression des Aléoutiennes** au nord du Pacifique Nord.

durant l'été ces 2 dépressions faiblissent considérablement alors que les 2 anticyclones se renforcent : mais une immense dépression thermique envahit alors toute l'Asie centrale et se prolonge jusqu'en Afrique au dessus du Sahara

- **la répartition de ces centres dans l'hémisphère Sud (ou austral)** est bien moins contrastée que dans l'hémisphère Nord en fonction des saisons. Les portions de continent situées dans la zone australe des latitudes subtropicales et tempérées sont généralement trop restreintes pour générer d'importantes centres d'origine thermique
- on peut cependant signaler l'apparition d'un anticyclone thermique modérée sur l'Australie au cours de l'hiver austral (qui correspond à l'été boréal).
- En revanche les parties sud des océans Atlantique, Indien et Pacifique sont animées respectivement par 3 centres d'actions qui se maintiennent toute l'année : l'**anticyclone de l'Atlantique Sud ou de Sainte Hélène**, l'**anticyclone des Mascareignes** et décalé vers l'Amérique l'**anticyclone de l'île de Paques**. A cette zone anticyclonique - hachée durant l'été austral par les continents - succède plus au sud une zone dépressionnaire continue qui couvre tout l'année le vaste domaine océanique entourant l'Antarctique

Les masses d'air

- **Une masse d'air qui occupe un volume à grande échelle et se caractérise par une certaine uniformité horizontale de température et d'humidité est une portion de la troposphère**
Les masses d'air sont séparées par des fronts qui forment une zone de transition, zones où varient sensiblement et rapidement les champs horizontaux de température et d'humidité
Une masse d'air se définit comme une importante section de la troposphère dont les caractéristiques vont de pair avec les vastes régions terrestres dont elle subit l'influence : par exemple en hiver les hautes latitudes qui ne reçoivent que peu d'ensoleillement ont un air très froid, par contre au dessus du golfe du Mexique l'air est plus chaud et plus humide. Bien que l'air froid soit graduellement réchauffé dans sa descente vers le sud il y a un contraste marqué entre les masses d'air lorsqu'elles sont côte à côte dans la zone tempérée. Si la surface de la Terre était uniforme il ne pourrait y avoir que 2 masses d'air: une chaude et une froide qui seraient séparées par un front polaire. Mais la présence des continents et des océans vient changer les choses. Les échanges de chaleur et d'humidité entre l'atmosphère et la surface étant bien différents il en résulte la formation d'autres masses d'air
En résumé la planète est entourée d'air arctique et antarctique, d'air polaire et d'air tropical.
- En plus de diviser l'air selon un régime de température on le divise aussi selon son humidité spécifique : une masse d'air sec sera "continental" et une masse d'air humide sera "maritime"
En combinant les 2 types de classification on a **6 masses d'air** :
 - **continentales polaires (cP)**
 - **continentales arctiques (cA)**
 - **continentales tropicales (cT)**
 - **maritimes polaires (mP)**
 - **maritimes arctiques (mA)**
 - **maritimes tropicales (mT)**Les masses d'air ne sont pas statiques elles voyagent en fonction des vents, ce qui fait que tout au long de leur trajet les caractéristiques des masses d'air seront modifiées et si les différences deviennent nombreuses et atteignent une grande échelle tant à l'horizontale qu'à la verticale la masse d'air changera de type
Ces différentes masses d'air donnent des temps très différents qu'il s'agisse de l'été ou de l'hiver
La rencontre d'une masse d'air froid et d'une masse d'air chaud donne naissance à une dépression

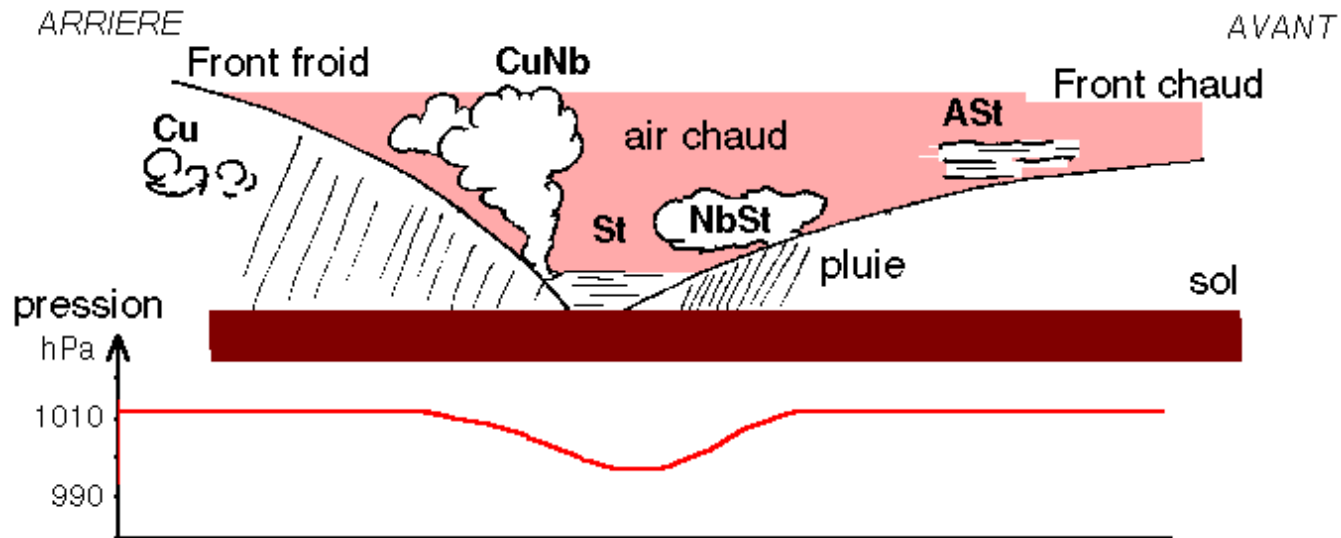
Les jet streams

- Au nivo du FP affrontements des masses d'air chaud méridionales et masse d'air froid polaire → chute importante de l'alt de la tropopause. Très fort g° de P qui engendre des vents d'ouest violents: jet streams vitesse de 400-500km.h-1
- voyage à 12km d'alt pour liaison New York Paris et seulement 9km pour aller

Influence des courants océaniques

- Temp air influencée par celle de l'eau océanique elle mm par courants marins
 - gulf stream ++ en Europe
 - labrador refroidit cotes canadiennes
- ➔ Contraste en hiver pour des régions situées au 49° pour paris et 46° pour Québec + au sud
- ➔ Sans cette redistribution : climat terrestre bcp plus marqué, dissymétrique du fait de la répartition hétérogène des continents
- Albédo de l'océan
- Flux IR nulle la nuit
- Océan : volant thermique plus gd que continent, rétrocede avec retard la chaleur emmagasinée:
 - L'HN : surtt cont, rétrocede presk tte la chaleur emmagasinée au cours del'été boréal pdt la mm saison
 - L'HS: surtt maritime, rétrocede la chaleur emmagasiné pdt l'été austral, en gde partie ac retard au cours de l'hiver austral (été boréal) ➔ dissymétrie des écarts entre tep saisonnières des 2 H.

système nuageux associé à une perturbation atmosphérique



- Les perturbations sont associées en familles. L'arrivée d'une perturbation s'accompagne d'une baisse de pression (dépression) qui se déplace généralement d'ouest en est dans l'Atlantique nord à une vitesse variable voisine d'un millier de km par jour. Leur formation est amorcée par la déviation en altitude du jet stream qui produit une sorte d'aspiration des couches inférieures.

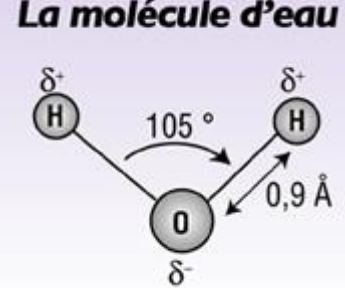
Cu: cumulus CuNb: cumulo-nimbus St: stratus NbSt: nimbo-stratus ASt: alto-stratus

L'hydrosphère

- Composition:
 - Eau de mer 97%
 - Glaces 1.7% (60% eaux douces)
 - Eaux souterraines 1.2% (40%)
 - Eaux de surfaces 0.01% (0,2%)
 - Atm 0.001%
 - Eau bio 0,00112%

+eau dans croûte et manteau : 23% eaux interstitielles+hydrosphère
- Eau océanique soit 97 ou 65% selon système
 - 35%% de sels sous forme d'ions (Na^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^{+} , Cl^{-} , SO_4^{2-}) apportés par eaux cont+hydrothermalisme
 - Molécule eau → propriétés physique et chimique, dissolution pratiquement tout les corps sed
- Disparité N(1/3) /S (2/3)
- Fq de répartition des alt 2 nivo privilégiés l'un vers +300 et l'autre vers -4800m
- Alt moy des continents 840m et profondeur moyenne vers -3800m (2 croûtes de nature différente)

Propriétés de l'eau de mer



- polarité de la molécule → possibilité d'interagir avec d'autres molécules polaires interaction moléculaire = première condition pour être un solvant; assemblage par liaisons électrostatiques
- 0° c 100° c énergie supp pr rompre liaison H (-100° c et -80° c)
- Chaleur spé (4.18.103 J/KG/° C) et chaleur latente de fusion (3.3.105 J/KG/° C) + forte de ts les corps → transfert de chaleur ds courants océaniques + régulation de la température (forte inertie pas de changemt brutaux)
- Chaleur latente de vap la + forte (2.25.106 J/Kg/°C) → rôle important ds transfert d'eau et de chaleur ds l'atm
- Viscosité la plus faible (3.10-3 Ns.m-2) → écoulemt facile pr = différence de P°
- Cste diélect (80-20°c) la + forte de ts les liquides → lessivage et précipitation chimique.
- La + forte conduction thermique de ts les liquide , transparence à la lumière , abs ds IR et UV
- Pouvoir de solvant le plus important pour le nb de subt susceptibles d'être solubilisés que pr qté (qui agmt la densité)
- Abaissement du pt de congélation (-1.9°c) pour une salinité de 35 ‰ → important ds formation de glace d'eau de mer
- Fusion glace : rupture de liaison H , tassemt molec ac diminution du v et augm de la densité, la glace flotte sur l'eau ; max densité eau à 4°c à p atm. Cette d dim ac la salinité est atteint au pt de congélation cad 1.9°c d'où le plongement des eaux polaires.

- 2 types de glaces:
 - **Icebergs:** glace d'eau douce, proviennent de l'écoulement vers la mer de glaciers des inlandsis arctique et antarctique alimentés par chute de neige. joue rôle modeste dans l'eau thermique et salin
 - **Banquise:** dues à la congélation en surface de l'eau de mer, eau pure, augm salinité de l'eau résiduelle, pr que de nouveaux cristaux apparaissent il faut que la temp continue de s'abaisser régulièrement.
- ➔ Formation de masses d'eaux denses salées et très froides dans les régions polaires. plongent en profondeur et jouent un rôle capital dans la circulation océanique globale (circulation thermo haline) en s'écoulant vers l'équateur à travers les grands bassins océaniques
- ➔ Refroidissement des zones océaniques profondes!

Répartition des températures dans l'océan

- Paramètres : T° et salinité \rightarrow densité \rightarrow circulation thermohalines
- Température de surface:
- En fonction de l'ensoleillement $28/30^\circ\text{C}$ ZE à -1.9°C ZP \rightarrow composante lat ms perturbée par courants et vents(refroidissement), masse continentales
- Chaleur emmagasinée : régulateur du climat des cont. dissymétrie entre cote est/ouest des océans aux faibles et moy latt; variation journalière faibles sauf mer peu profondes, mer intracont écart saisonniers important (régime cont)

- **En profondeur: La thermocline permanente**

- Temp moyenne océan : 3.5°C
- conduction phénomène très lent participe peu pr réchauffement ds couches les + profondes de l'océan
- Tubulence par vagues+vents = méca principal: niveau de mélange
- Entre ce niveau et la profondeur de 1000m = tranche d'eau où le g° de T° est important (15-20°C → 5°C) : thermocline permanente : pas de variation saisonnière et ds ts les océans
- Au delà de 1000M T° stables ms basse = couche profonde

Circulation eaux froides : miocène éocène 35Ma qd eaux ZP ds océan atla.
Variations au court du tps climats, courants, position cont.

Crétacé +chaudes, faibles g° verticaux 10-23°C au lieu de 2°C et 32°C eaux surfaces tropicales

Cl: phénomène complexe dpd circulation profond+action des vents

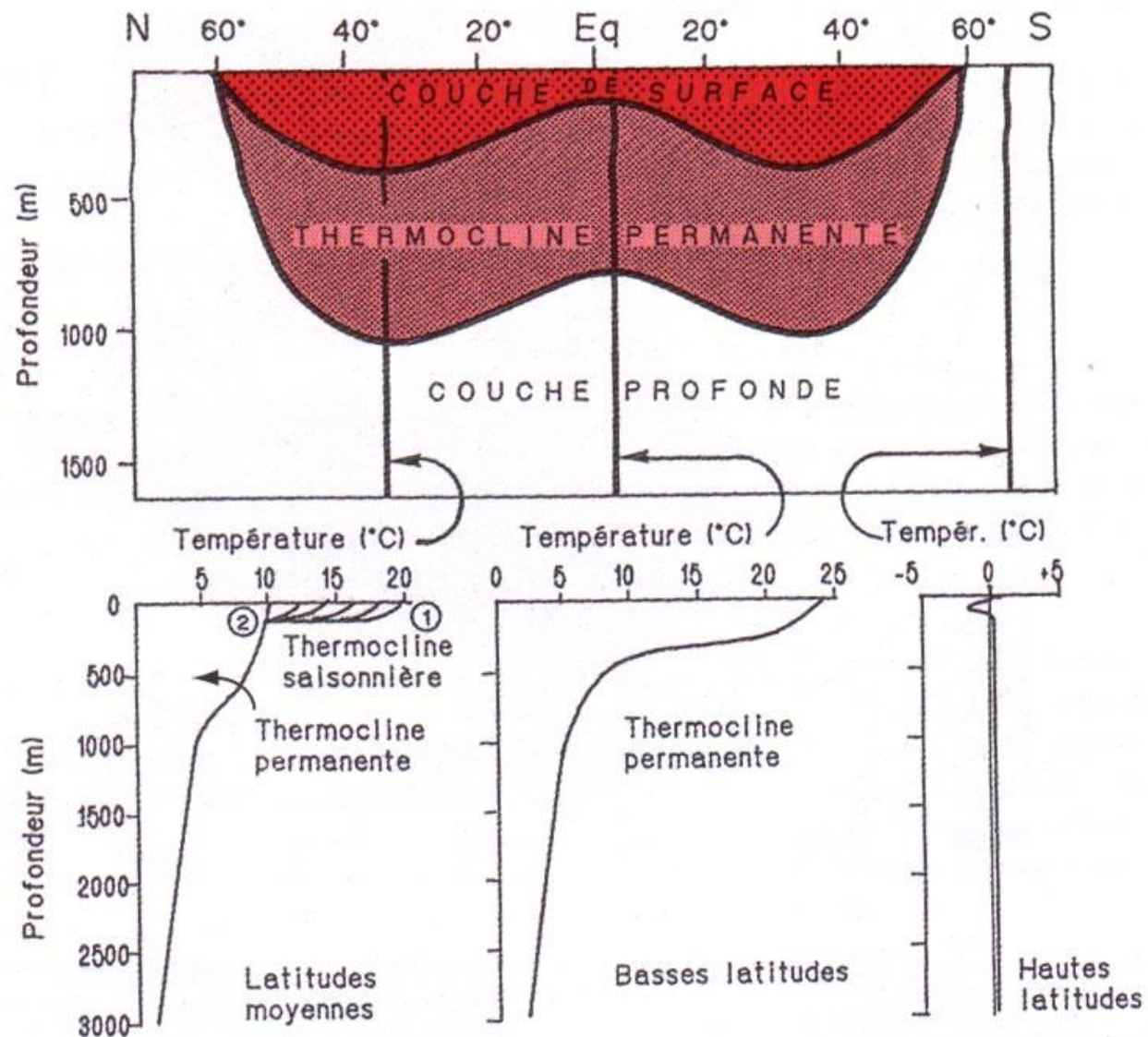


FIGURE 2.42 – Épaisseur des différentes couches thermiques de l'océan en fonction de la latitude et des profils associés de température en fonction de la profondeur. La profondeur de la couche superficielle de mélange est plus faible aux basses latitudes du fait de vents calmes, de plus faibles contrastes saisonniers de température et surtout de la divergence équatoriale (effets des alizés) qui entraîne un appel d'eaux profondes (upwelling). Aux latitudes moyennes, on observe une thermocline saisonnière (1 : température en août et 2 : température en mars).

Influence des
eaux dense et
froides de RP

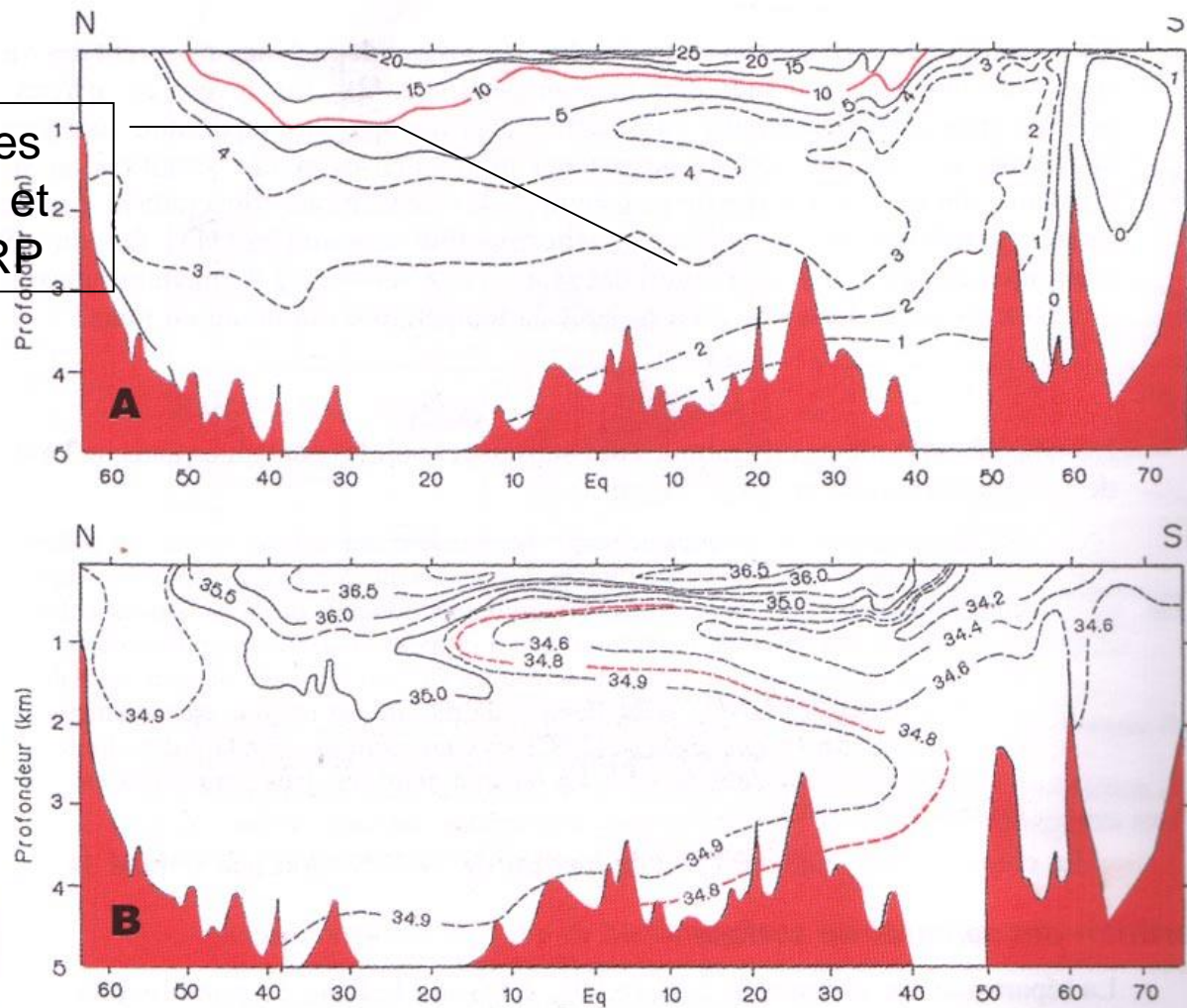


FIGURE 2.43 – Répartition des températures ($^{\circ}\text{C}$) et des salinités (‰) sur une coupe N-S de la partie Ouest de l'Atlantique.

A – Températures : On notera la remontée des isothermes 15 et 10°C aux basses latitudes sous l'effet de la divergence équatoriale et de l'absence des vents et le plongement aux latitudes nord des isothermes 3 et 4°C matérialisant la présence d'une masse d'eau d'origine polaire (comparer avec la fig. 2.56).

B – Salinités : la forte salinité en profondeur des eaux d'origine polaire est bien visible, la ligne d'isosalinité $34,8\text{‰}$ définit la masse d'eau profonde Nord Atlantique (NADW, fig. 2.56).

La thermocline saisonnière:

- T° et extension en profondeur du nivo de mélange montrent des variations saisonnières aux lat moyenne.
 - En hiver : isotherme pratiquement
 - En été: stratif , eaux sup T° augm et – denses
→ stratif stable
- Fort g° de T° en fonction profondeur. volant thermique, retard par rapport aux saison max :août ;mini :en mars

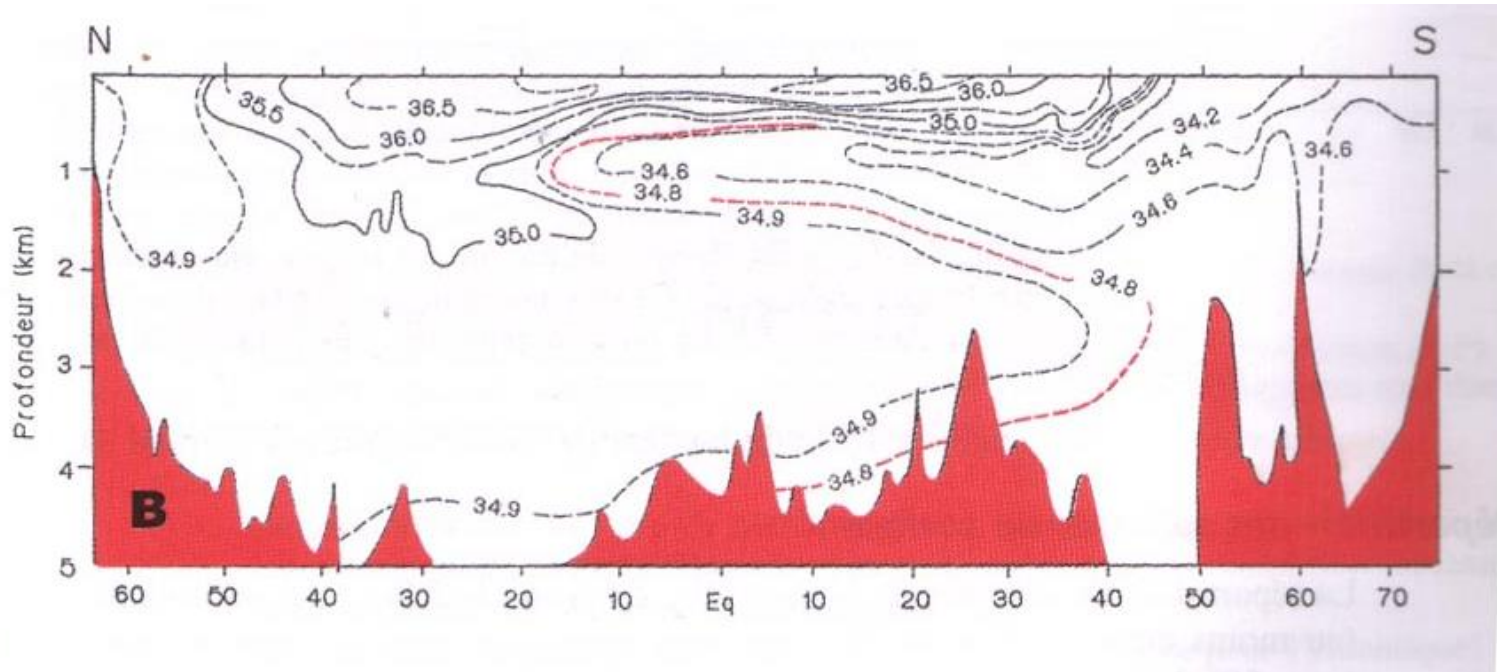
Salinité

- M des sub solides contenues ds 1 kg d'eau de mer , g.Kg⁻¹ ou %
[mesure par titrage de la chlorinité par AgNO₃, actuellement conductivimétrie par comparaison ac ne solution standart de salinité connues ou de KCl; relation : %% = 1,80655 chlorinité]
34.72%% en moyenne

Répartition des salinités de surface

- Bilan evap/précipitation (entre 40°N et 60°S), max ds régions subtrop (vers 20°) où l'evap>précipitation
- Modif régionales : baisse au débouché des gds fleuves, + ds lagons et bassins océaniques d faible latt à forte evap et faible apport d'eau cont .Les salinités moyenne différentes d'un océan à l'autre fonction contexte géo et climatique:
>océan pacifique: 34.62; indien 34.76; atlan 34.90%
- Rôle capitale pr circulation globale
Faible salinité pacifique : pas de zone de formation d'eaux profondes
Altan : eau salée medit
Bilan hydrique pacifique nul; basse lat zones à forte evap de la partie ouest ms aussi zones à t fortes précipitations.plus à l'est nuages de l'evap de l'atlan franchissent l'isthme du panama et retombent ds le pacifique.➔ gulf stream (golf Mexique) courant très salé (sup 36) role majeur ds circulation et climat
- Variations annuelles restreintes sauf pr régions sub polaires: fonte glace -0.7 et régions à fortes variations sais des précipitations (océan indien variation peut atteindre 3 : mousson)

Variation salinité avec la profondeur



- Amplitude - gde que T° (sauf RP)
- Régies par circulation globale
 - Masse d'eau (eau subantarctique intermédiaire AAIW) de salinité mini vers 700-800m (entre 45°S et 20°N ds l'atlan)
 - Masse d'eau + salée des R° polaires nordiques limitées par la valeur de 34.8 (eau profonde Nord Atla NADW)

Composition chimique de l'eau de mer

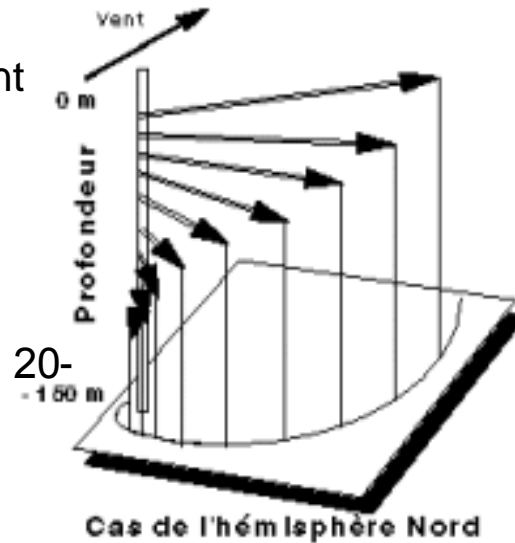
- Les GAZ dissous
- Solubilité dim qd temp augmente

Circulation Océanique

- 2 moteurs : densité (T° et salinité) + action des vents
- Mvt modif par force de coriolis
- Vagues , houles et marées → transport sed cf chap 10.

Action des vents : la spirale d'Eckman

- Courants de surface ne sont pas liés directement au vent ms sont déviés
- En profondeur eau entraînée par friction ms v décroît au fur et à mesure que l'on desc
- Observation : dérive des icebergs n'est pas // au vent ms angle de 20-40° vers la droite
- Ekman modélisation par océan théorique:



océan succession infinie de couches, sommet friction du vent et base à la friction du niveau sous jacent. La contrainte créée par le vent se transmet de proche en proche et la v du courant ds chaque nivo dim pp.

l'équilibre en force de coriolis et le vent aboutit à un courant de surface faisant un angle de 45° par rapport à la direction du vent. cet angle augm ac la profondeur.

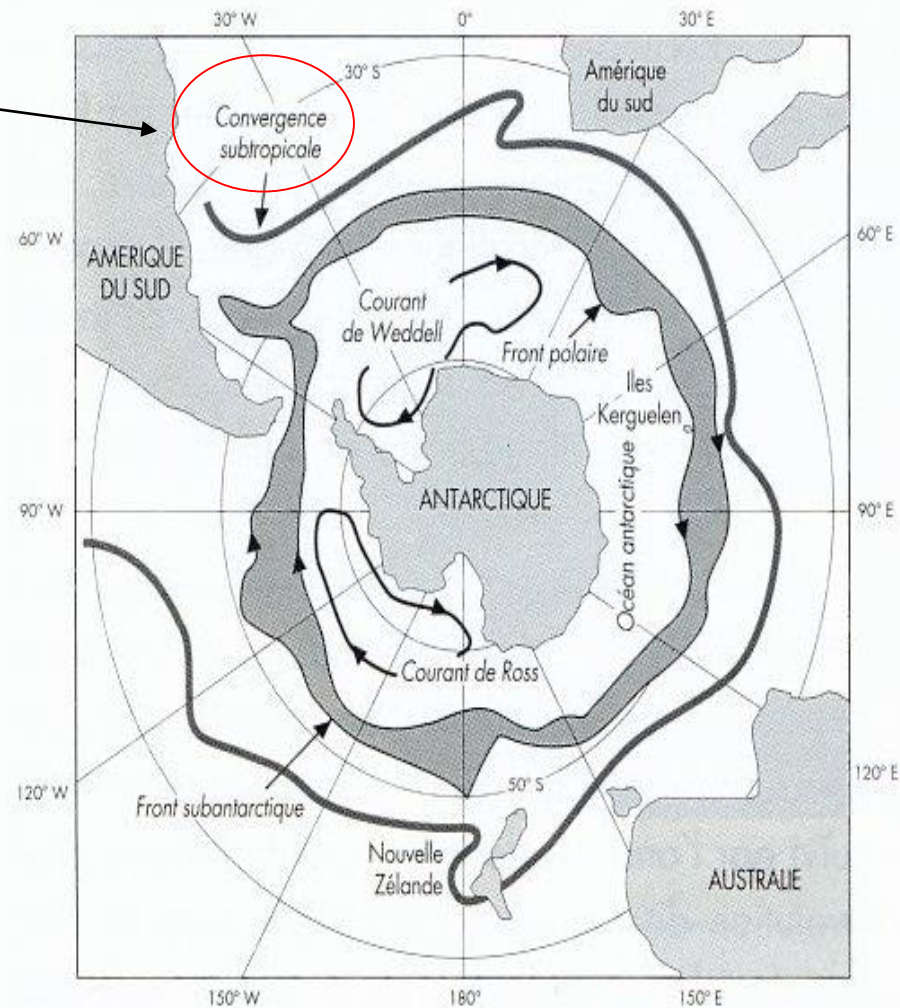
Le transport moyen ds la couche est perpendiculaire à la direction du vent; à la base sens inverse à celui de la surface.

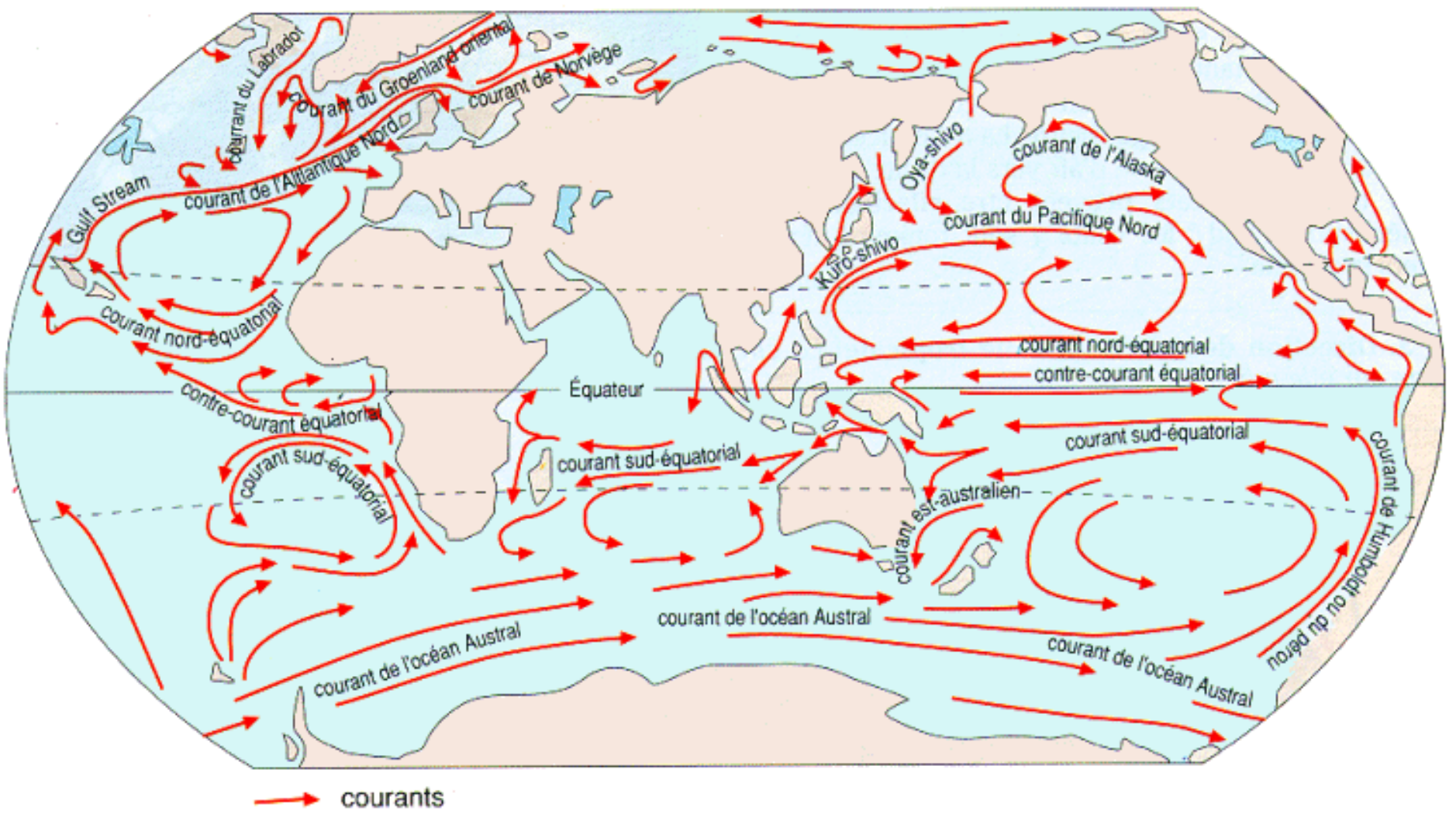
Dans océan base : 100-200m env corresp à l'épaisseur du niveau de mélange

Circulation de surface

- Complexe , variation vents : intensité, direction + modifs dues o continents
- Alizés et les vents d'ouest : couples de forces induisant ds chaque hémisphère une cellule de circulation anticyclonique des eaux superficielles.
 - Chaque cellule branche équatoriale et branche subpolaire
 - 2 branches latt réunies par circulations méridienne // aux limites continentales (importance pr transfert de chaleur à la surface)
- HN circulation cyclonique sub polaire; branche nord de la cellule AC pr 80% vers SE boucle le circuit AC et 20% NE branche orientale de CC subpolaire : rechauffe cote NW de l'europe

- HS température varie de 4-5°C vase diatomées à boues à foram gde changemt climatique, biogéo et sédimento





Les mouvements verticaux

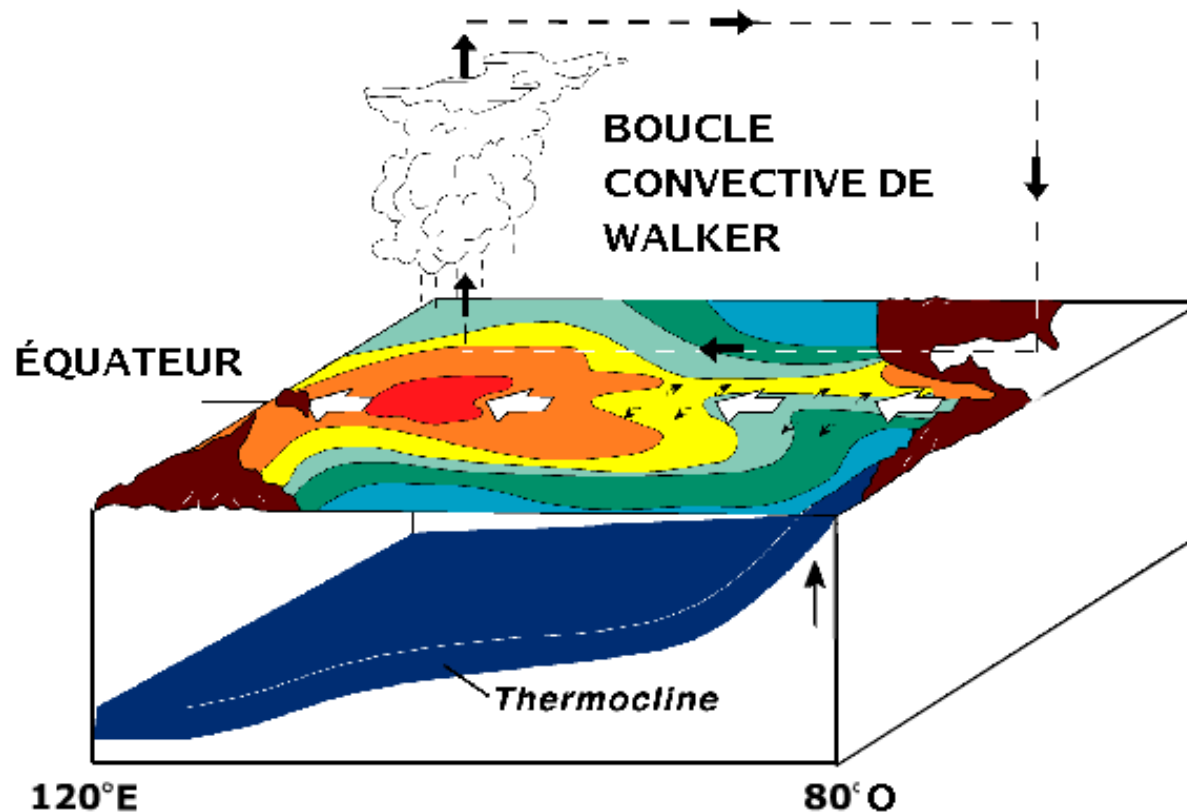
- Vents => mvt verticaux up (dps le thermocline) et downwellings (+ bas)
- Zone de convergence : down
- Zone divergence : up (alizés poussent eaux vers N,S,E migration compensée par remontée d'eau : équatorial)
- CC → divergence → Up
- CA → convergence → donw

- UP ds contexte cotier: qd vent souffle // à la cote, ds HN qd cote se trouve à la gauche de la direction des vent dominants(Portugal), les eaux de surface (légères et chaude sont entraînées au large (transport ekman), elles sont remplacées par eaux froides et denses des nivo + profonds (up cotiers) : perou , somalie,mauritanie...
- → csq sur climat: refroidissemnt cont,vent humides piégés ds cellules cotières → arrière pays désertique

El Niño

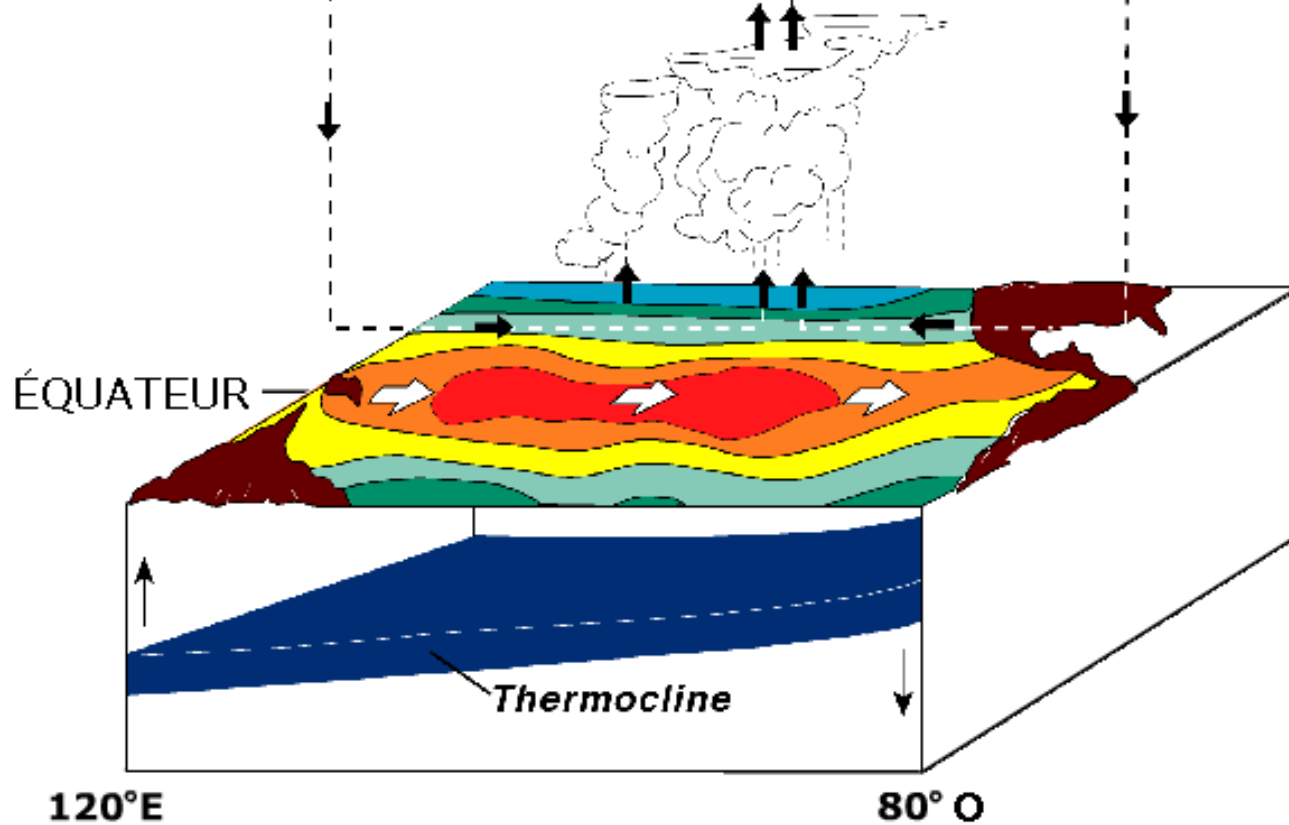
- On peut dire qu' *El Niño* résulte d'un dérèglement atmosphérique de la circulation de Walker que l'on arrive mal à expliquer et qui revient périodiquement.
- C'est un grand courant marin d'une taille comparable à celle des États-Unis qui survient exceptionnellement certaines années.
- Il apparaît en moyenne une ou deux fois par décennie le long des côtes péruviennes à la fin de l'hiver, vers décembre janvier.

El Nino



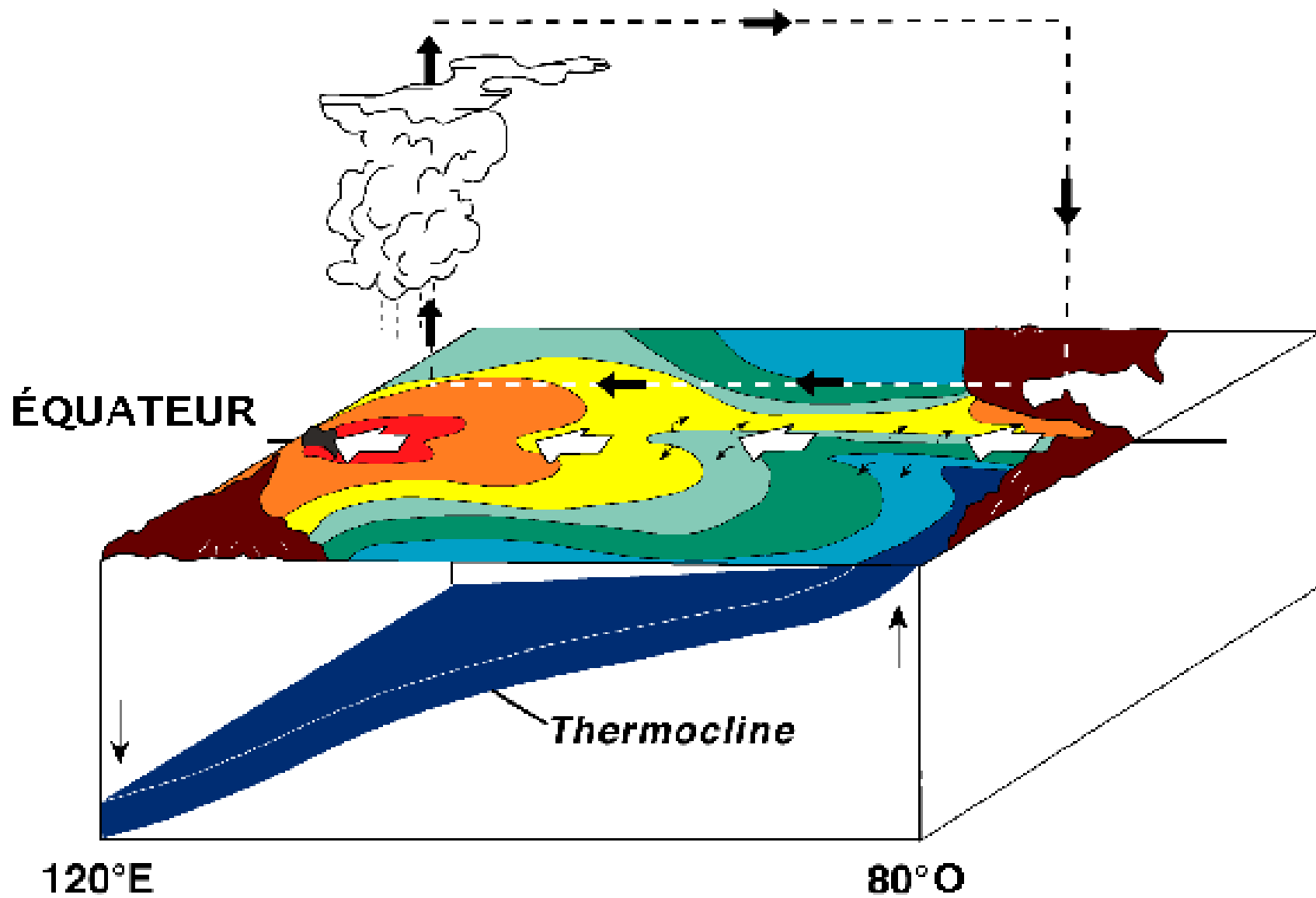
- En temps normal, une zone cyclonique située au milieu du Pacifique chasse les eaux chaudes superficielles par des vents du sud-est vers l'Australie et provoque des remontées d'eaux froides sur les côtes du Pérou, c'est le phénomène d'upwelling.

- Le premier signe d'apparition d'*El Niño* est un renforcement considérable de ces vents de sud-est.
- ➔ accumulation d'eaux chaudes dans le Pacifique Ouest, faisant monter le niveau de la mer sur les côtes australiennes.
- ➔ Mais dès que les vents du sud faiblissent, les eaux « chaudes » du Pacifique Ouest envahissent celles du Pacifique Est. C'est alors le début du phénomène. *E*



- ➔ *El Niño* peut donc être relié à un affaiblissement temporaire, et très prononcé, de l'anticyclone présent au milieu du Pacifique. La force des alizés du sud-est diminuant, on assiste à un reflux en masse, vers les côtes américaines où les eaux sont plus basses, de l'eau chaude accumulée dans la partie occidentale du Pacifique Sud.

- La durée d'*El Niño* est en général d'environ 18 mois. Ce délai passé, les eaux froides se propagent vers l'ouest.
- C'est alors la fin du phénomène qui peut être suivi de son inverse *La Niña*. Une corrélation est remarquable entre les pressions atmosphériques de l'est et de l'ouest du Pacifique. Quand elles augmentent à l'ouest, elles diminuent à l'est, et inversement. Ce phénomène accélère les vents de surface d'est en ouest, du Pérou jusqu'en Indonésie ou les diminue en période *El Niño*.
- *El Niño* fait encore l'objet de nombreuses recherches dans le but de découvrir les causes de ce phénomène marin.



- provoque de nombreux bouleversements [climatiques](#). Les [océans](#) et l'atmosphère sont en continuelle interaction. Les modifications induites sur la température de surface de la [mer](#) vont affecter les [vents](#).
- Quand les [alizés](#) soufflent à leur pleine puissance, l'[upwelling](#) d'eau froide le long du [Pacifique équatorial](#) refroidit l'[air](#) qui le surplombe, le rendant trop dense pour qu'il s'élève assez haut pour permettre à la [vapeur](#) d'eau de se condenser et de former des [nuages](#) et des gouttes de [pluie](#). Ainsi l'air reste libre de nuages pendant les [années](#) « normales », et la pluie dans la ceinture équatoriale est largement confinée dans l'extrême ouest du bassin, au voisinage de l'[Indonésie](#).
- Mais lorsque les alizés soufflent, s'affaiblissent et régressent vers l'est pendant les premiers stades d'un événement *El Niño*, l'[upwelling](#) se ralentit et l'océan se réchauffe. L'air humide à la surface de l'océan se réchauffe également. Il devient assez léger pour former des nuages épais qui produisent de fortes pluies le long de l'[équateur](#). Cette modification des températures de surface océanique est donc responsable du déplacement vers l'est du maximum de pluie sur le Pacifique central. Les ajustements atmosphériques associés correspondent à une baisse de [pression](#) dans le Pacifique central et oriental et à une augmentation de pression dans le Pacifique Ouest ([Indonésie](#) et [Australie](#)), propice à un plus grand retrait des alizés.
- Ainsi, l'*El Niño* de [1982-1983](#) a produit des effets dramatiques sur les [continents](#). En [Équateur](#) et dans le nord du [Pérou](#) environ 250 cm de [pluie](#) tombèrent pendant 6 [mois](#). Plus vers l'ouest, les anomalies du [vent](#) ont dérouté les [typhons](#) de leurs routes habituelles, vers [Hawaï](#) ou [Tahiti](#) non préparées à de telles conditions météorologiques.

- Le phénomène peut affecter par ondes de choc les conditions [climatiques](#) dans les régions les plus éloignées du globe. Ce message d'échelle planétaire est convoyé par des déplacements des régions de pluies tropicales, qui affectent ensuite les structures de vent sur toute la planète. Les [nuages](#) tropicaux porteurs de pluie déforment l'air qui les surplombe (8 à 16 km au-dessus du niveau de la mer). Les vents qui sont formés dans l'air au-dessus de ces nuages vont déterminer les positions des [moussons](#) et les routes des [cyclones](#) et ceintures des vents intenses séparant les régions chaudes et froides à la surface de la [Terre](#). Pendant des années *El Niño*, quand la zone de pluie habituellement centrée sur l'Indonésie se déplace vers l'est, vers le Pacifique central, les ondes présentes dans les couches hautes de l'atmosphère sont affectées, causant des anomalies climatiques sur de nombreuses régions du globe.
- Les impacts d'*El Niño* sur le climat aux latitudes tempérées sont les plus évidents pendant l'[hiver](#). Par exemple:
 - * la plupart des hivers *El Niño* sont doux sur le [Canada](#) occidental et sur des régions du nord-ouest des [États-Unis](#),
 - * pluvieux sur le sud des États-Unis (du [Texas](#) à la [Floride](#))
 - * affecte également les climats tempérés durant les autres saisons. Mais n'est qu'un des nombreux facteurs qui influencent le climat des régions tempérées.
- Ainsi, l'édition [1997](#) d'*El Niño* provoqua :
 - des sécheresses et des feux de forêts en [Indonésie](#), de fortes pluies en Californie et des inondations dans la région du sud-est des États-Unis.
 - T° moyenne du globe, en surface, pour les zones terrestres et maritimes, a également augmenté. (3-5°C) → disparition du plancton → pêche
 - Augmentation du niveau marin de 15°C
 - Vers la fin de décembre [1997](#), une [tempête](#) battant des records a déversé jusqu'à 25 cm de [neige](#) dans le sud-est des États-Unis.
 - Des vagues atteignant jusqu'à 4 mètres de haut se sont abattues au sud de [San Francisco](#). De violentes tempêtes engendrées par *El Niño* ont sévi en [Floride](#). Ces tempêtes ont donné naissance à des [tornades](#) allant jusqu'à 400 km/h.
- Plus récemment, en [juin 2002](#), un certain effet de *El Niño* de [2002](#) se faisait déjà sentir dans les régions tropicales d'[Amérique du Sud](#). De violentes pluies d'[orages](#), les pires des huit dernières [décennies](#), ont détrempé le [Chili](#). Vers la fin du mois de [décembre](#), l'[Australie](#) subissait la pire des sécheresses d'un siècle surnommé la « super-sèche ». Des tempêtes meurtrières se sont également déchaînées sur la côte ouest des États-Unis. Cinq journées entières de grosses pluies et de grands vents.

- P144

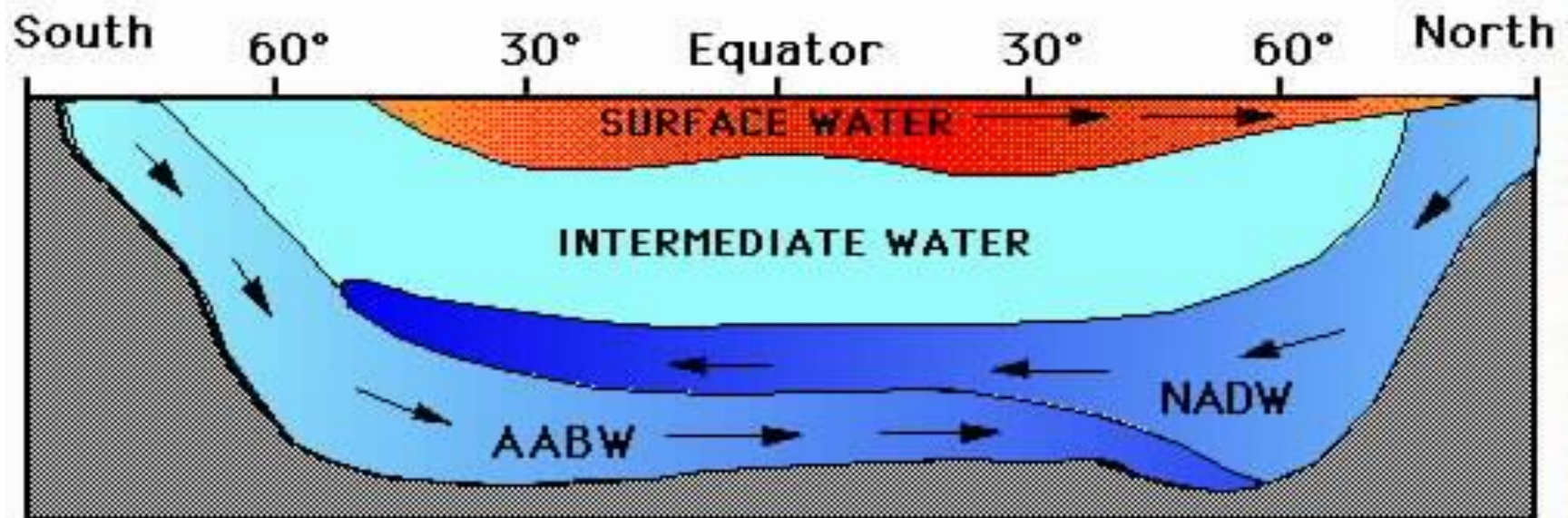
Circulation océanique profonde

- Période de l'ordre du mois
- Eaux suffisamment dense pr migration fond océan
- Interactions Atm/océan ds hte lat refroidissement et formation de glace de mer.
- Plongemt eaux → bassins océaniques
- Convection profonde jusqu'à 3000m
- Compensé par migration vers les poles d'eaux de surface
- Zones les + importantes : Antarct+ atlan N(mer de Norvège ,grœnland)

- Ds l'atlantique processus fav par
 - Salinité élevée : excès evap golfe mex et injection eaux salée par la med.
 - Eaux du gulf stream ++ salinité + refroidissement → plongement
→ Glace pas important
- Antarctique: eau – saline, combi refroidissement + formation glace → plongement des eaux. lorsque la glace se forme poussée vers le large par les vents qui soufflent dps le cont. libère une étendue d'eau libre qui peut continuer à se refroidir → glace peut à nouveau se former

- Eaux de l'océan antarct correspond à l'AABW qui apporte eaux froides et bien oxy jusqu'au 50°N ds le pacifique et 45°N ds l'atlan (3°C ds pacifique et 2°C atlant)
- HN mers de Norvège et Groenland : NADW. Se répand vers sud-est ds l'atlan N et s'insinue ds l'Atlant saut entre l'ABBW et AAIW et finit en se combinant avec l'AABW par se répandre dans tous les océans
- Les autres océans pas de zones de formation d'eau profonde; salinité trop faible au niveau du détroit de Bering (33‰)
- Le courant Kuroshio : pas le même effet que GS car zone où les précipitations compense l'évaporation: salinité pas suffisante
- Eaux de fond de l'atl juvénile alors que les eaux de fond du pacifique sont anciennes, déjà circulé en atlant et l'océan indien et présentent des propriétés particulières(oxy, teneur en CO₂, sous saturé en CaCO₃) liées à leur évolution au cours du temps

Atlantic Ocean Thermohaline Circulation

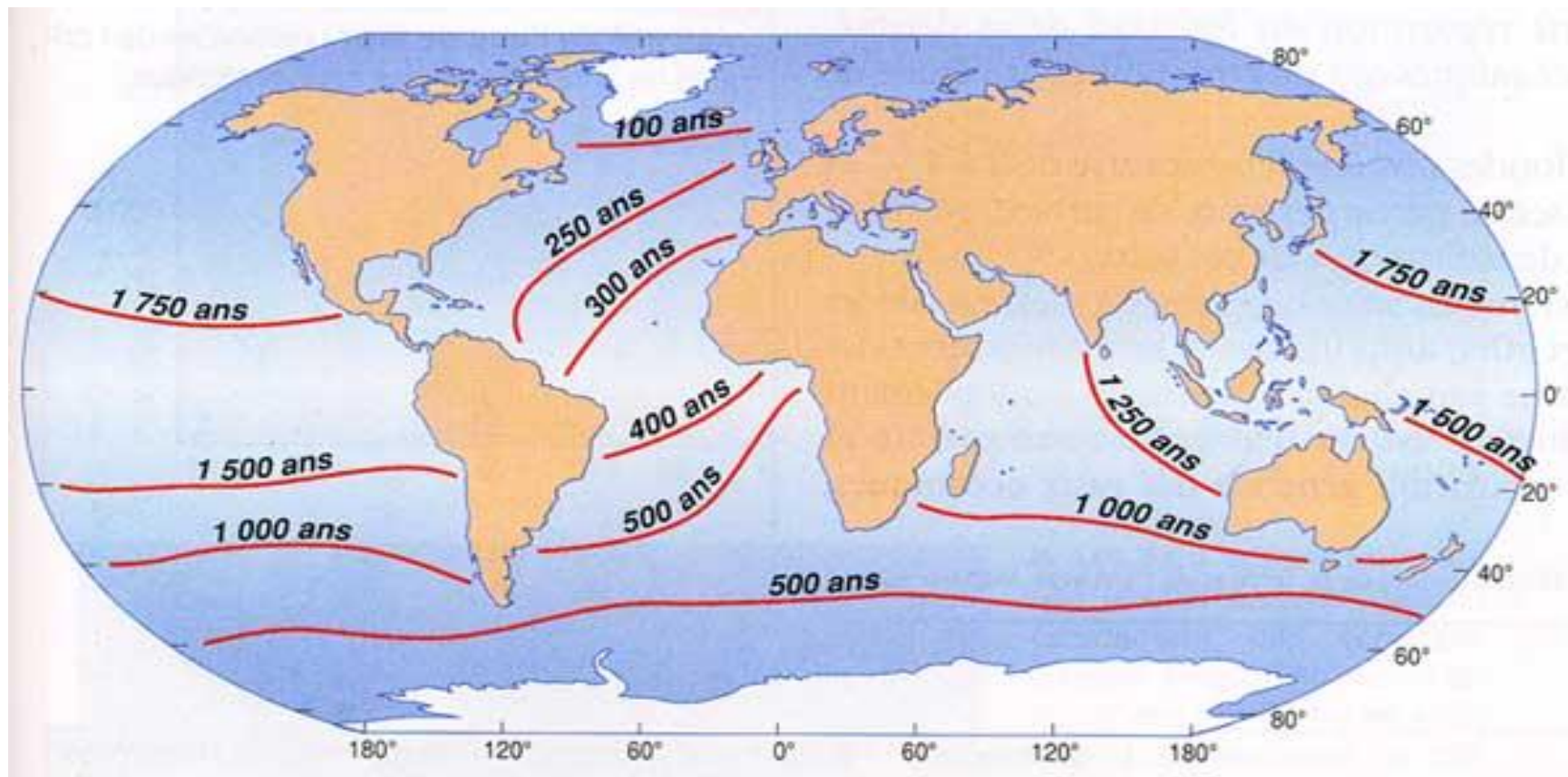


Increased nutrients & dissolved CO_2

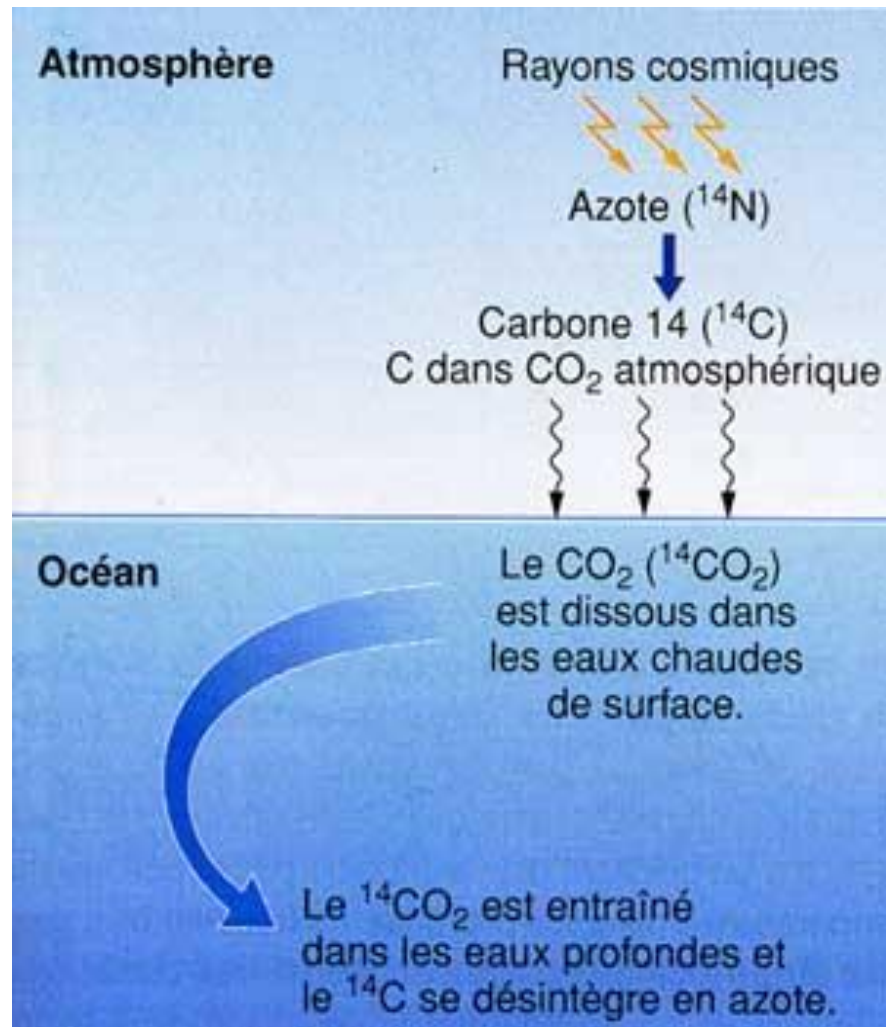


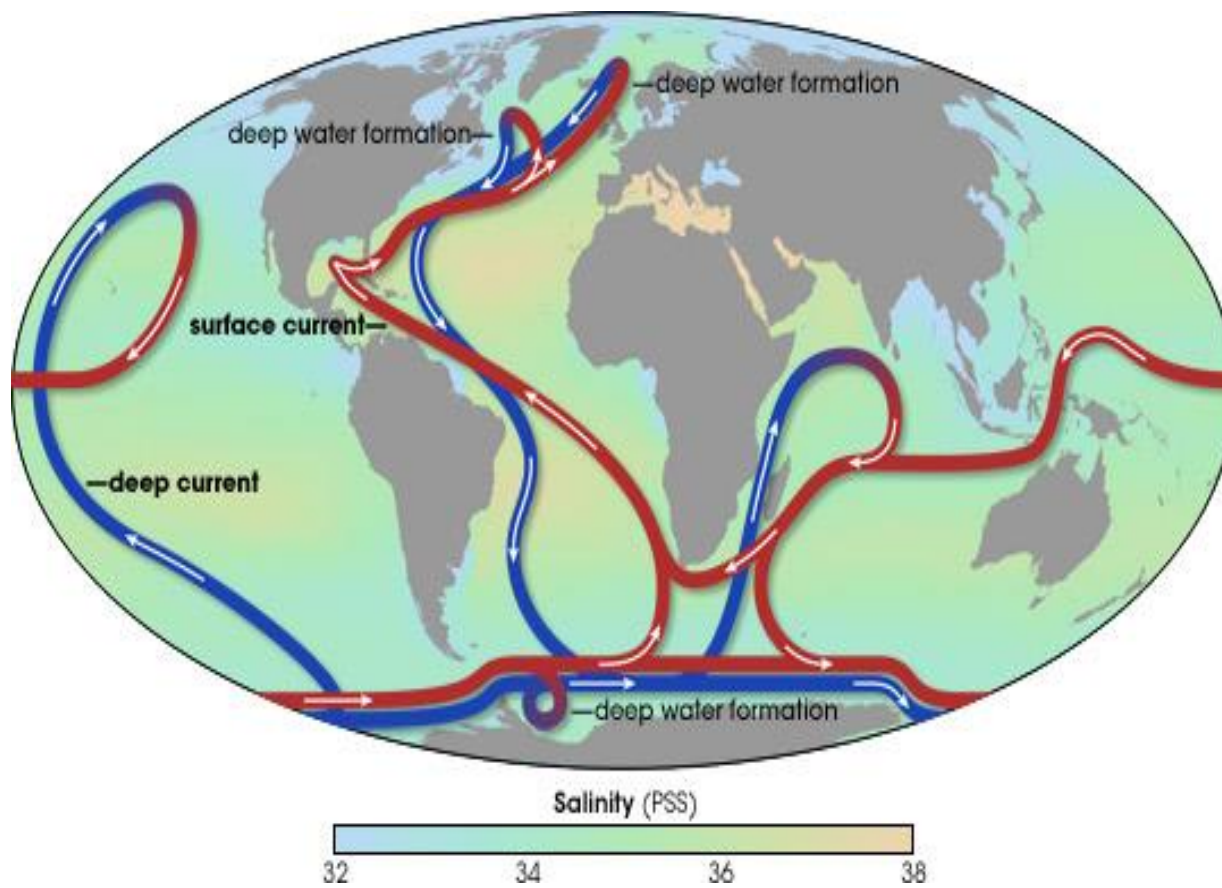
Warm, low nutrients, & oxygenated





- Océan antarc maillon important de la circulation, grande dérive d'ouest ou courant circumpolaire antarctique → continuité de la masse océanique + isolation thermique cont antarct
- L'atlantique: élément capital : rôle dynamique ds transport méridien et échanges entre les 2 hémisphère et rôle fonctionnel (renew eaux profondes) → climat et c° physico chimiques de l'océan mondial
- Fluctuations au cours du temps des cellules Atlan, NADW fortes variations au cours du IV lors des transitions périodes glaciaires/interglaciaires → modif circulation et struct verticale.
- Système circulation actuel pas transposable ds le passé ; dpd de la présences de calottes glaciaires importante en position polaires et par position des masses cont.





Cycle externe de l'eau

- Le **cycle de l'eau** (ou **cycle hydrologique**) est un [cycle biogéochimique terrestre](#).
- seule planète du [système solaire](#) sur laquelle l'[eau](#) existe sous trois [états](#) : [liquide](#), [solide](#) et [gazeux](#). Le cycle consiste en un échange d'eau entre les différentes enveloppes de la [Terre](#) : l'[hydrosphère](#), l'[atmosphère](#) et la [lithosphère](#).

Ces enveloppes terrestres contiennent de l'eau, en quantités variables : beaucoup au sein de l'hydrosphère, moins dans la lithosphère et en très faible quantité dans l'atmosphère.

L'eau de l'hydrosphère, chauffée par le [rayonnement solaire](#), s'[évapore](#). Cette eau rejoint alors l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Les [nuages](#) sont ainsi formés de minuscules gouttes d'eau. Cette même eau, lors des [pluies](#), retombe sur les océans (pour 7/9) et les continents (pour 2/9).

La circulation de l'eau dans la lithosphère emprunte trois voies :

- Le [ruissellement](#), en suivant les reliefs de la roche-mère ;
- L'[infiltration](#), à travers les fissures naturelles des sols et des roches ;
- La [percolation](#), en migrant lentement à travers les sols.
- Plus le processus est lent plus les eaux ont le temps d'interagir chimiquement avec le milieu. Plus le processus est rapide plus les phénomènes d'[érosion](#) seront marqués.
- À travers l'infiltration et la percolation dans le [sol](#), l'eau alimente les [nappes phréatiques](#) (souterraines).
- Les [débits](#) des eaux peuvent s'exprimer en m³/s pour les fleuves, en m³/h pour les rivières. La vitesse d'écoulement des nappes phréatiques est en revanche de quelques dizaines de mètres par an.
- Le flux peut être stocké pour un temps sous forme de neige ou de glace. Sa fonte est plus ou moins importante depuis le [réchauffement climatique](#).
- Le cycle décrit ci-dessus est essentiellement géochimique. En réalité, les êtres vivants, et plus particulièrement les [végétaux](#) ont une influence sur le cycle. Les [racines](#) des végétaux pompent l'eau du sol, et en relâchent une partie dans l'atmosphère. De même, une partie de l'eau est retenue dans les plantes. Lors de [déforestation](#), le cycle de l'eau est fortement modifié localement et il peut en résulter des [inondations](#).

Le cycle de l'eau

