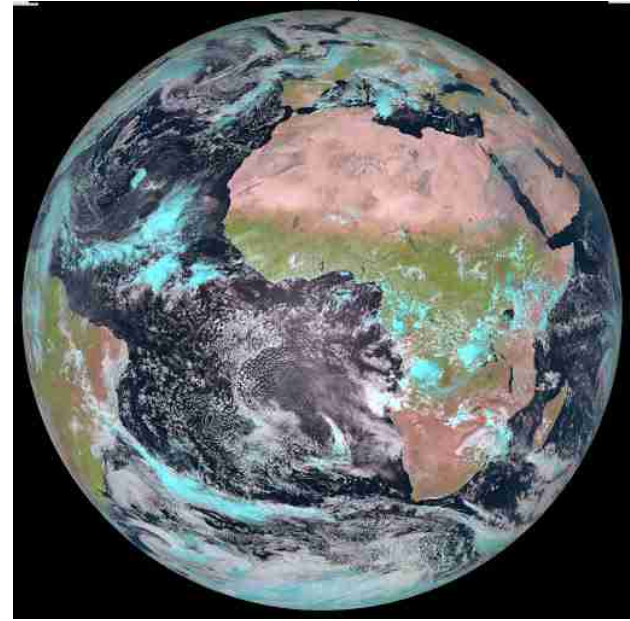


Bases de la météorologie

François Bouttier - M2



L'atmosphère météorologique

on se limite aux échelles pertinentes pour les phénomènes météo:

- horizontale : $dx = 5$ à 1000km
- verticale : $dz = 10\text{m}$ à 15km
- temporelle : $dt = 1\text{h}$ à 10j
- (pour discrétiser on utilise des grilles $\sim 10\text{x}$ plus fines)

la **climatologie** se concentre sur des durées plus longues (1-1000ans) et des échelles moins fines ($dx > 20\text{km}$)

Variables étudiées :

- pression $p \sim 10^5\text{Pa}$ au sol (1000hPa)
- vent $U=(u,v,w)$ par rapport à la surface terrestre, vitesse $\sim 1\text{-}300\text{km/h}$
 - u = vent 'zonal' W->E
 - v = vent 'méridien' S->N
 - w = vent 'vertical' aligné avec la gravitation, en m/s ou Pa/s (vitesse 10x plus lente que u,v)
- température T (-70C à 50C)
- humidité : $q \sim 10^{-3}\text{g/kg}$ (10^{-5} à 10^{-2}) sous forme de vapeur, eau liquide ou glace
- précipitation : flux vertical $\sim 0,1$ à 50mm/h
- variables fortement couplées : O_3 , CO_2 , aérosols/poussières, vagues, T et q du sol...



Les équations physiques de l'atmosphère

aux échelles considérées, l'air est un **gaz parfait** non-visqueux : (surtout N_2 et O_2)

$$p = \rho R T \quad \text{avec } R \sim R_{\text{airsec}} + q R_{\text{vapeurH2O}} + (\text{autres gaz})$$

Force de Coriolis : aux échelles considérées, le référentiel est non-galiléen

- vitesse de rotation : $\omega=1$ tour/jour
- durée de vie d'une dépression ~ 3 jours
- au 1er ordre, la pression équilibre l'accélération d'entraînement (Terre ellipsoïdale)
- il reste l'accélération de Coriolis : $2 \Omega \wedge U$ avec Ω vecteur orienté NS
- au 1er ordre, le vecteur U est horizontal et $dw/dt \ll || dU/dt ||$ donc seule la 'force' horizontale de Coriolis compte : $F = f k \wedge U$ avec k =axe vertical et $f=2 \omega \sin(\text{latitude})$ 'facteur de Coriolis'

conservation de la quantité de mouvement pour un volume d'air:

- densité $\rho = m/V$
- vent horizontal $U=(u,v)$: $dU/dt = -(1/\rho)\text{grad } p + f k \wedge U + (\text{autres forces})$
- vent vertical : $dw/dt = -(1/\rho)\text{grad } p - g + (\text{autres forces})$



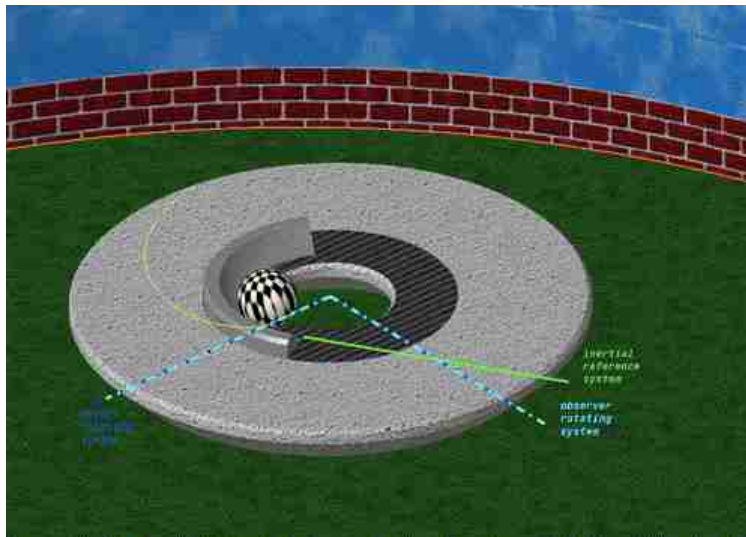
Les équations physiques de l'atmosphère

Force de Coriolis : aux échelles considérées, le référentiel est non-galiléen

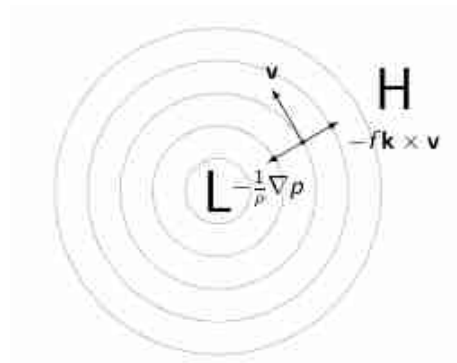
- $F = f k \wedge U$ avec $f = 2 \omega \sin(\text{latitude})$ 'facteur de Coriolis'

conservation de la qté de mouvement pour un volume d'air:

- vent horizontal $U=(u,v)$: $dU/dt = - (1/\rho) \text{grad } p + f k \wedge U + (\text{autres forces})$



(wikipedia)



dépression dans
l'hémisphère Nord



(Eumetsat)



Les équations physiques de l'atmosphère

Conservation de l'énergie (1er principe thermodynamique) :

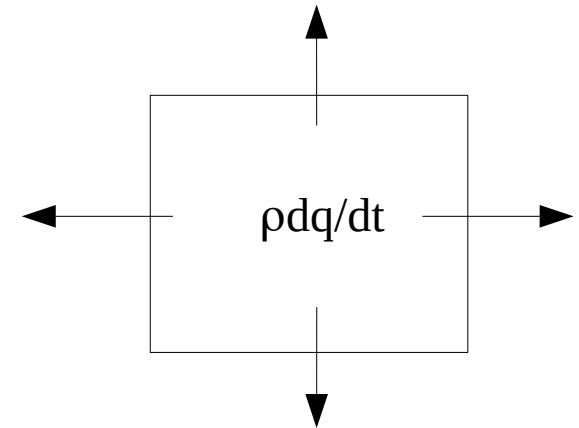
- pour un volume d'air
- supposé en équilibre avec la pression environnante (équilibre isobare)
- $C_p \frac{dT}{dt} = -\text{div}(Q)$ conservation de l'**enthalpie** ($Q = \text{flux de chaleur}$)
- $C_p \sim C_{p_{\text{airsec}}} + q C_{p_{\text{vapeurH2O}}} + (\text{autres gaz \& eau condensée})$

Conservation de la masse :

- $\frac{dq_{\text{vapeur}}}{dt} = -\text{div}(F_{\text{vapeur}})$ (flux entrant de vapeur)
- $\frac{dq_{\text{H2Oliq}}}{dt} = -\text{div}(F_{\text{H2Oliq}})$ (flux entrant d'eau liquide)
- etc... (idem pour CO2, O3, aérosols...)

NB une source peut être interne au volume :

- travail des forces de pression
- évaporation de pluie
- gel/fusion...



L'humidité relative

La solubilité de H₂O dans l'air dépend fortement de la température :

contrainte $0 < q_{\text{vapeur}} < q_{\text{sat}}(T)$ avec q = fraction massique de l'air sec (en kg/kg)

ordre de grandeur : $q_v \sim$ quelques g/kg d'air en basse atmosphère

Le ratio $q_v / q_{\text{sat}}(T)$ définit l'**humidité relative** :

- air chaud = peut contenir bcp de vapeur avant de saturer
- air froid = contient peu de vapeur, et sature facilement
- $q_{\text{sat}}(T)$ étant convexe, un mélange de 2 airs 'secs' peut être saturé (brouillard de mélange)

Exemples :

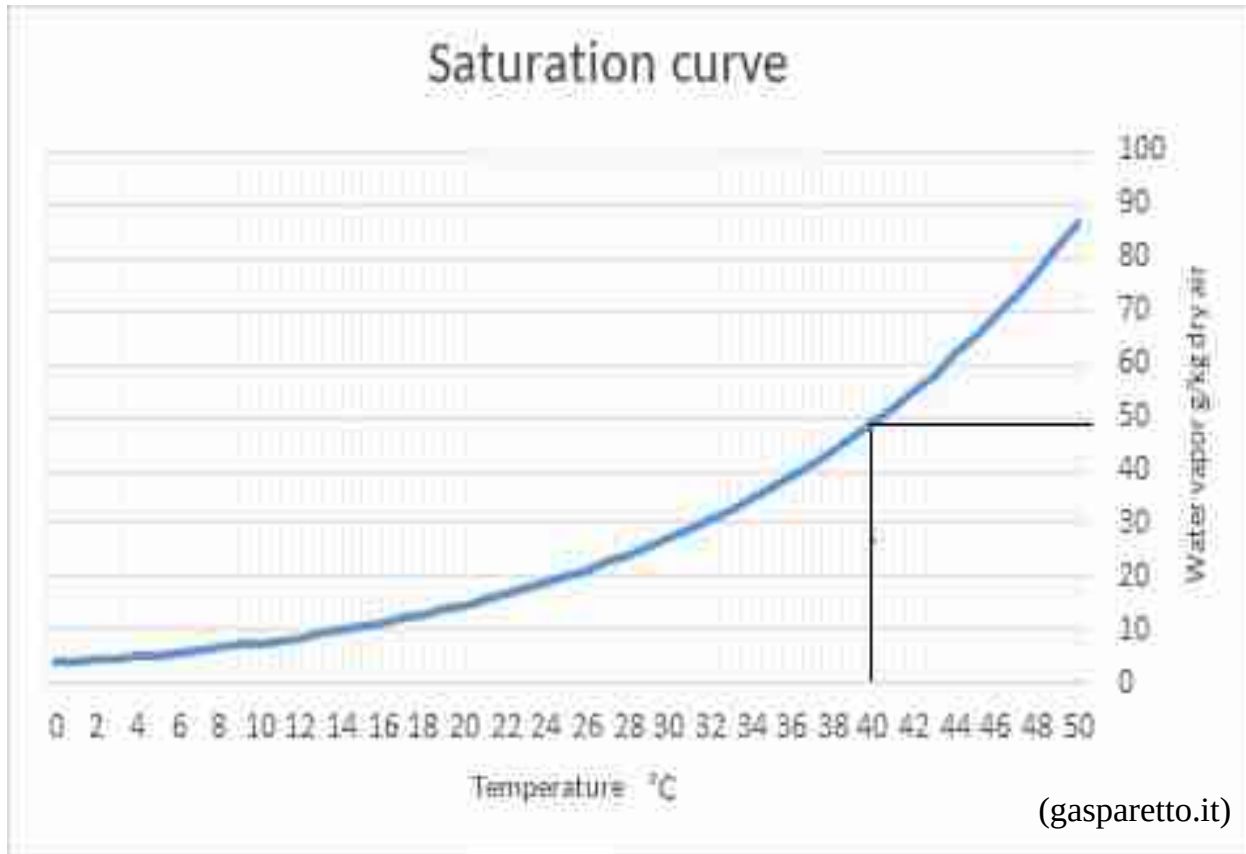
- le linge sèche mieux en été (air chaud = peut absorber bcp d'eau)
- buée sur les vitres et murs froids (air refroidi = devient saturé)
- **air qui monte -> détente adiabatique -> T diminue -> saturation (formation de nuage)** ****mécanisme essentiel en météo****



L'humidité relative

$0 < q_{\text{vapeur}} < q_{\text{sat}}(T)$ avec q = fraction massique de l'air sec (en kg/kg)

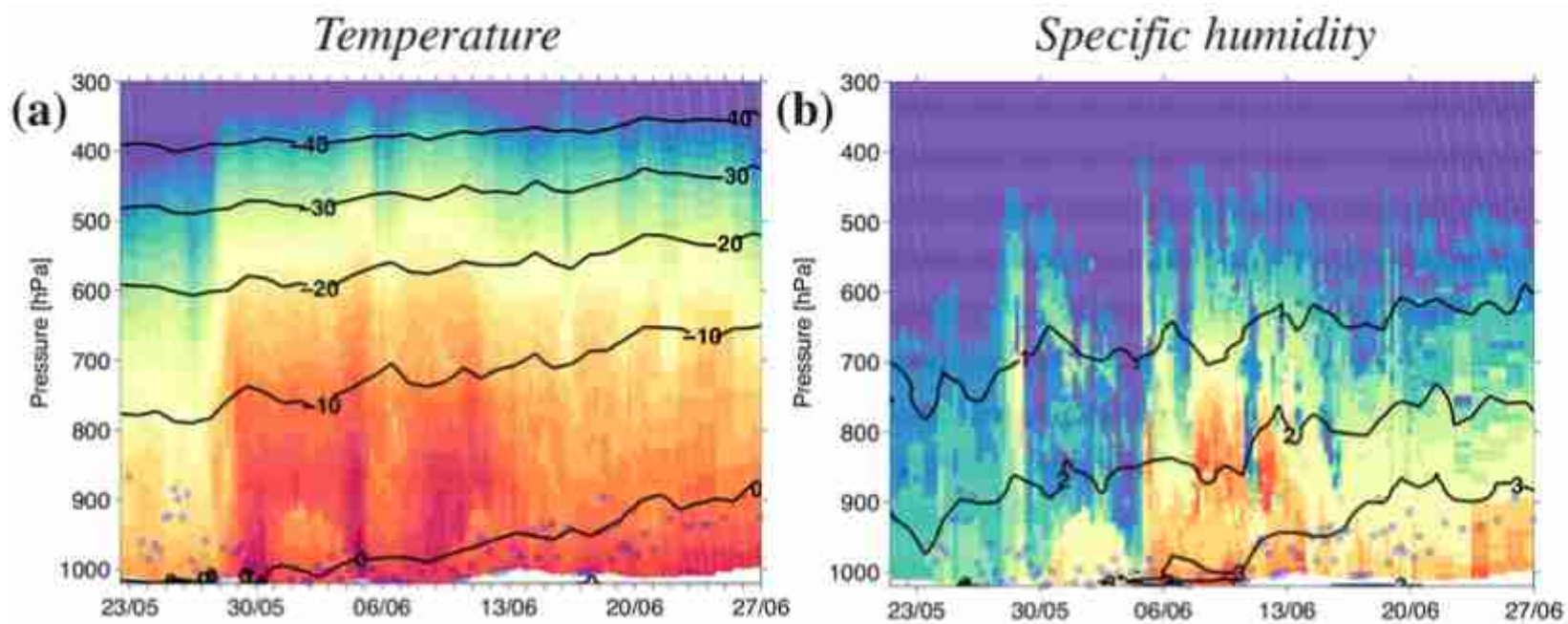
Le ratio $q_{\text{vapeur}} / q_{\text{sat}}(T)$ définit l'**humidité relative**



L'humidité relative

$0 < q_{\text{vapeur}} < q_{\text{sat}}(T)$ avec q = fraction massique de l'air sec (en kg/kg)

Le ratio $q_{\text{vapeur}} / q_{\text{sat}}(T)$ définit l'**humidité relative**



(E Moster Knudsen)

La stratification verticale : l'équilibre hydrostatique

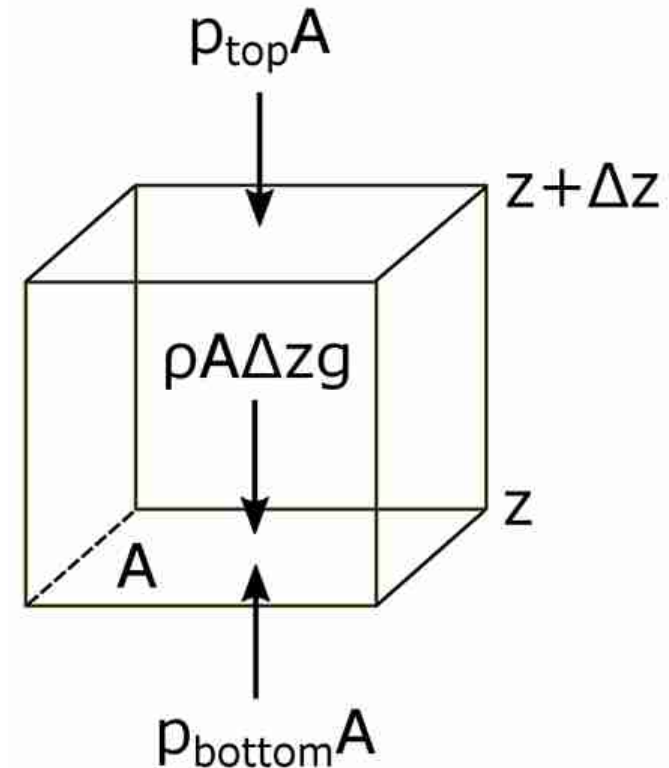
L'accélération verticale est généralement faible, donc quasi-équilibre entre forces de pressions verticales et gravitation :
 $dp/dz = -\rho g$ approximation de l'**équilibre hydrostatique**

On néglige les ondes acoustiques : volumes d'air en quasi-équilibre 3D avec la pression environnante

Donc : la **pression décroît avec l'altitude** (près du sol : environ 1hPa/10m, 100hPa/1km)

Comme $p=\rho R T$, chaque volume d'air reçoit une **flottabilité** (force d'Archimède) si sa température est différente de son environnement :

- air + chaud = plus léger = ascendance (Montgolfière)
- air + froid = plus lourd = subsidence (écoulement de densité)



La stratification verticale : température potentielle

$dp/dz = -\rho g$ approximation de l'équilibre hydrostatique

$p = \rho R T$ équation des gaz parfaits

$C_p dT = -p dV$ conservation de l'enthalpie (si transformation adiabatique)

Lors de déplacements de particules d'air

- en équilibre isobare avec leur environnement

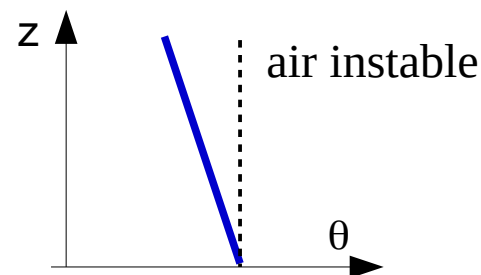
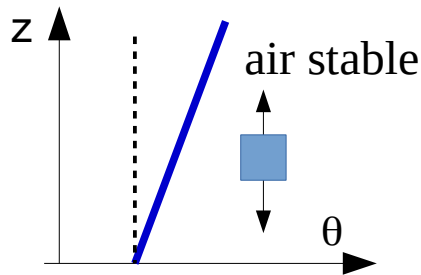
- mais sans échange de chaleur

leur **température potentielle** se conserve : $\theta = T (p_0/p)^{(R/C_p)}$

(avec θ_0, p_0 propriétés à un niveau de référence de 1000hPa)

θ plus élevé que son environnement = T plus chaude = air moins dense = flottabilité positive

Si l'air est humide, la température potentielle se définit un peu différemment



La stratification verticale : troposphère et stratosphère

La surface de la Terre est (en moyenne) chauffée par le soleil, alors que l'atmosphère tend à se refroidir vers l'espace :

- zones tropicales + chaudes que les pôles (près de la surface)
- été plus chaud que l'hiver
- déstabilisation de la basse atmosphère par du chauffage (moins en altitude, à cause de l'effet de serre)

Le chauffage de basses couches et la turbulence (=rugosité) de surface mélangent l'air sur une épaisseur de ~12km de manière quasi-adiabatique :

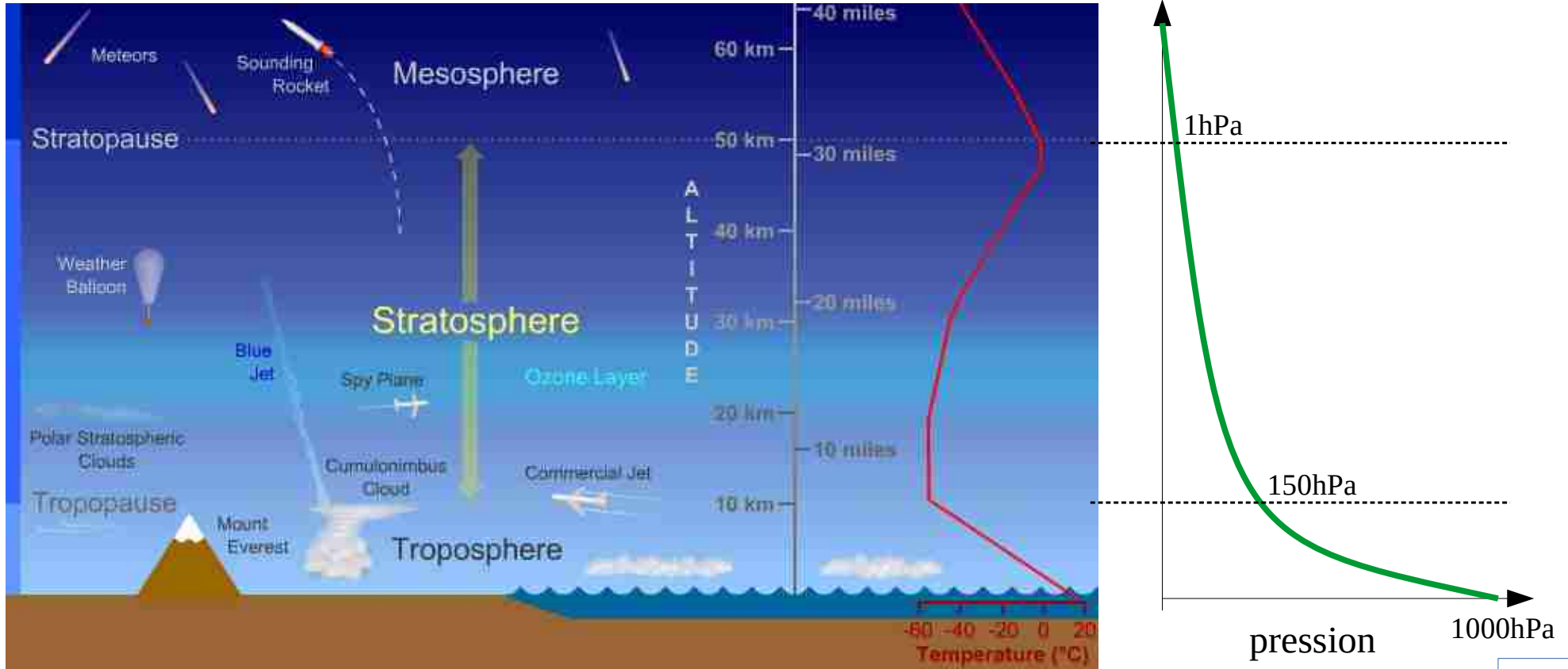
- **troposphère** = couche à la limite de la stabilité ($dT/dz \sim 0.7C/100m$), souvent saturée
- **stratosphère** = 10-50km. Air souvent sec, l'effet de serre stabilise l'air et décourage les mouvements verticaux
- interface = **tropopause** : $T \sim -50C$, $p \sim 150hPa$, $z \sim 10km$

$p(z)$ = quasi exponentielle

$q_{vap}(z) \sim 1g/kg$ uniquement en basse troposphère ($z < 3000m$), très faible au-dessus



La stratification verticale : troposphère et stratosphère



(R Russel, UCAR)

L'équilibre géostrophique

Dans les écoulements de grande échelle sans frottement (ex : haute troposphère, stratosphère), le gradient horizontal de pression est en quasi-équilibre avec la force de Coriolis :

$$\text{grad } p \sim f \mathbf{k} \wedge \mathbf{U} \quad \text{approximation géostrophique}$$

- le vent horizontal est **perpendiculaire au gradient de pression** : sur les cartes, **le vent suit les courbes isobares**.
- Dépressions en Europe = rotation sens trigonométrique. Inversé dans l'hémisphère sud
- vent **plus fort si les isobares sont resserrées** (ex : cyclones)
- à gradient de pression donné, vent plus fort aux basses latitudes (ex : Méditerranée)
- à vent donné, dépressions plus creuses près des pôles (ex : dépressions polaires)

Frottements près du sol : ~20% du vent est **agéostrophique, orienté vers les basses pressions** :

- **comblement des dépressions** si pas de source d'énergie
- égalisation des pressions autour de ~1000hPa au niveau de la mer
- en haute troposphère (5 à 10km), relation fréquente entre masse d'air et vent :
 - air chaud = anticyclone = haute pression d'altitude
 - air froid = dépression
 - **interface chaud/froid = courant jet d'altitude** (vent d'ouest 'quarantièmes rugissants')

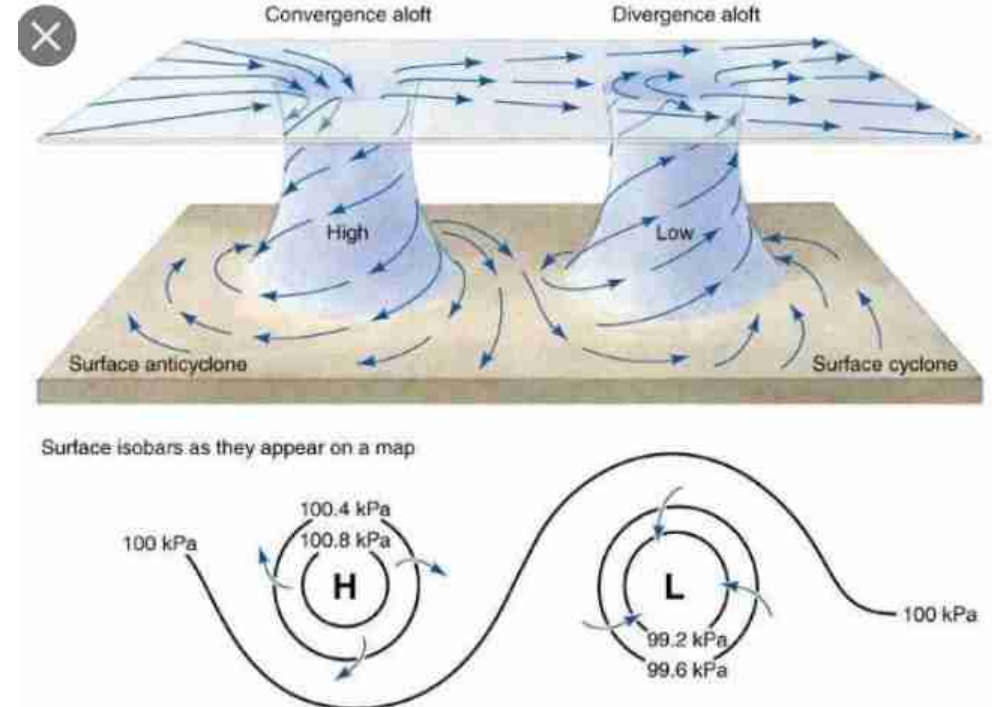


Le pompage d'Ekman

Dans les **dépansions** météorologiques (et océaniques), le vent agéostrophique provoque une **convergence horizontale** près du sol :

- augmentation de la pression au centre % force centrifuge -> **ascendance**
- -> divergence à la tropopause (qui joue le rôle d'un « toit » stable)
- -> refroidissement de l'air ascendant -> sursaturation -> condensation = **nuages et pluie**
- la condensation libère de la chaleur latente (L dq) -> réchauffement -> flottabilité -> ascendance : feedback positif (ex : **cyclones tropicaux**)
- en résumé : **dépansion -> ascendance -> nuages et pluie**

Mécanisme inversé dans les **anticyclones** : divergence en basses couches -> air descendant ('subsidence') -> air sec et 'beau temps'



(pinterest.it)

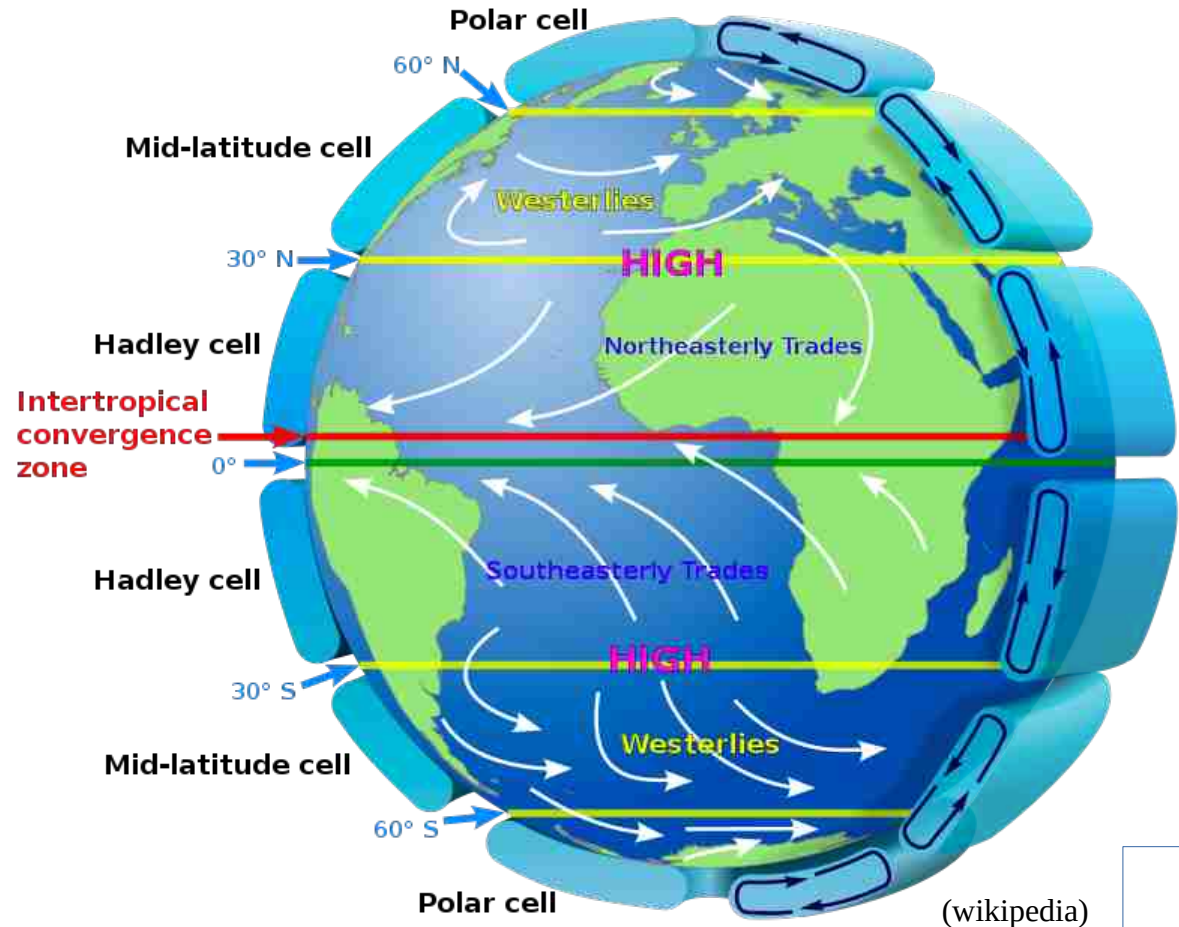
L'équilibre géostrophique et la circulation générale

le gradient horizontal de pression est en quasi-équilibre avec la force de Coriolis :

$$\text{grad } p \sim f \kappa \wedge U$$

approximation géostrophique

- le vent horizontal est **perpendiculaire au gradient de pression** : sur les cartes, **le vent suit les courbes isobares**.
- Dépressions en Europe = rotation sens trigonométrique. Inversé dans l'hémisphère sud
- vent **plus fort si les isobares sont resserrées** (ex : cyclones)
- **interface chaud/froid = courant jet d'altitude** (vent d'ouest 'quarantièmes rugissants')



La 'circulation générale'

A l'échelle planétaire la troposphère s'organise à partir du chauffage solaire et de la stratification verticale :

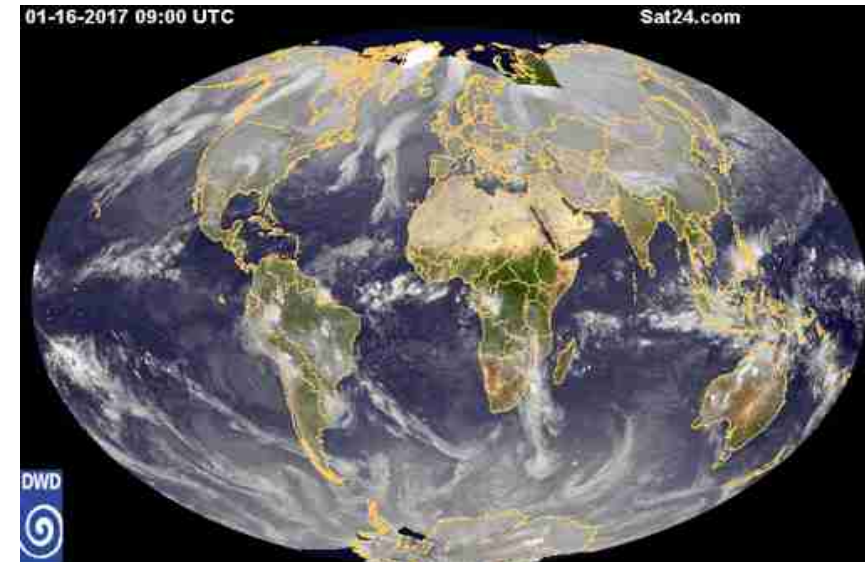
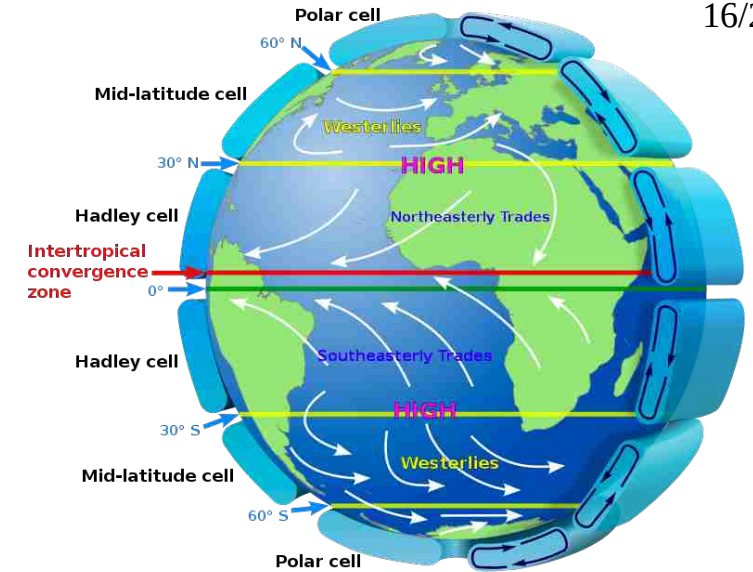
- **zones tropicales** : chaudes et humides. Nuages convectifs, vent dominants d'est (alizés), ondes tropicales W->E ou E->W
- **zones polaires** : air froid, vortex dépressionnaire intense en altitude
- **latitudes moyennes** :
 - vents dominants d'ouest, turbulents (dépressions/anticyclones)
 - forts vents d'ouest à la tropopause : **courant-jet**
 - nuages et pluie gouvernés par les ascendances d'air tropical (ondulations du jet, **fronts**)

influences géographiques locales :

- **montagnes** (Himalaya, Rocheuses, pluies au vent, foehn)
- contraste de températures de surface (upwellings, déserts, banquises)

forçages astronomiques :

- cycle diurne
- cycle saisonnier
- marées atmosphériques en haute altitude
- moussons



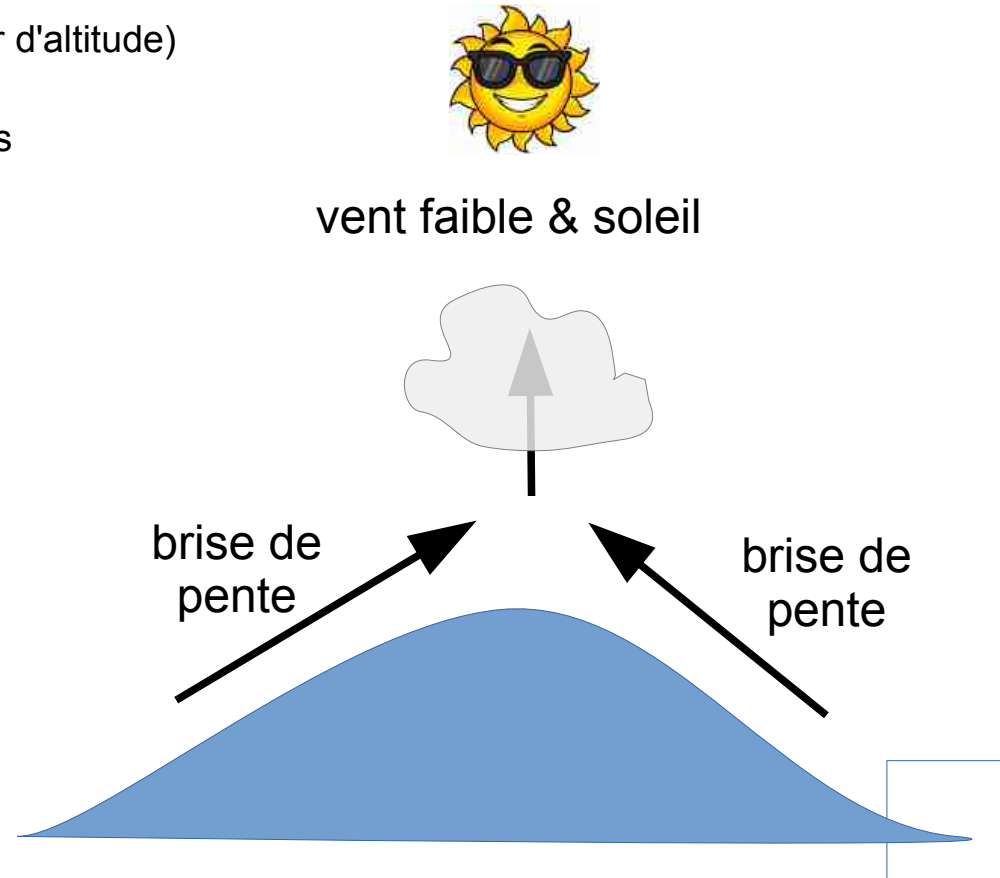
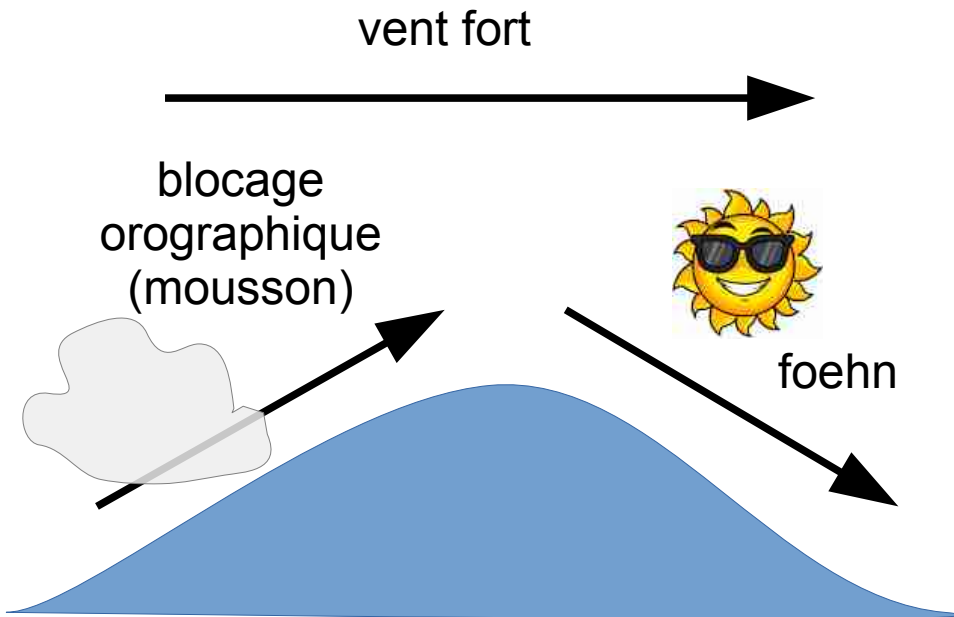
01-16-2017 09:00 UTC

Sat24.com



Impact régional des montagnes

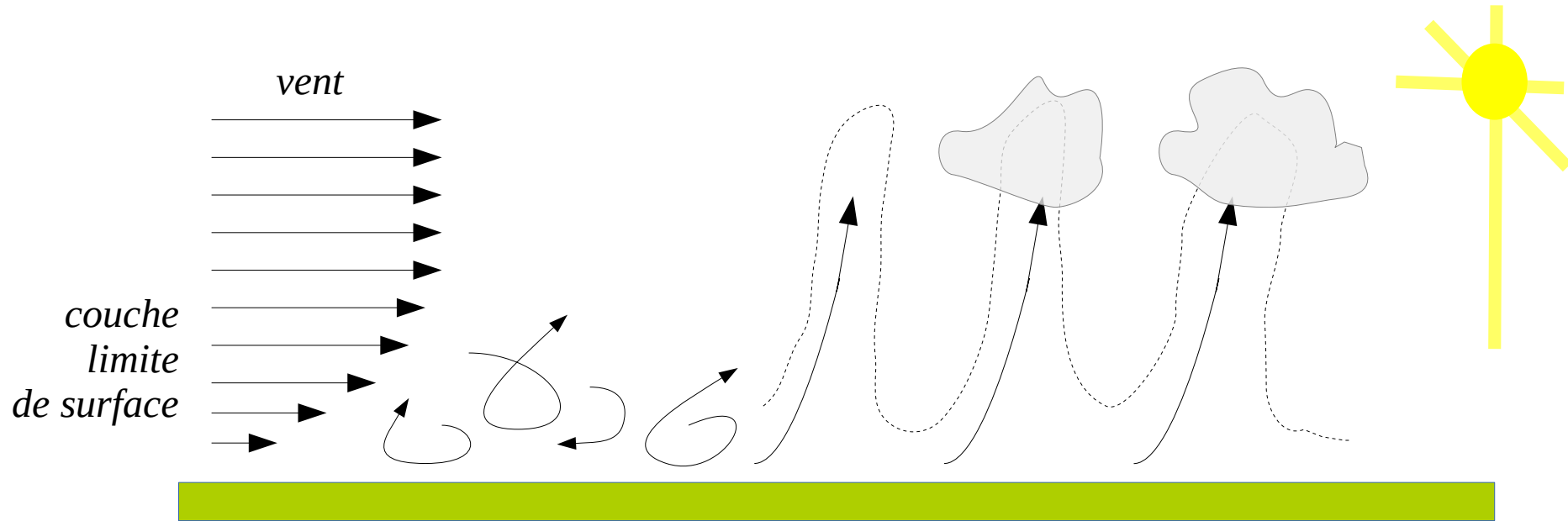
- si les chaînes sont assez vastes (>50km de large)
- pluie au vent : condensation par ascendance forcée
- "foehn" : assèchement par subsidence (ou intrusion d'air d'altitude)
- convection diurne par convergence thermique
- à grande échelle, c'est la **mousson** = pluies persistantes



La couche limite de surface

L'atmosphère est modifiée par les conditions de surface sur une épaisseur de 1m à ~3km : c'est la 'couche limite'

Turbulence : présence de petits tourbillons 3D (taille typique 10-300m) qui provoquent du mélange (~ pseudo-viscosité).



La couche limite de surface

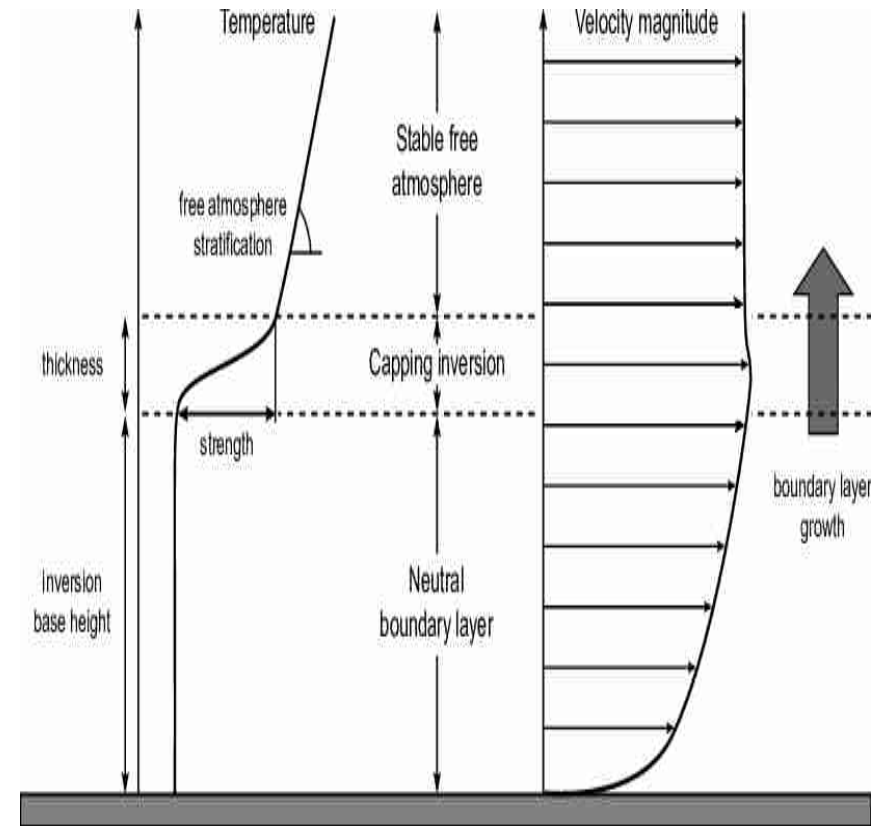
L'atmosphère est modifiée par les conditions de surface sur une épaisseur de 1m à ~3km : c'est la 'couche limite'

Turbulence : présence de petits tourbillons 3D (taille typique 10-300m) qui provoquent du mélange (~ pseudo-viscosité). 2 causes :

- cisaillement : production de tourbillons, surtout si dU/dz est élevé. Effet accentué par la rugosité (vagues, arbres, montagnes...)
- convection : réchauffement relatif des basses couches % altitude : soleil, surface chaude, effet de serre nuageux... effet accentué si l'air est humide (formation de nuages convectifs)

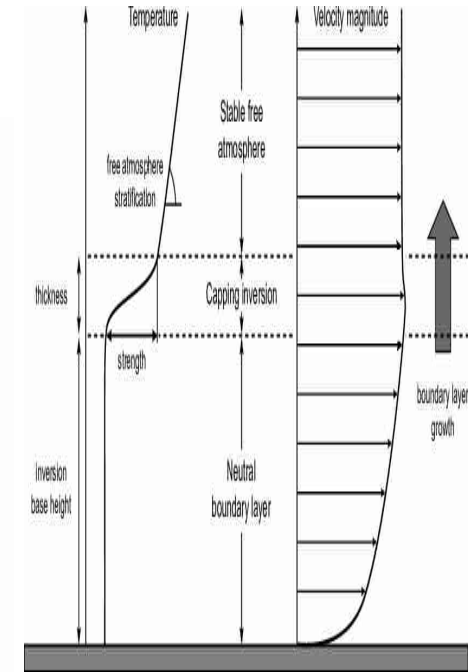
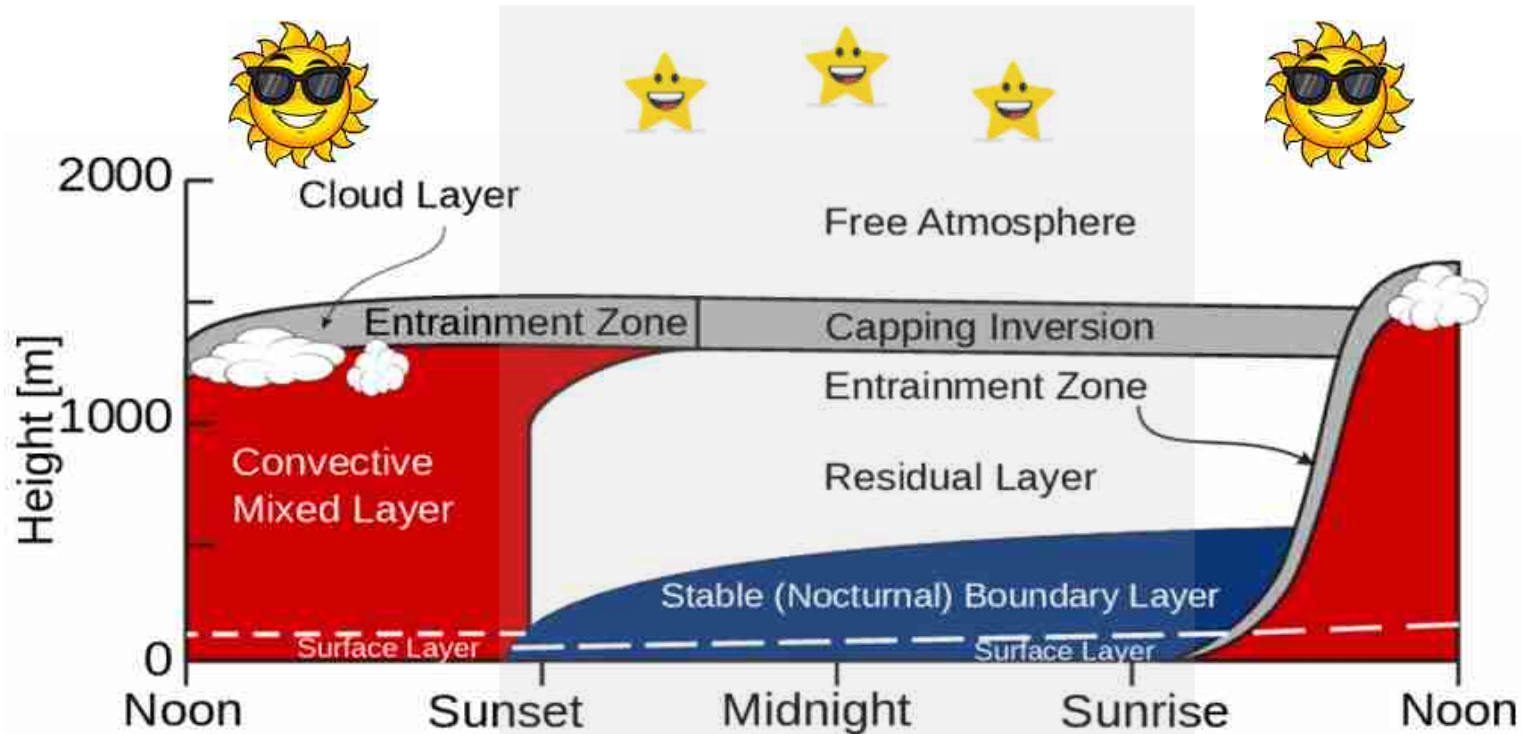
Flux de surface : échanges à l'interface sol/air :

- chaleur (mélange si surface chaude, piégeage par inversion si froide)
- humidité (évaporation)
- (CO₂, aérosols/poussières, polluants)



La couche limite de surface : cycle diurne

Pilotée par le chauffage solaire du sol (le jour) et le refroidissement IR vers l'espace.
Plus important sur les continents, par ciel clair, en été.



3: Boundary-layer structure during a diurnal cycle in a high pressure region over land. Adapted with permission of Springer, from "An introduction to Boundary Layer Meteorology", R. B. Stull (1988). © 1988, Kluwer Academic Publishers.

La convection

En jargon météo :

advection = transport par le vent

convection = transport vertical par les forces de flottabilité

En cas de déstabilisation thermique, les ascendances s'auto-organisent sous forme de '**plumes**' : c'est la convection. Les plumes sont séparées par des subsidences. dimension $dx \sim 1$ à 3000m

Importance de la **convection humide** : en montant, l'air se refroidit. S'il se condense, un nuage convectif se forme :

- petit nuage (100-500m) : **(strato-)cumulus** en sommet de couche limite.
- gros nuages (2-50km) : **cumulonimbus** possiblement orageux (supercellule, ligne de grain...)
- la convection peut être explosivement amplifiée par la chaleur latente libérée par condensation dans les ascendances.
- l'effet radiatif dépend de la géométrie adoptée par les nuages (strates ou cellules)

La convection joue un rôle clé dans l'atmosphère, c'est une forte source d'incertitude pour la modélisation du climat.



La convection

- petits nuages (100-500m) : **(strato-)cumulus** en sommet de couche limite.
- gros nuages (2-50km) : **cumulonimbus** possiblement orageux (supercellule, ligne de grain...)
- l'effet radiatif dépend de la géométrie adoptée par les nuages (strates ou cellules)



cumulus



stratocumulus



cumulonimbus

