



Aéro-club du CE AIRBUS-France Toulouse
René Barbaro

METEOROLOGIE GENERALE

AERoclub ACAT - RENE BARBARO



Aéro-club du CE AIRBUS-France Toulouse
René Barbaro

La météorologie est la science de l'atmosphère terrestre et des phénomènes qui s'y produisent.



Plan du cours

- 1) L'atmosphère terrestre
- 2) Température
- 3) Pression atmosphérique
- 4) Humidité et Stabilité
- 5) Circulation Générale - Mouvement
- 6) Masses d'air
- 7) Perturbations synoptiques des zones tempérées
- 8) Nuages et précipitations
- 9) Phénomènes locaux



Définition :

L'atmosphère est l'enveloppe de gaz qui entoure la Terre.

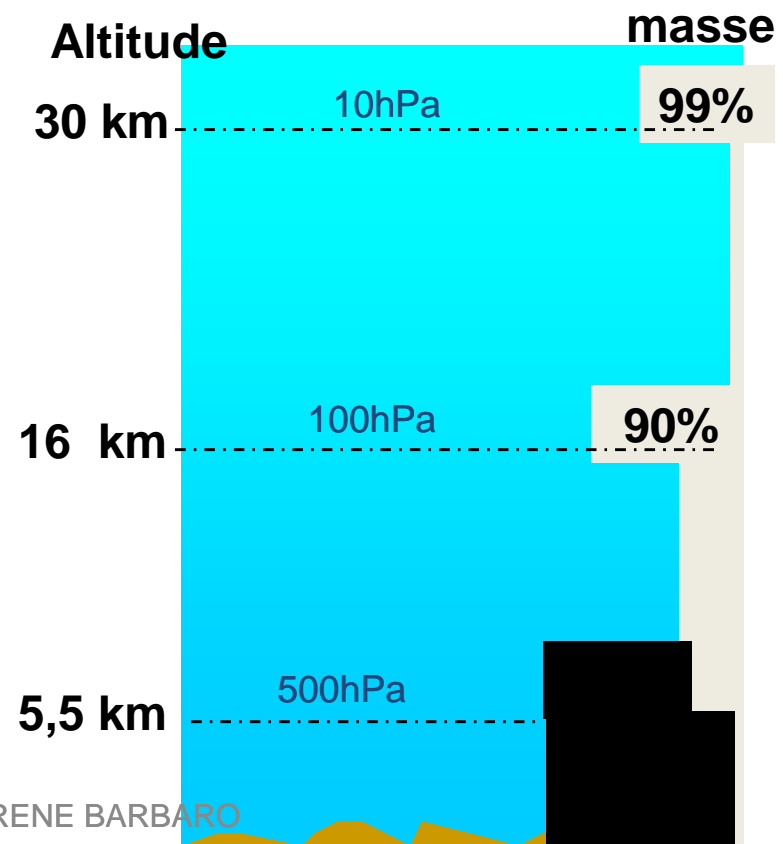
Répartition verticale:

La masse atmosphérique n'est pas régulièrement répartie.

La moitié de la masse se trouve en-dessous de 5500m

Les 9/10èmes se trouvent en-dessous de 16000m

Les 99/100èmes se trouvent en-dessous de 30km

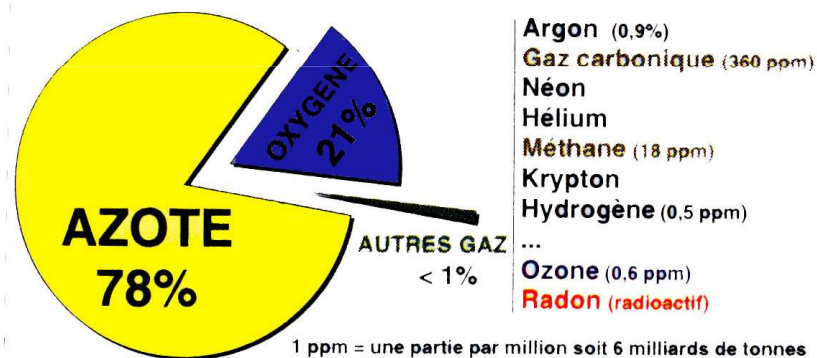




Composition :

L'Atmosphère est un mélange gazeux dont la composition est relativement constante.

L'air SEC est constitué pour ses 4/5èmes d'azote, l'oxygène étant le principal constituant du dernier 5ème. Cela ne veut pas dire que les autres gaz (O₃; gaz carbonique) ne jouent pas un rôle important.

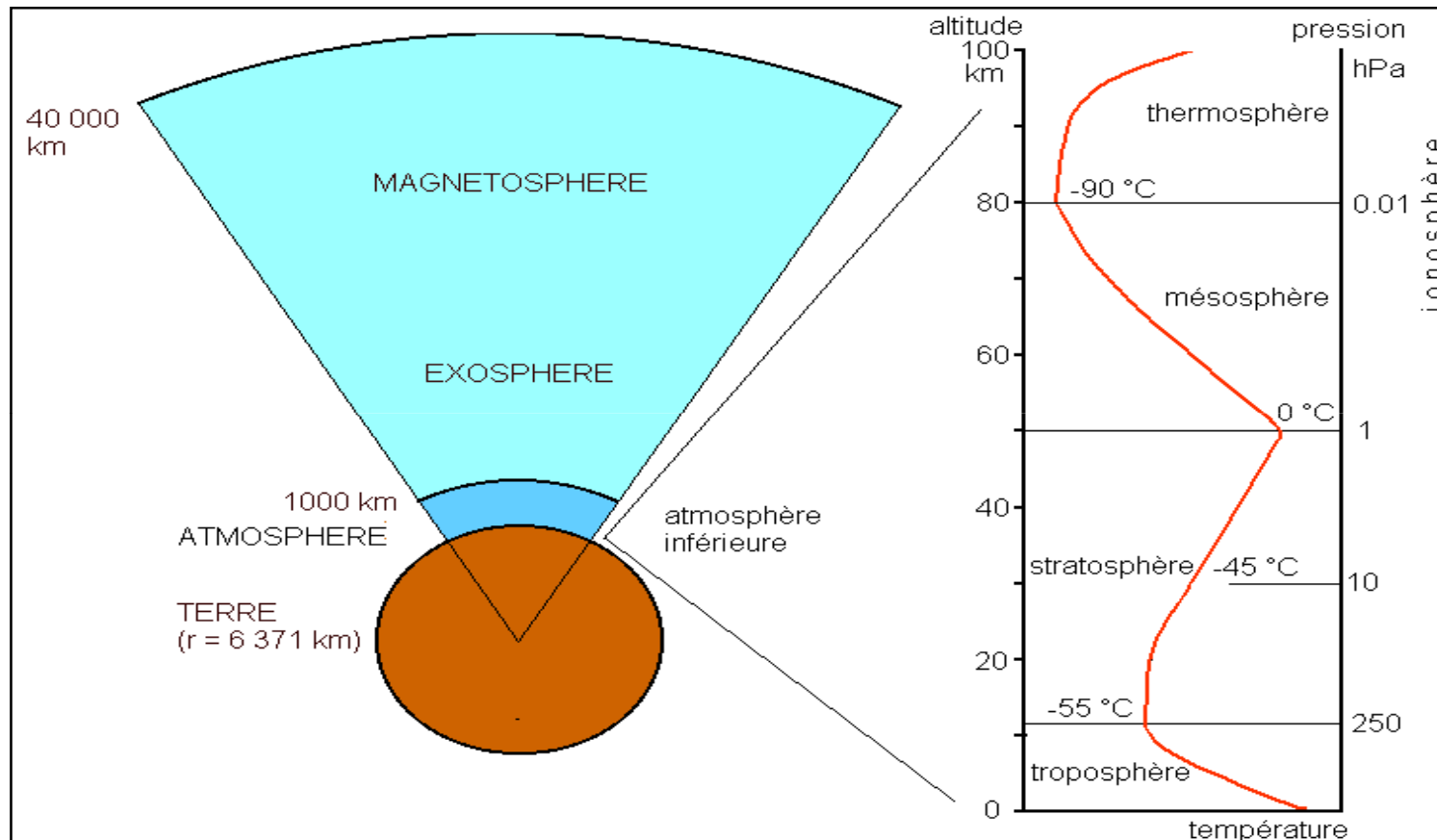


L'air HUMIDE est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau. La masse d'eau dans l'atmosphère n'est que de 0,25% de la masse totale de l'atmosphère, soit le 4^{ème} composant seulement, mais c'est celui qui est le plus important pour le météo (qqes g/kg d'air sec).



Structure

L'atmosphère est divisée en plusieurs couches ayant chacune des propriétés caractéristiques en terme de gradient de température.



Ainsi en météorologie on se concentre sur les 10/18 premiers kilomètres où l'atmosphère garde une composition constante et où se trouve 99,99% de la vapeur d'eau.



L'atmosphère

Néanmoins, une simple observation permet de voir que l'atmosphère est variable dans l'espace et le temps. Pour des raisons pratique, OACI décide de définir une atmosphère standard, sorte de moyenne :

-pression au niveau moyen de la mer :
1013,25 hPa

- température au niveau moyen de la mer : 15 °C
- taux de décroissance de la température - gradient thermique vertical - dans la troposphère : -6,5 °C/km, soit -2°C par 1000 pieds
- altitude de la tropopause :
11 kilomètres, 36 000 pieds, au-dessus du niveau moyen de la mer
- température de la tropopause : -56,5 °C
- température constante de la tropopause à l'extrémité de l'atmosphère-type.

altitude (m)	pression (hPa)	température (°C)
10000	265	-50,0
9000	307	-43,5
8000	357	-37,0
7000	411	-30,5
6000	471	-24,0
5000	541	-17,5
4000	617	-11,0
3500	658	-7,8
3000	700	-4,5
2500	746	-1,3
2000	794	2,0
1500	845	5,3
1000	900	8,5
500	955	11,8
0	1013	15,0



Equation des gaz parfaits

L'état d'une masse m (en kilogramme) d'un gaz est parfaitement déterminé par la connaissance de sa pression P (en Pascal), son volume V (en mètre cube), sa température T (en degré Kelvin).

Lorsque le gaz est parfait, ces paramètres ne sont pas indépendants mais reliés entre eux par **l'équation d'état du gaz parfait** :

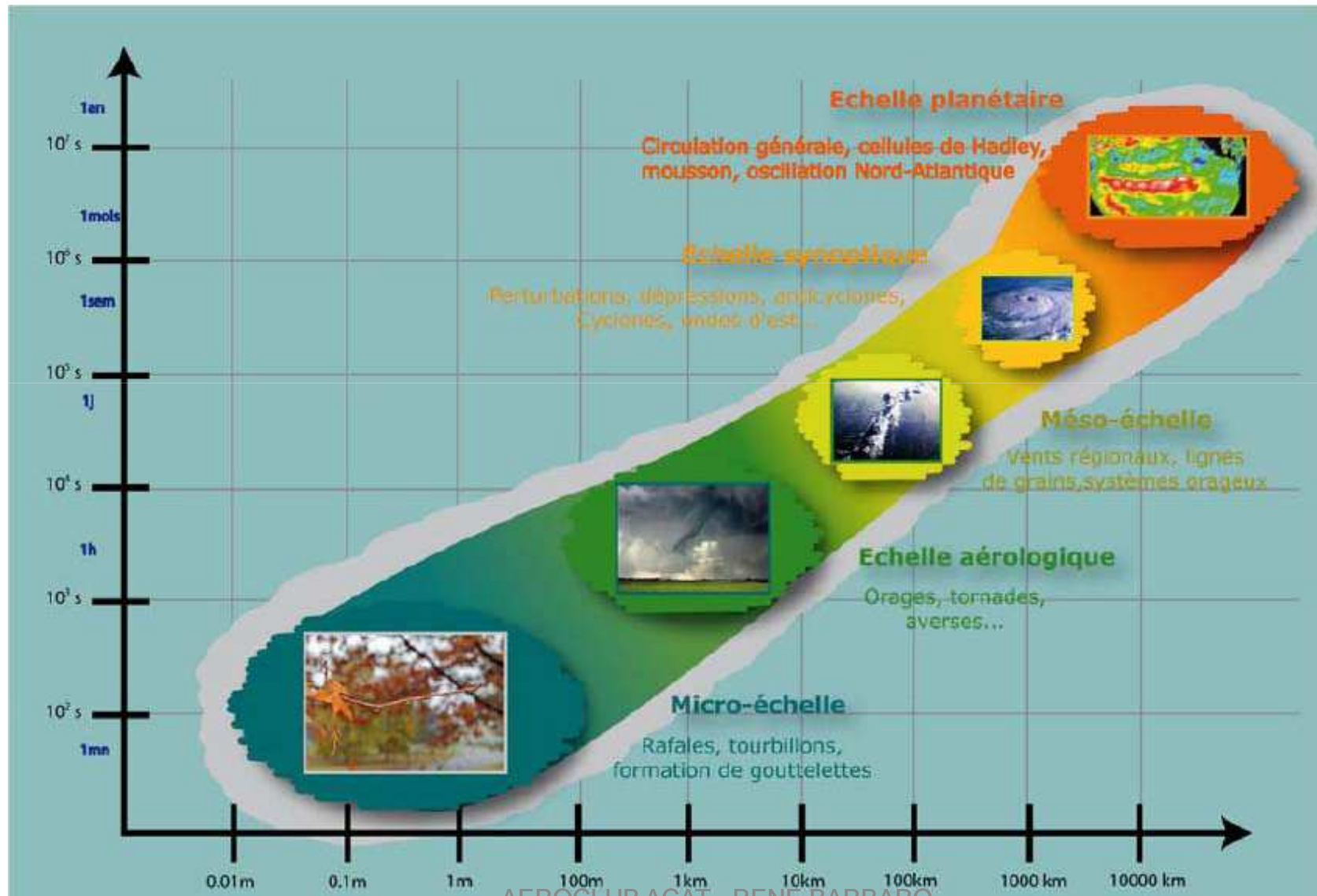
$$PV = mRT$$

R est appelée la constante spécifique du gaz et s'exprime en Joule par kilogramme et par degré Kelvin. Ainsi, pour l'air sec et pour la vapeur d'eau, qui peuvent être assimilés à des gaz parfaits aux températures habituellement rencontrées dans l'atmosphère, ces constantes sont respectivement égales à $R_a=287.05 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ et à $R_v=461.5 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$.

Si l'on utilise la masse volumique ρ du gaz, rapport de la masse sur le volume, l'équation d'état du gaz parfait s'écrit :

$$P = \rho RT$$

Echelles météorologiques des événements atmosphériques





Paramètres descriptifs de l'atmosphère :

L'air atmosphérique est caractérisé par :

- sa Température (T)
- sa Pression (P)
- son Humidité (U)
- sa Stabilité Verticale
- son Mouvement (V)



Aéro-club du CE AIRBUS-France Toulouse
René Barbaro

Plan du cours

- 1) L'atmosphère terrestre
- 2) Température



Aéro-club du CE AIRBUS-France Toulouse
René Barbaro

Température

Définition

Variations verticales

Variations en surface dans le temps

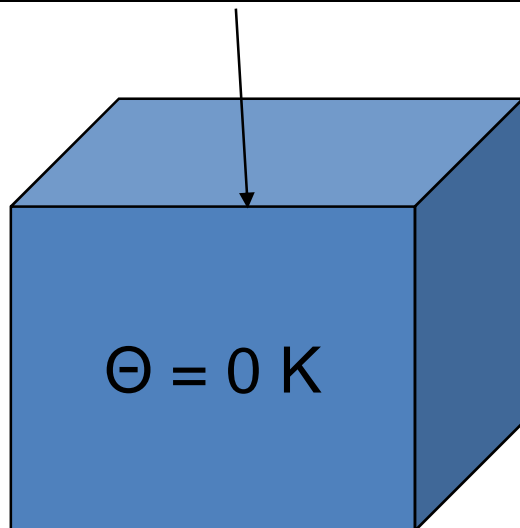
Importance aéronautique



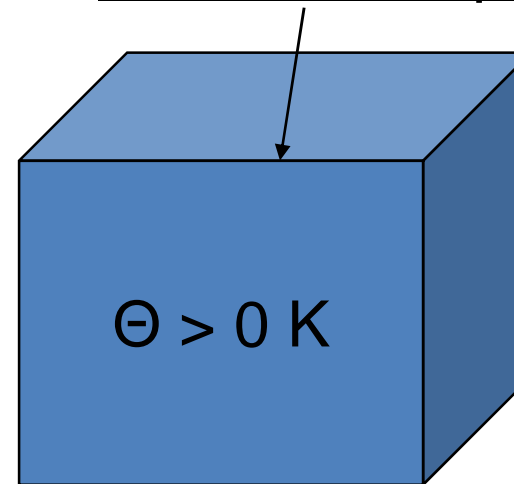
Définition de la température :

La température est la mesure de l'agitation désordonnée des atomes ou des molécules qui composent la matière.

Pas de mouvement



Mouvement quantifiable

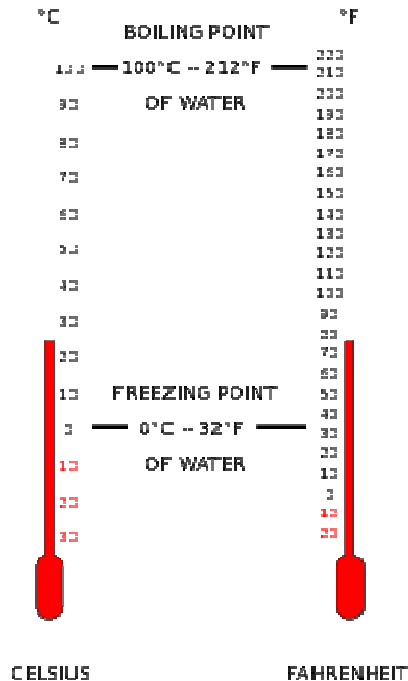




Unités utilisées dans le monde:

Il existe trois échelles principales de températures :

- l'échelle du SI : le Kelvin, avec comme origine le zéro absolu (aucune molécule ne bouge), donc une représentation thermodynamique (énergie interne).
- l'échelle Celsius définie par rapport à l'eau et ses états : le zéro est le point de congélation de l'eau (utilisée à peu près partout).
- l'échelle Fahrenheit : le zéro est la congélation d'un mélange d'eau et de sels d'ammonium (seulement utilisée au USA)



Ainsi on a les équivalences :
 $0^{\circ}\text{C} = 273,15 \text{ K} = 32^{\circ}\text{F}$; $0^{\circ}\text{F} = -17^{\circ}\text{C}$.
 $100^{\circ}\text{C} = 373,15 \text{ K} = 212^{\circ}\text{F}$

Conversion des °C en °F:

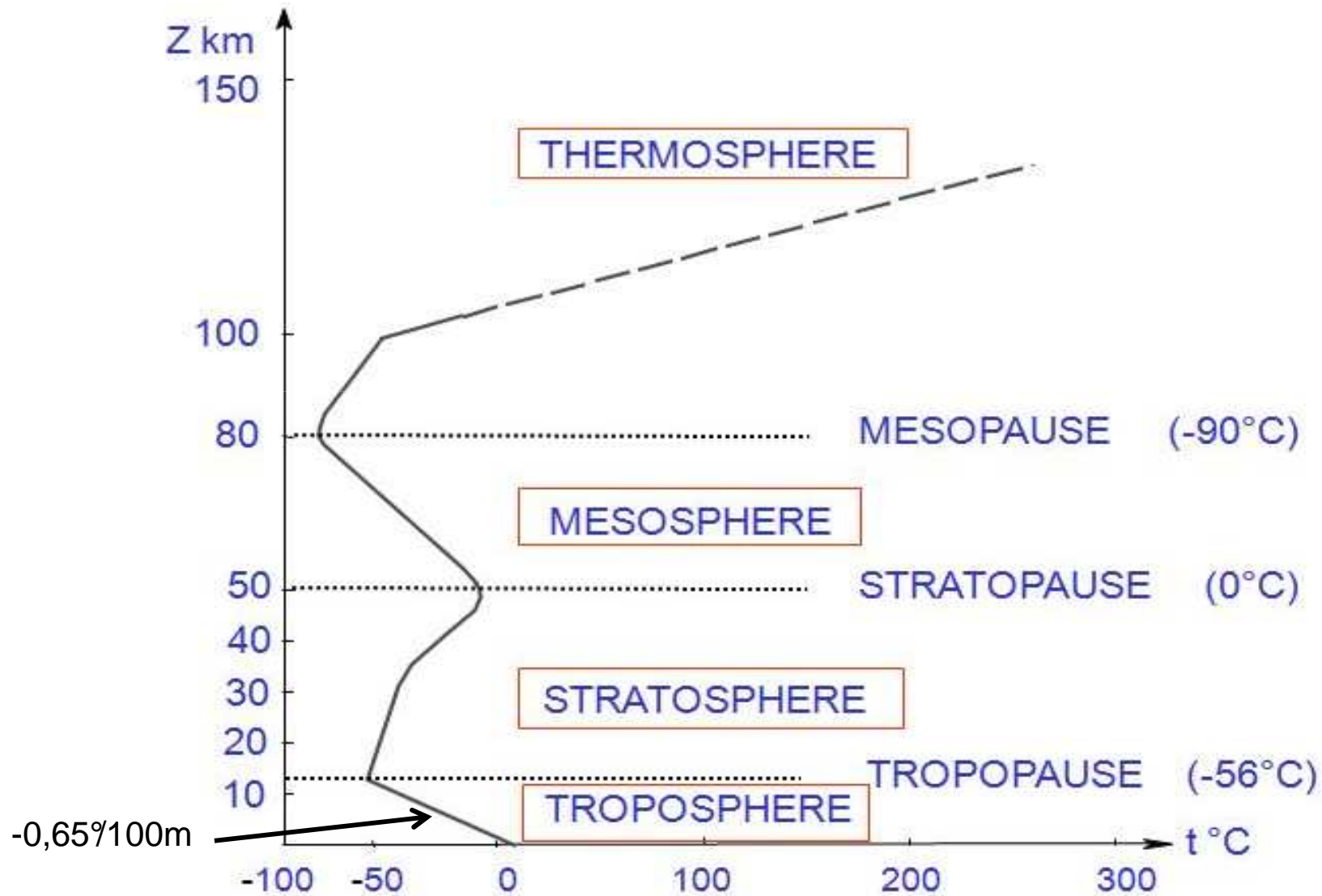
$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{T(^{\circ}\text{F}) - 32}{1,8}$$

$$T(^{\circ}\text{F}) = T(^{\circ}\text{C}) \times 1,8 + 32$$



Température

Profil vertical (cf atmposphere standard):





L'atmosphère se réchauffe (se refroidit) par différentes sources:

- la plus évidente est le Soleil, qui réchauffe la Terre par son rayonnement. Il chauffe la surface terrestre qui ensuite rediffuse ce rayonnement sous forme infrarouge, directement utilisable par les gaz de l'atmosphère. Les nuages aussi participent à ce transfert d'énergie. C'est aussi le principe de l'effet de serre.
- par conduction : moyen peu efficace car l'air est un bon isolant, le transfert de chaleur entre particules d'air est très peu efficace.
- par convection : le sol reçoit la chaleur du soleil et la transmet par contact à l'atmosphère. Cet air se soulève et ainsi la chaleur se diffuse dans les couches supérieures de l'atmosphère. (on verra les conséquences de cette convection...).
- moins connue mais très efficace : la chaleur latente de la vapeur d'eau. C'est même un des moteurs des perturbations. L'eau s'évapore des mers avec de la chaleur (de l'énergie) qu'elle transporte ensuite au cours de son voyage dans l'atmosphère. Lorsque elle se re-condense, elle libère cette chaleur qui est donc disponible pour les autres gaz.



-le processus adiabatique. Il est directement lié à l'équation des gaz et en particulier aux changements de pression (surtout vertical).

Une gaz (à volume constant) qui se comprime se réchauffe ($P \uparrow \Rightarrow T \uparrow$), de même si la pression baisse, sa température baisse

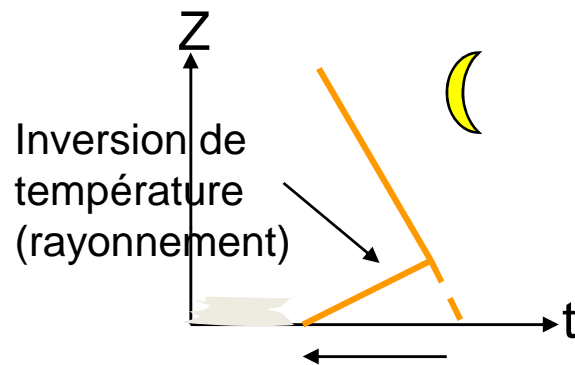
Dans l'atmosphère quand une particule d'air monte (ascendance), elle se refroidit, lorsque elle redescend (subsidence), elle se réchauffe...

Ce principe s'appelle l'adiabatisme, c'est une des hypothèses fondamentales en météorologie et notamment en prévision : une particule d'air qui monte ou qui descend n'échange pas de chaleur avec l'air environnant, seul le changement de pression modifie sa température.

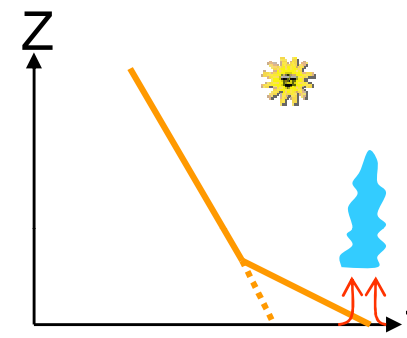
Le gradient vertical de l'air sec est de $-1^\circ\text{C}/100\text{m}$, celui de l'air saturé est de $-0,5^\circ\text{C}/100\text{m}$Pourquoi?? Cf supra...



Influence de la surface:



Refroidissement de l'air par conduction (sol froid)

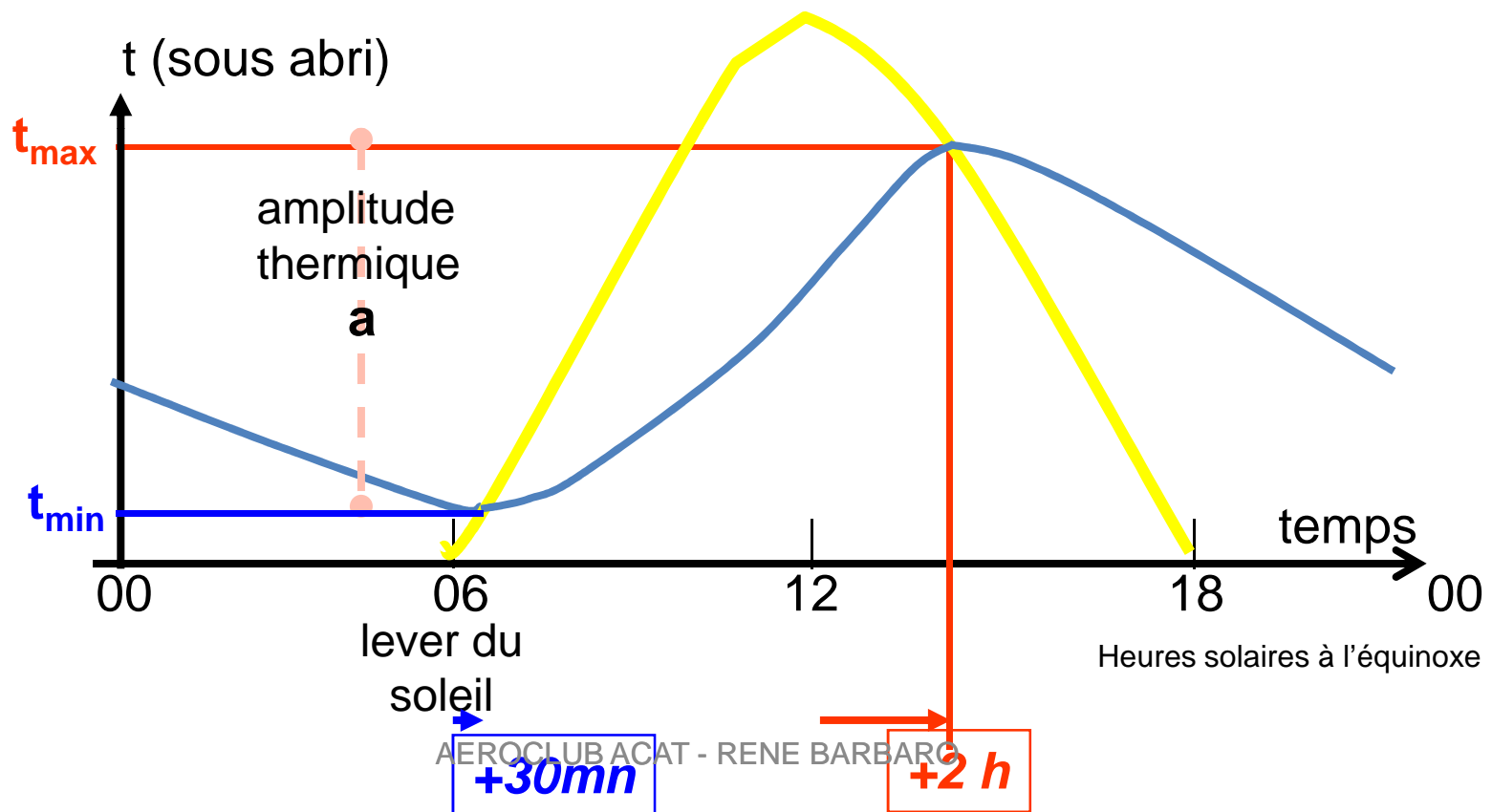


Réchauffement de l'air par conduction (sol chaud), puis convection



Variations locales :

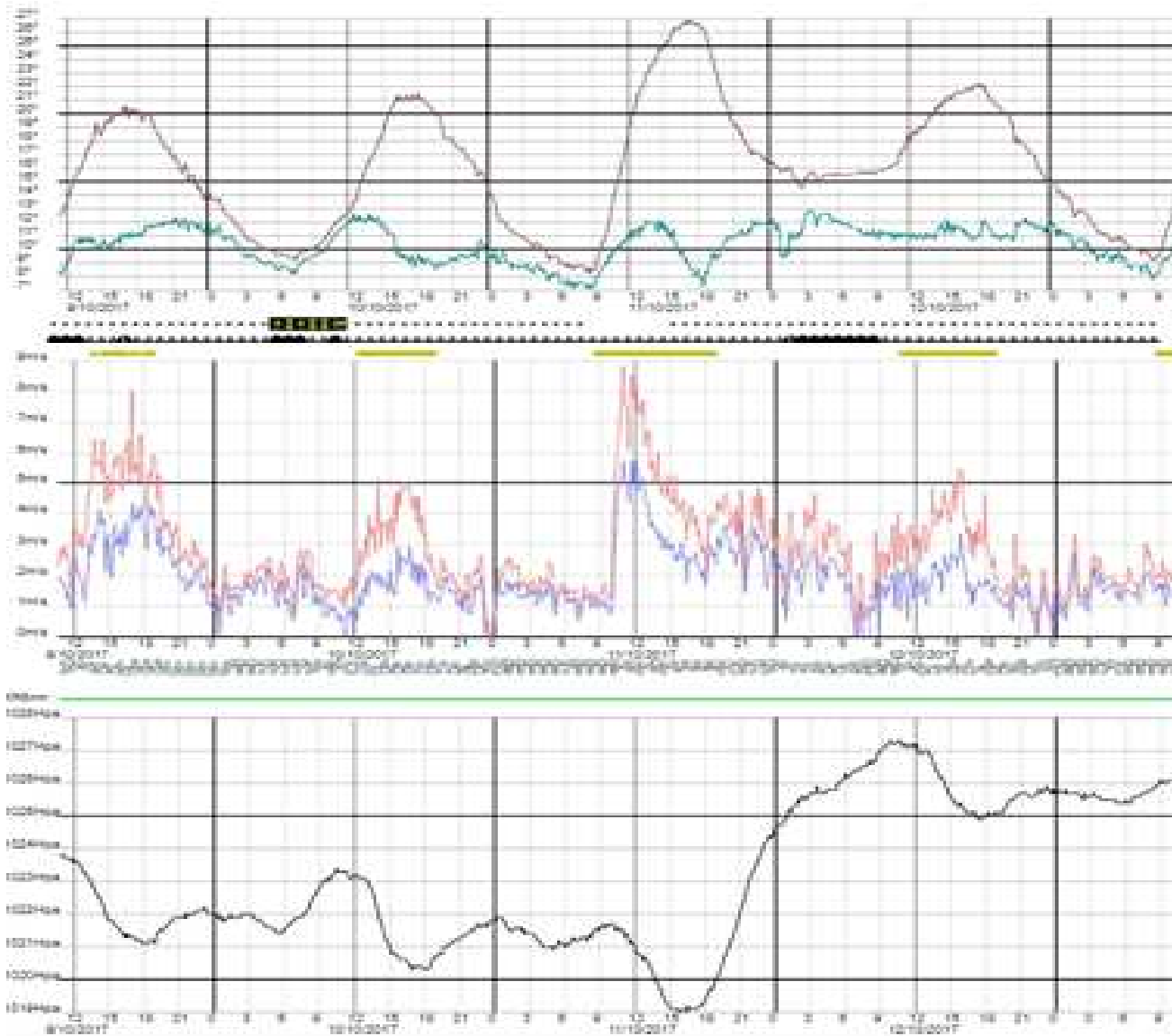
En surface : variations régulières, cycle jour/nuit





Variations locales :

Température



Exemple pour
LFBO cette
semaine



Effet local sur les variations :

En surface : amplitude thermique

$$a = t_{\max} - t_{\min}$$

Intensité radiation solaire

saison (été)

latitude



Atmosphère

vent

nuages

humidité



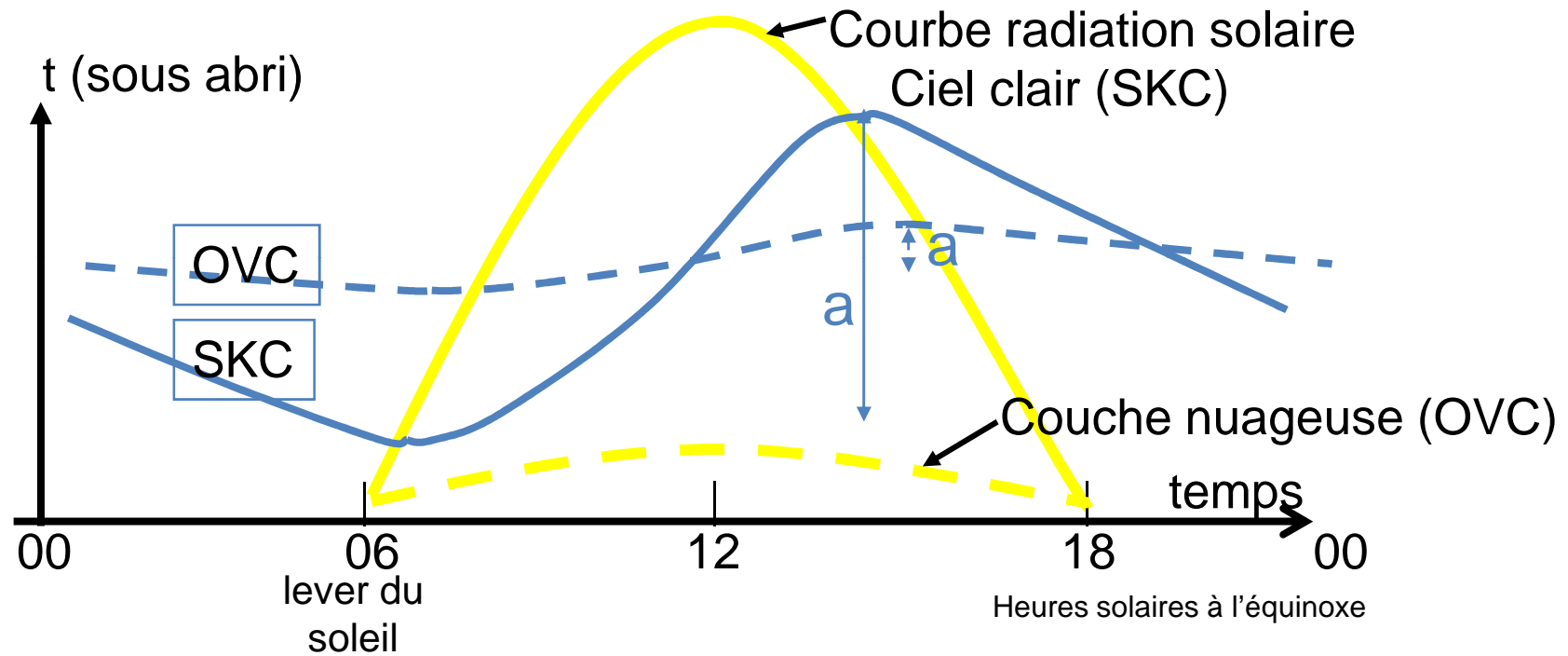
Surface

continentalité



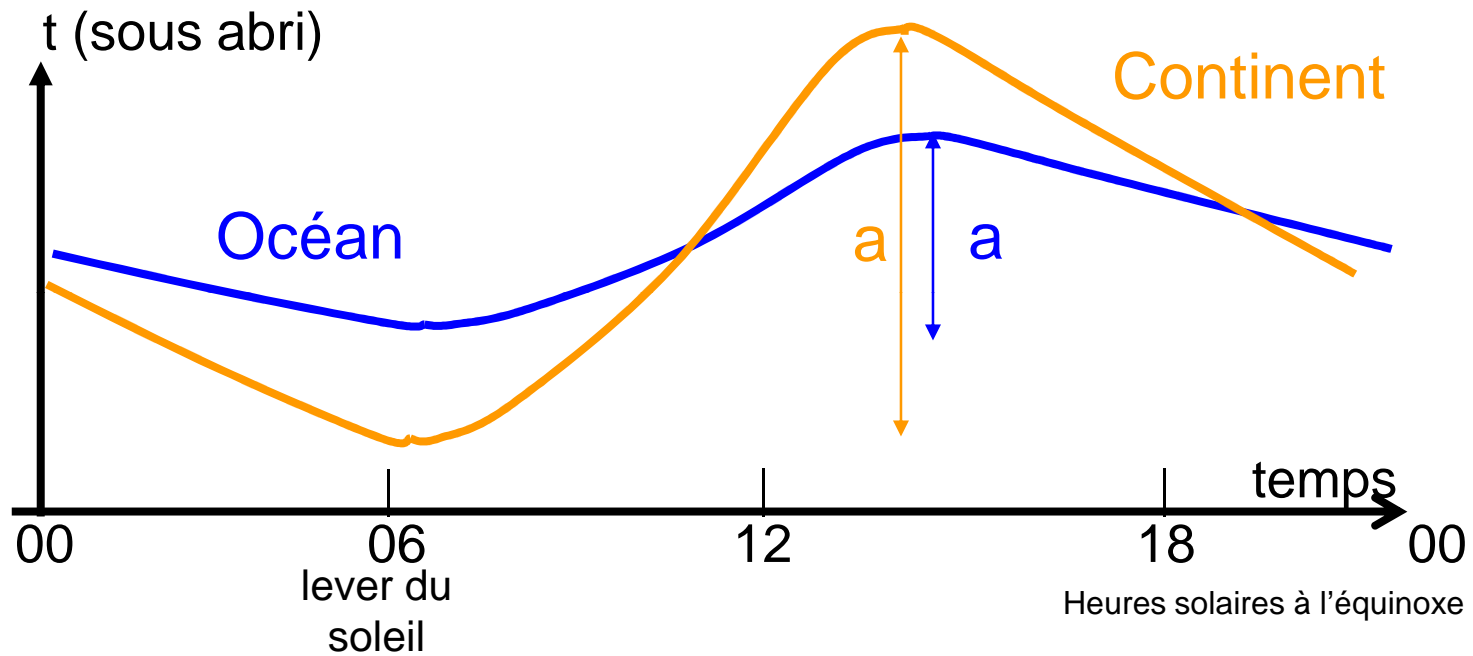


Influence d'une couche nuageuse :





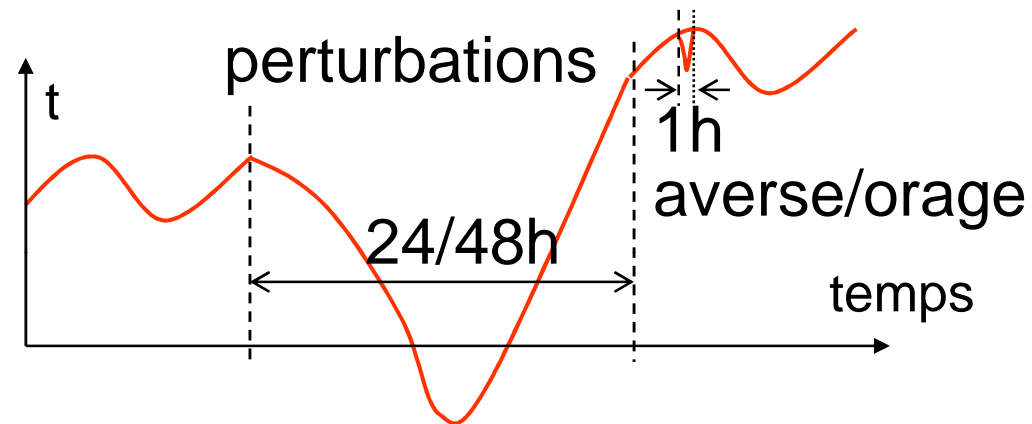
Influence de la continentalité:





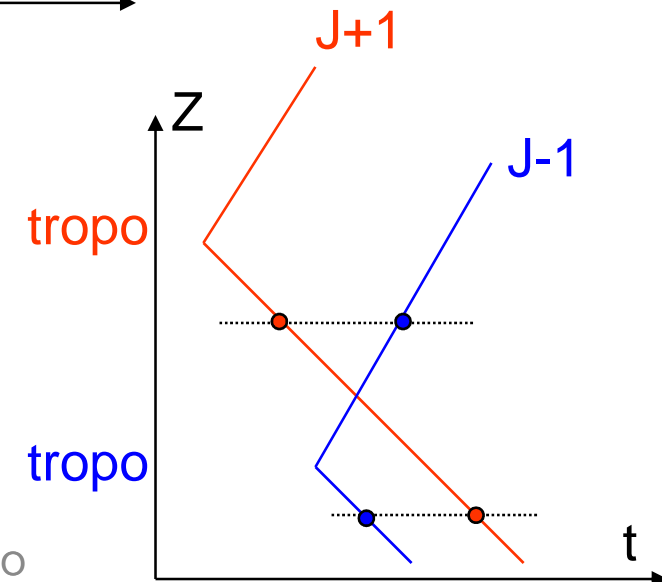
Variations accidentelles:

En surface : variations accidentelles (régions tempérées)



En altitude

- influence surface diminue
- amplitude plus faible
- accidents liés aux mouvements atmosphériques





Importance aéronautique de la température:

La température conditionne la **masse volumique de l'air** qui a des effets sur :

- la portance : distances de décollage et d'atterrissage (cf manuel de vol), respect des pentes,
- rendement moteur, consommation
- altitude vraie.

- et surtout :

Température < 0°C ⇒ givrage potentiel DANS LES NUAGES



Aéro-club du CE AIRBUS-France Toulouse
René Barbaro

Plan du cours

- 1) L'atmosphère terrestre
- 2) Température
- 3) Pression atmosphérique



Définition et mesure

Variations verticales

Variations dans le temps en un lieu en surface

Valeurs terrestres

Le champ de pression au niveau mer

Carte des isohypses / Interprétation

Table de l'atmosphère standard

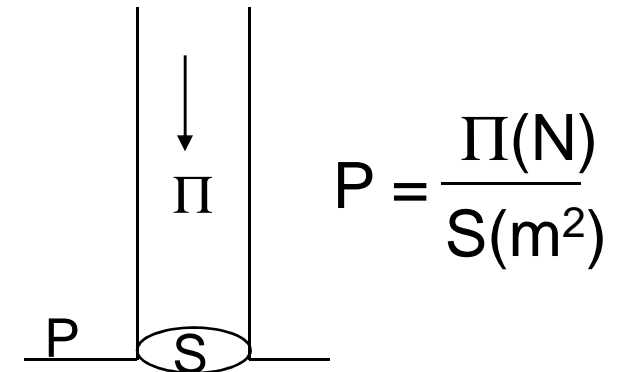
Importance aéronautique



Pression atmosphérique

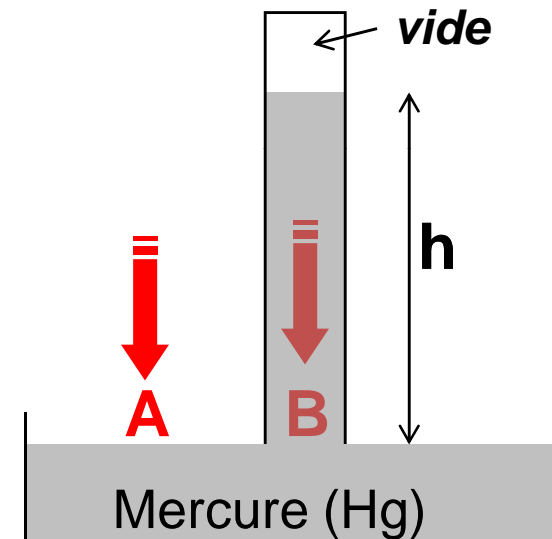
Définition:

Pression atmosphérique: poids d'une colonne verticale d'air, au-dessus d'une surface, s'étendant jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère



Mesure : le baromètre à mercure

$$P(A) = P(B) = h \cdot \rho(Hg) \cdot g$$



Correspondances des unités :

$$1N/m^2 = 1 \text{ Pascal (Pa) (SI)}$$

$$\text{à } t = 0^\circ\text{C}, g = 9,80665 \text{ m/s}^2$$

$$760 \text{ mm} = 101325 \text{ Pa} = 1013,25 \text{ hPa} = 29,92 \text{ in Hg}$$

$$1\text{hPa} = 1\text{mb.}$$



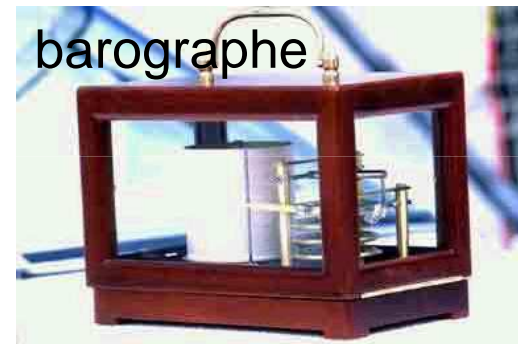


Baromètres anéroïdes:

capsules métalliques étanches qui se déforment à la pression



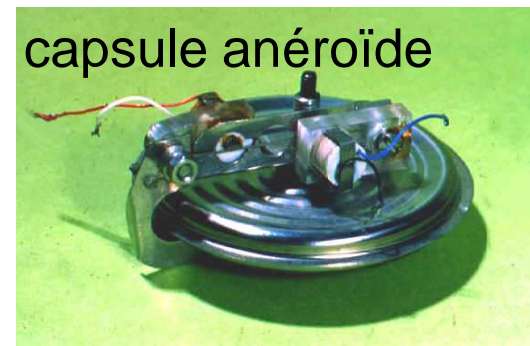
altimètre



barographe



baromètre



capsule anéroïde



Variations verticales :

- En s'élevant dans l'atmosphère le poids de la colonne d'air diminue donc la pression diminue
- La pression peut être choisie comme référence verticale
 - en aéronautique (positionnement vertical)
 - en météorologie (modèles)
- La variation verticale de la pression n'est pas linéaire
- Elle s'exprime par la relation (Loi de LAPLACE) :

$$Z(P_1) - Z(P_2) = 67,445 \cdot T_m \cdot \log_{10} \frac{P_2}{P_1}$$

T_m étant la température moyenne de la tranche P_1 - P_2



Variations verticales :

La loi permettant de calculer la variation de pression dP pour un dénivelé dz est :

$$dP = - \rho g dz$$

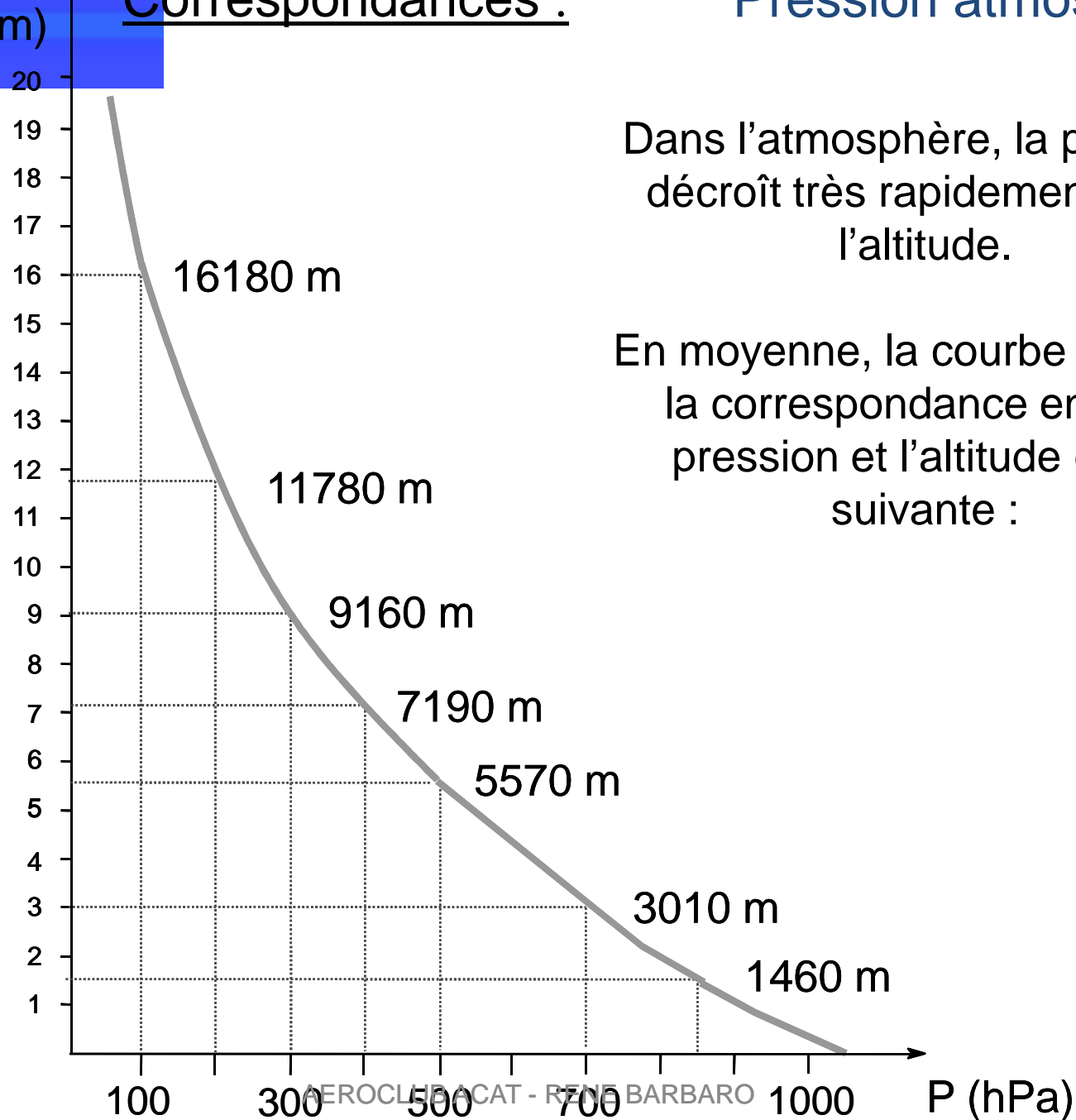
On peut ainsi calculer les gradients de pression. Comme la masse volumique diminue avec l'altitude, le taux de décroissance diminue quand l'altitude augmente.

- à 1015hPa : -1hPa / 8,4m
- à 700hPa : -1hPa / 11m
- à 100hPa : -1hPa / 60m



Correspondances :

Pression atmosphérique

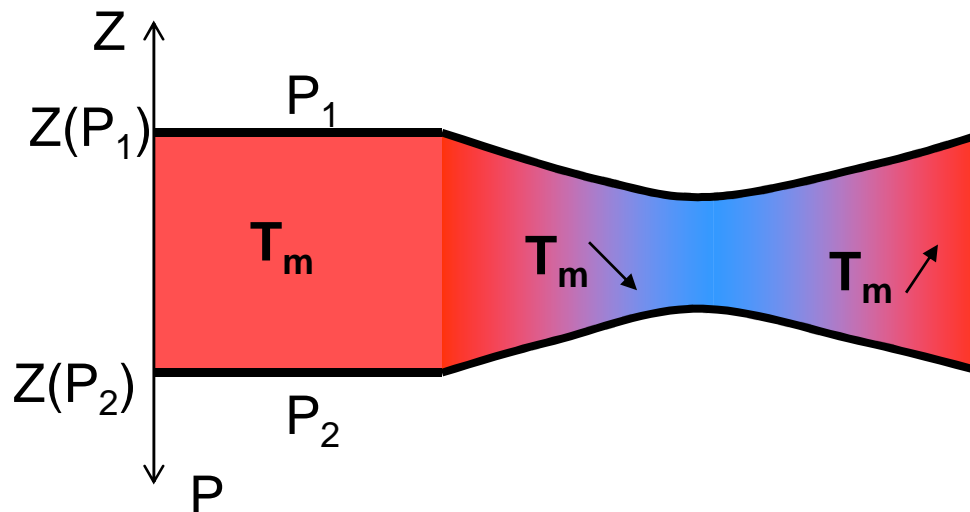




Conséquences des variations verticales :

La Loi de Laplace montre que pour deux niveaux de pressions fixés (P_1 et P_2), leur différence d'altitude est proportionnelle à la température moyenne de la tranche P_1 - P_2

$$Z(P_1) - Z(P_2) = K T_m$$



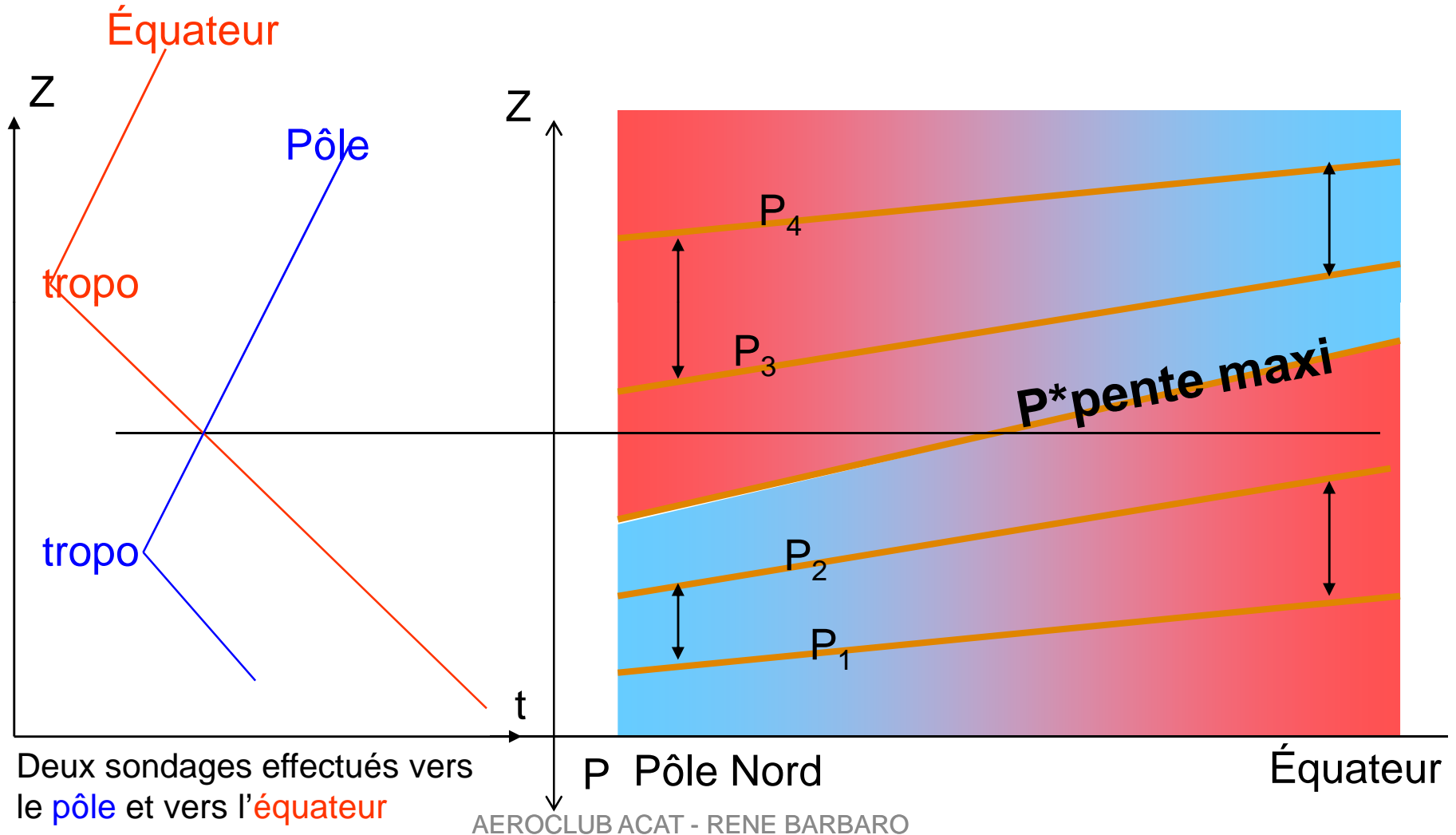
Cette relation ne doit pas être perdue de vue en altimétrie



- A partir d'un profil vertical (température et humidité) donné, on peut calculer :
 - la pression à une altitude donnée
 - l'altitude d'un niveau de pression donné
- En général on calcule
 - la pression réduite au niveau de la mer selon les pratiques météorologiques (QNH)
 - l'altitude des niveaux de pression 950, 925, 900, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa.



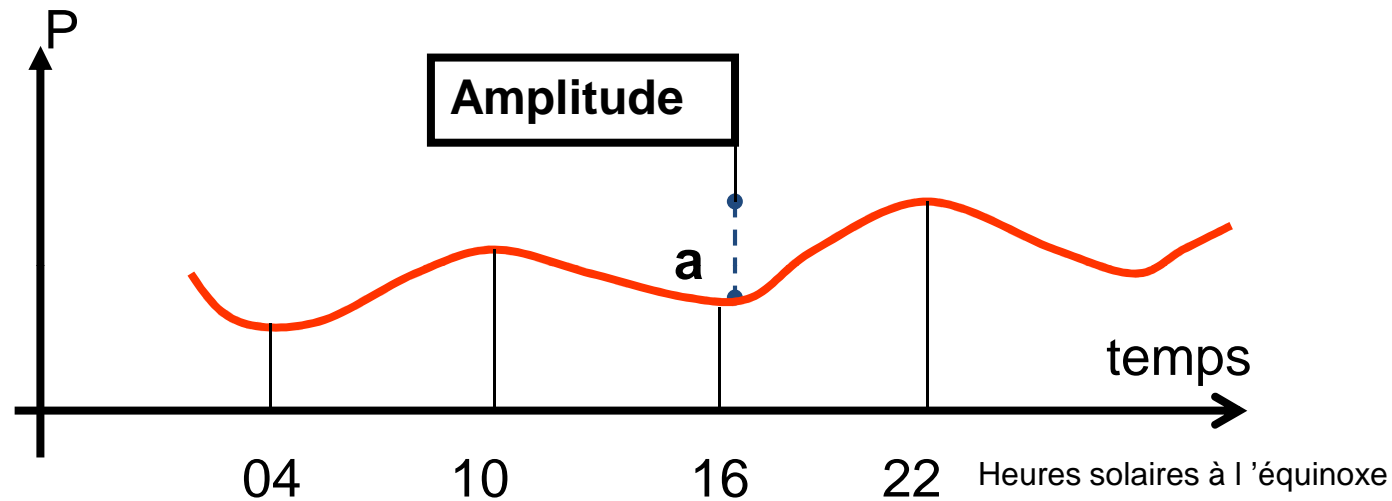
Application du profil vertical :





Variations journalières :

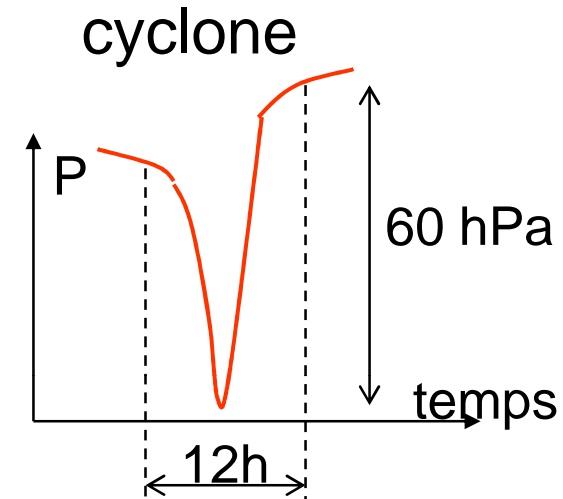
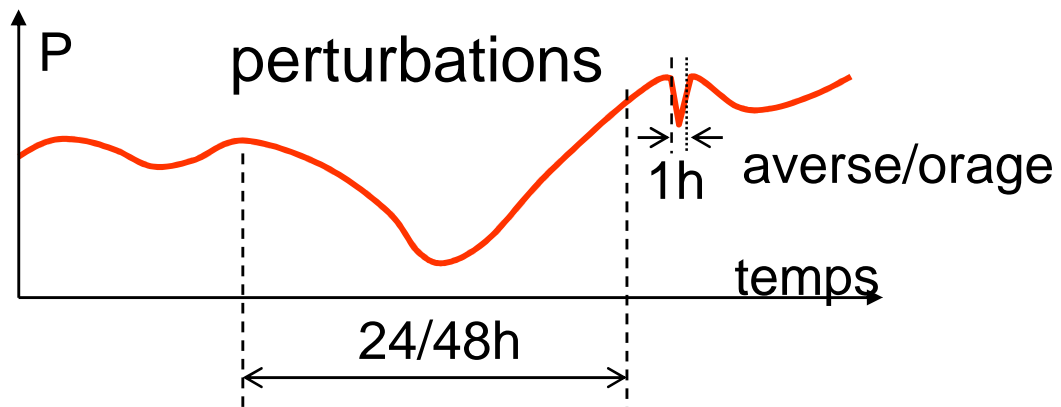
- En surface : variations régulières, cycle jour/nuit



- Amplitude (marée barométrique)
 - 1 hPa aux latitudes moyennes
 - 3 hPa à l'équateur
 - négligeable aux pôles



Variations accidentelles :



- perturbations extra tropicales : quelques dizaines de hPa
- orage : quelques hPa
- cyclones : plusieurs dizaines de hPa



Valeurs terrestres :

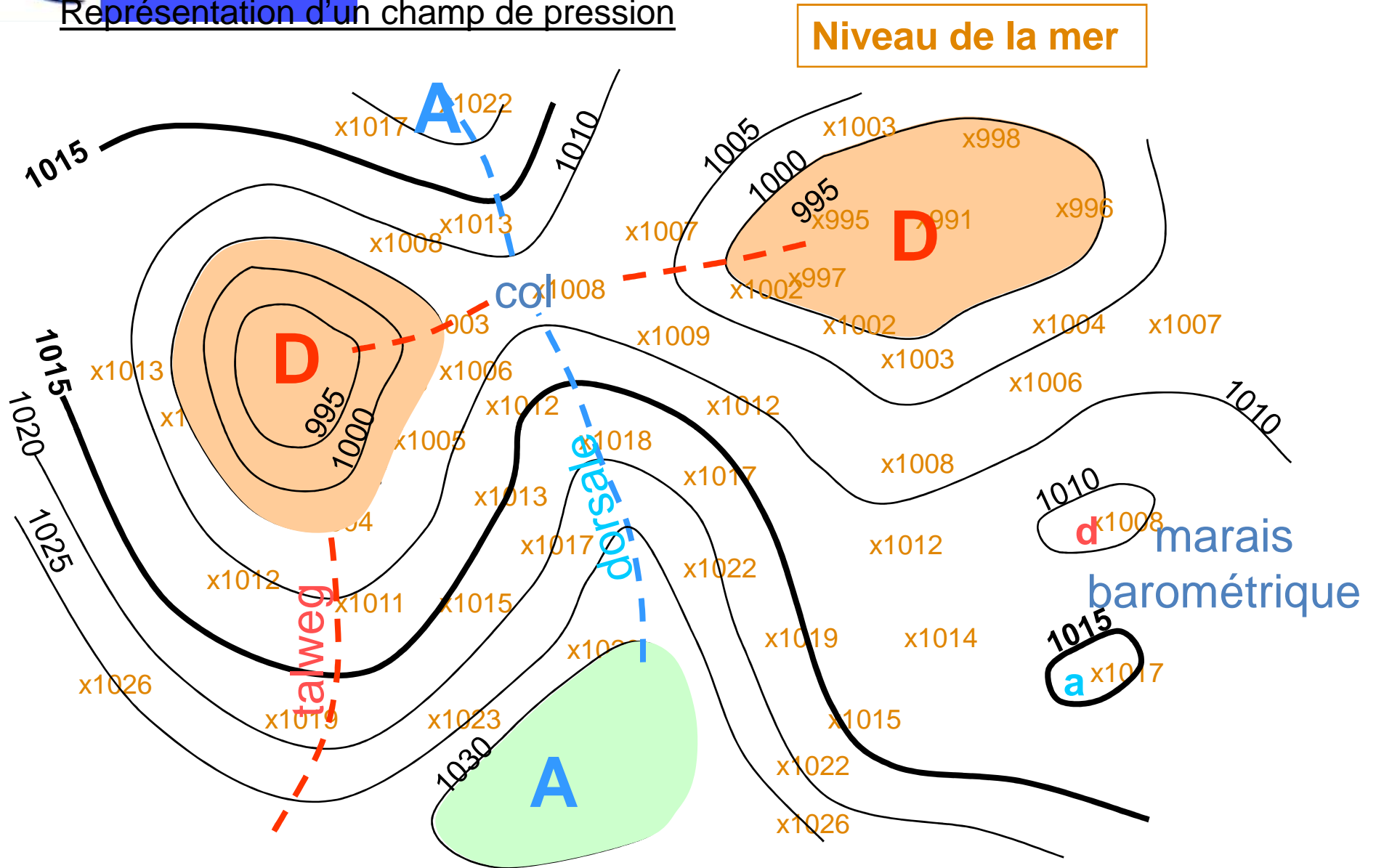
- Au niveau de la mer
 - **Les plus élevées**
 - 1083,5 hPa à Agata en Sibérie
 - 1050 hPa à Paris

 - **Les plus basses**
 - 867 hPa dans l'œil d'un typhon
 - 947 hPa à Boulogne sur mer



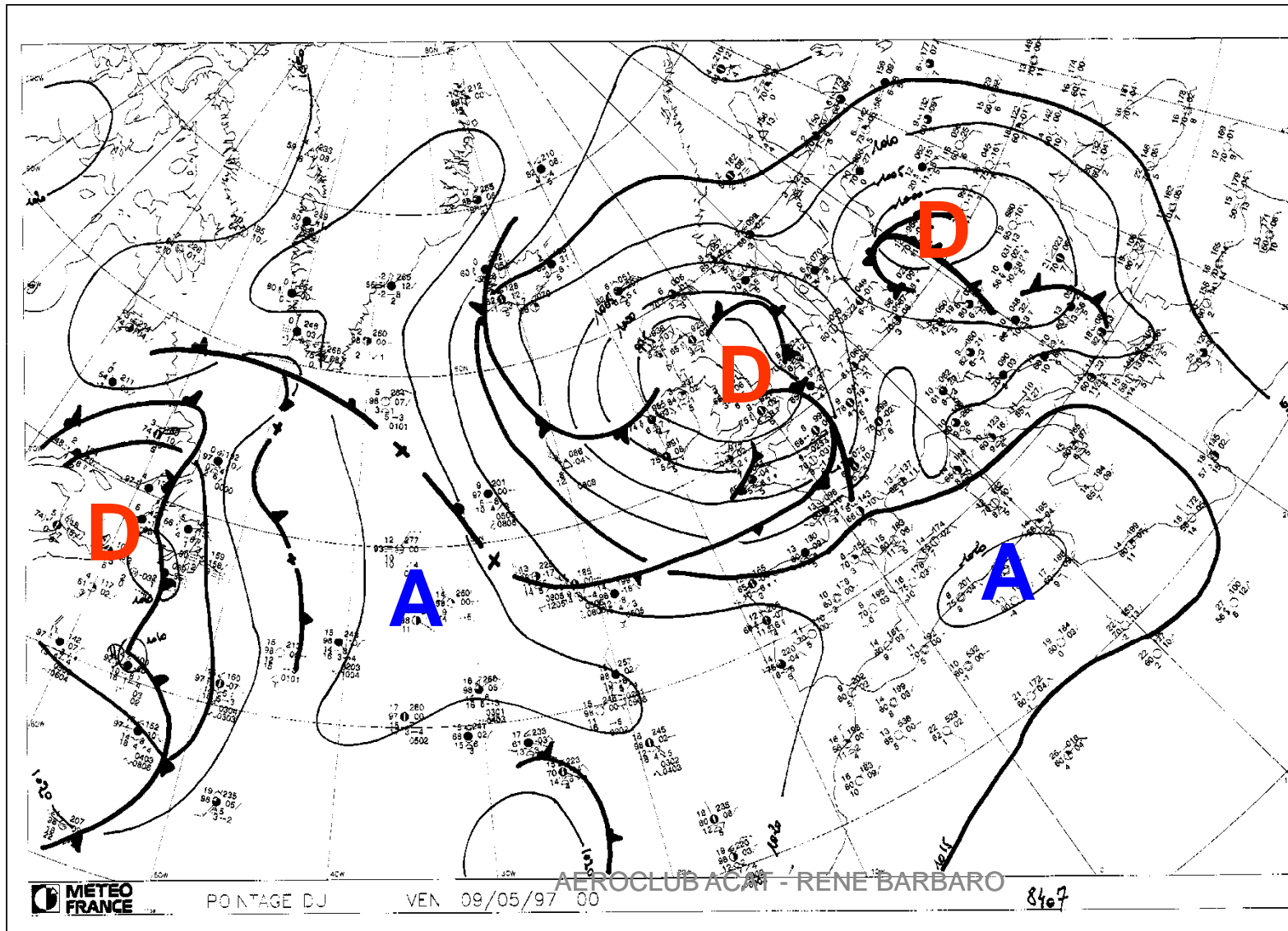
Pression atmosphérique

Représentation d'un champ de pression





Exemple de Carte de pression surface :

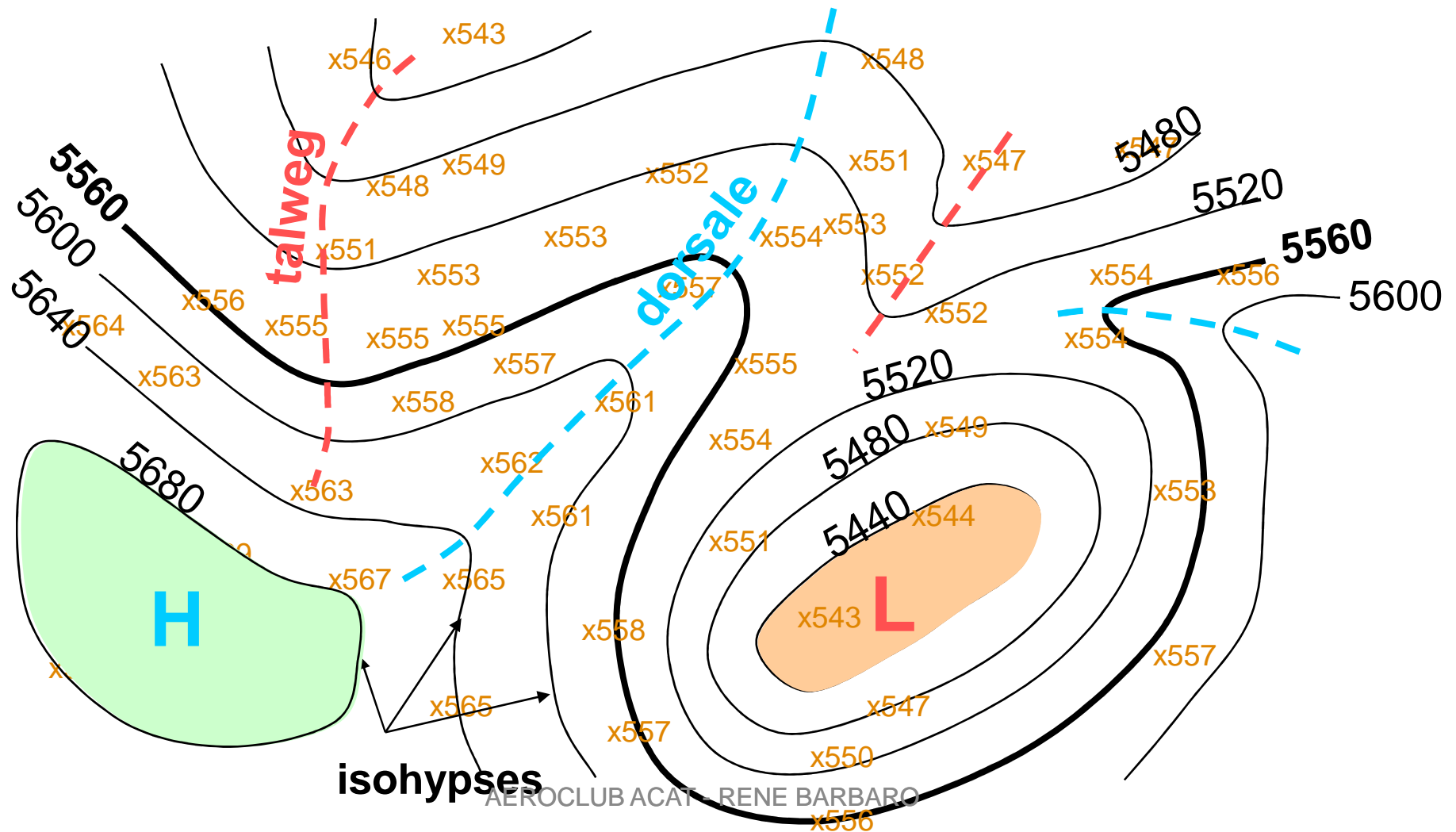




En altitude, 500 hPa

Carte des isohypses (altitude):

Isohypse : tracé de lignes d'égale altitude d'une surface isobare





Interprétation d'une carte des isohypses:

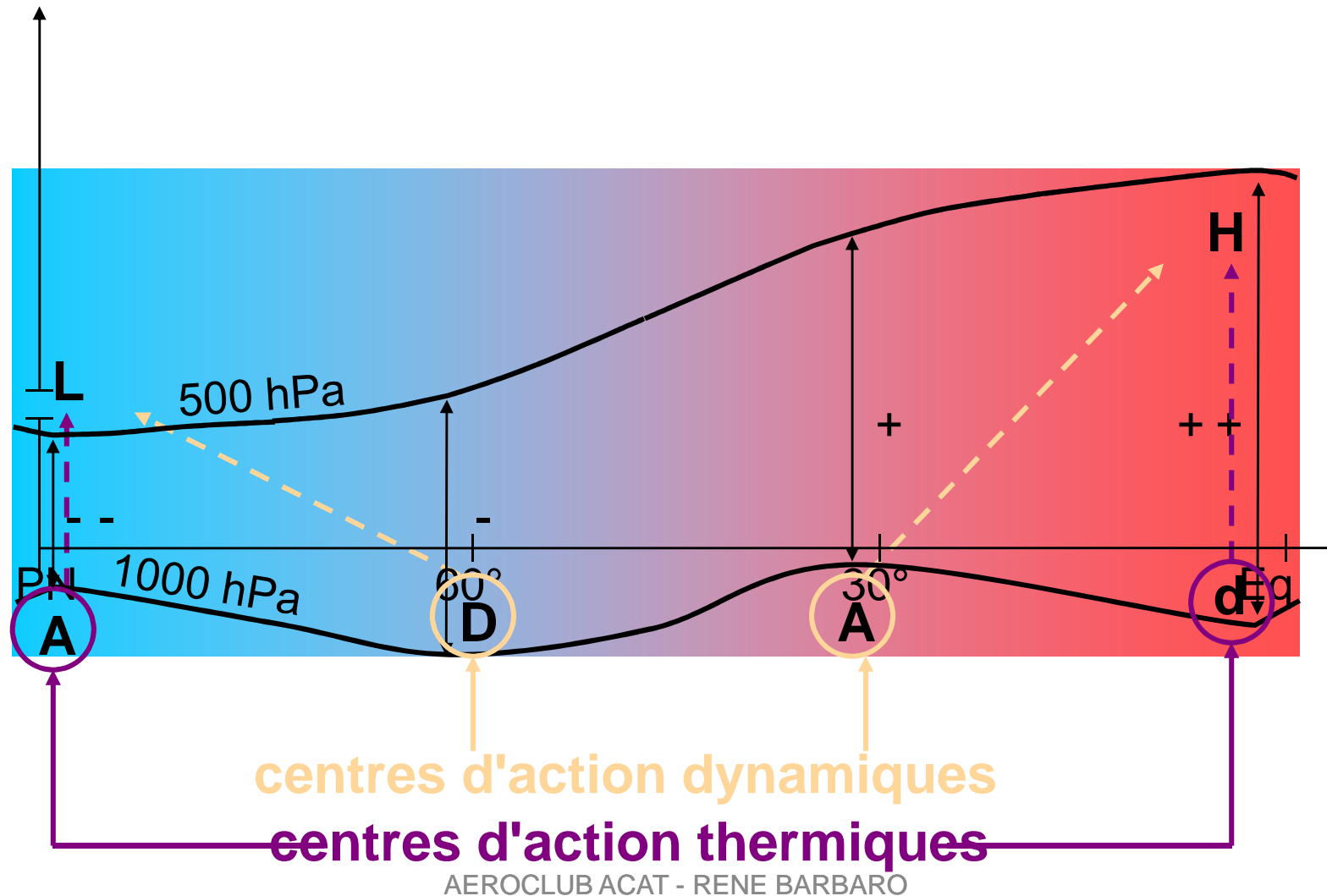




Table de
l'atmosphère
standard :

P(hPa)	H(m)	H(feet)	P(hPa)	H(m)	H(feet)
960	453	1486	1000	111	364
1	444	1458	1	102	336
2	436	1429	2	94	309
3	427	1401	3	86	281
4	418	1372	4	77	254
5	410	1344	5	69	226
6	401	1315	6	61	199
7	392	1287	7	52	171
8	384	1259	8	44	144
9	375	1230	9	35	116
970	366	1202	1010	27	89
1	358	1174	1	19	61
2	349	1146	2	10	34
3	341	1117	3	2	7
4	332	1089	4	- 6	- 20
5	323	1061	5	- 15	- 48
6	315	1033	6	- 23	- 75
7	306	1005	7	- 31	- 102
8	298	977	8	- 39	- 129
9	289	948	9	- 48	- 157
980	281	920	1020	- 56	- 184
1	272	892	1	- 64	- 211
2	263	864	2	- 73	- 238
3	255	836	3	- 81	- 265
4	246	808	4	- 89	- 292
5	238	780	5	- 97	- 319
6	229	752	6	- 106	- 346
7	221	725	7	- 114	- 373
8	212	697	8	- 122	- 400
9	204	669	9	- 130	- 427
990	195	641	1030	- 139	- 454
1	187	613	1	- 147	- 481
2	178	585	2	- 155	- 508
3	170	558	3	- 163	- 535
4	161	530	4	- 171	- 562
5	153	502	5	- 180	- 589
6	145	474	6	- 188	- 616
7	136	447	7	- 196	- 643
8	128	419	8	- 204	- 669
9	119	391	9	- 212	- 696
1000	111	364	1040	- 220	- 723
<hr/>					
850	1457	4781	300	9164	30065
700	3012	9882	250	10363	33999
600	4206	13801	200	11784	38662
500	5574	18289	150	13608	44647
400	7185	23574	100	15180	53083



Importance aéronautique:

- Séparation verticale des aéronefs, notion d'altimétrie
- La pression (comme la température) conditionne la masse volumique de l'air
 - rendement moteur, consommation
 - portance
 - distance de décollage, respect des pentes
- Relation entre la pression et le vent
 - recherche de FL optimum



Aéro-club du CE AIRBUS-France Toulouse
René Barbaro

Plan du cours

- 1) L'atmosphère terrestre
- 2) Température
- 3) Pression atmosphérique
- 4) Humidité et Stabilité



La place de l'eau

Cycle de l'eau

Généralités

Teneur en vapeur d'eau

Les transformations adiabatiques

Les transformations isobares

Autres processus de condensation

Stabilité et instabilité

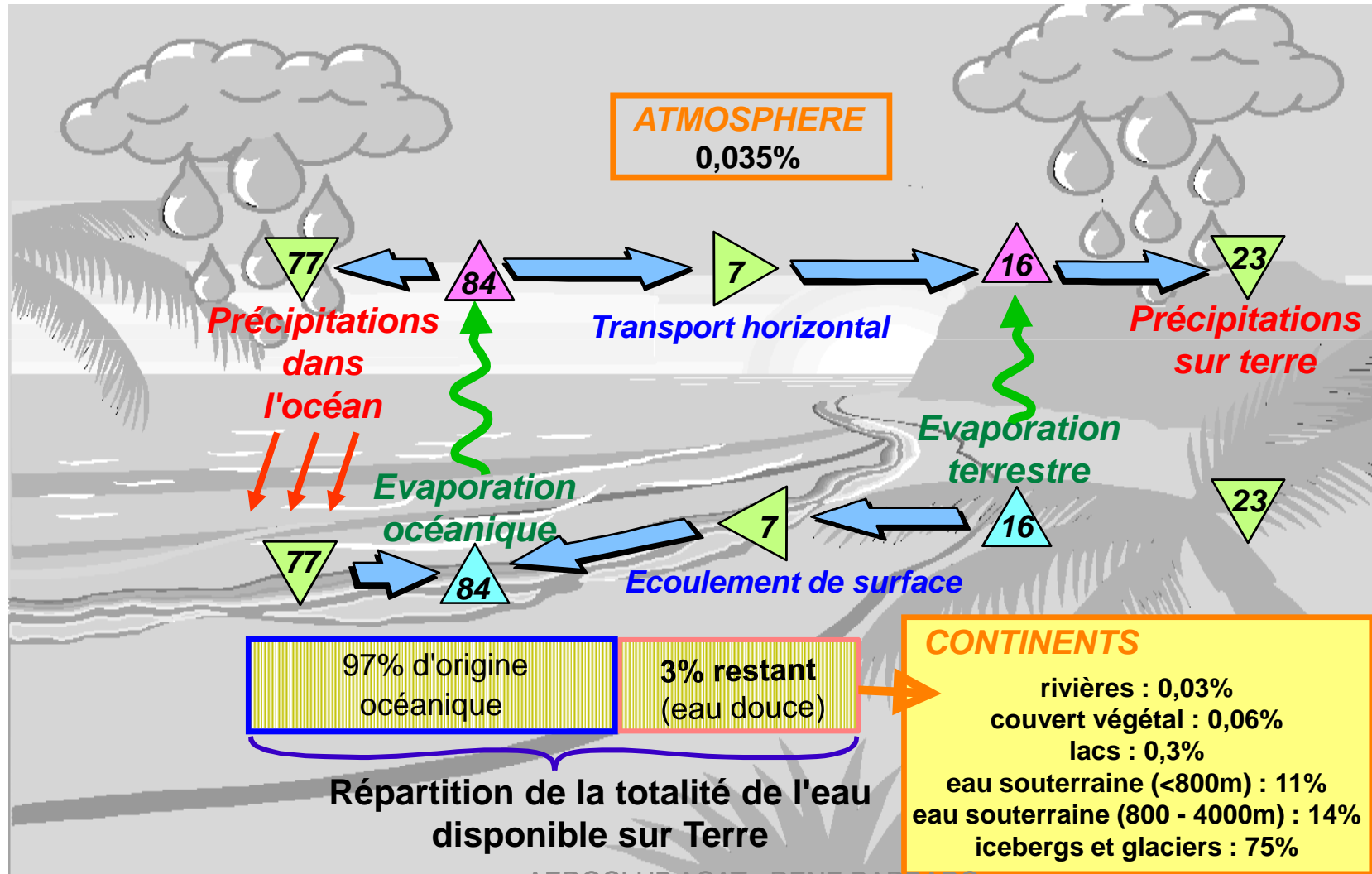


La place de l'eau dans l'atmosphère:

- Terre + Atmosphère
 - 1,4 milliard de km³ d'eau
 - *97% sont représentés par les océans*
- Atmosphère seule
 - 13 000 km³ d'eau soit 1/100 000 du volume terre+atmosphère
 - *(petite mer intérieure de 80 km x 80 km et profonde de 2000m).*
 - 0,25% de la masse atmosphérique dont 1% sous forme condensée (*nuages recouvrant la moitié de la surface de la terre*)

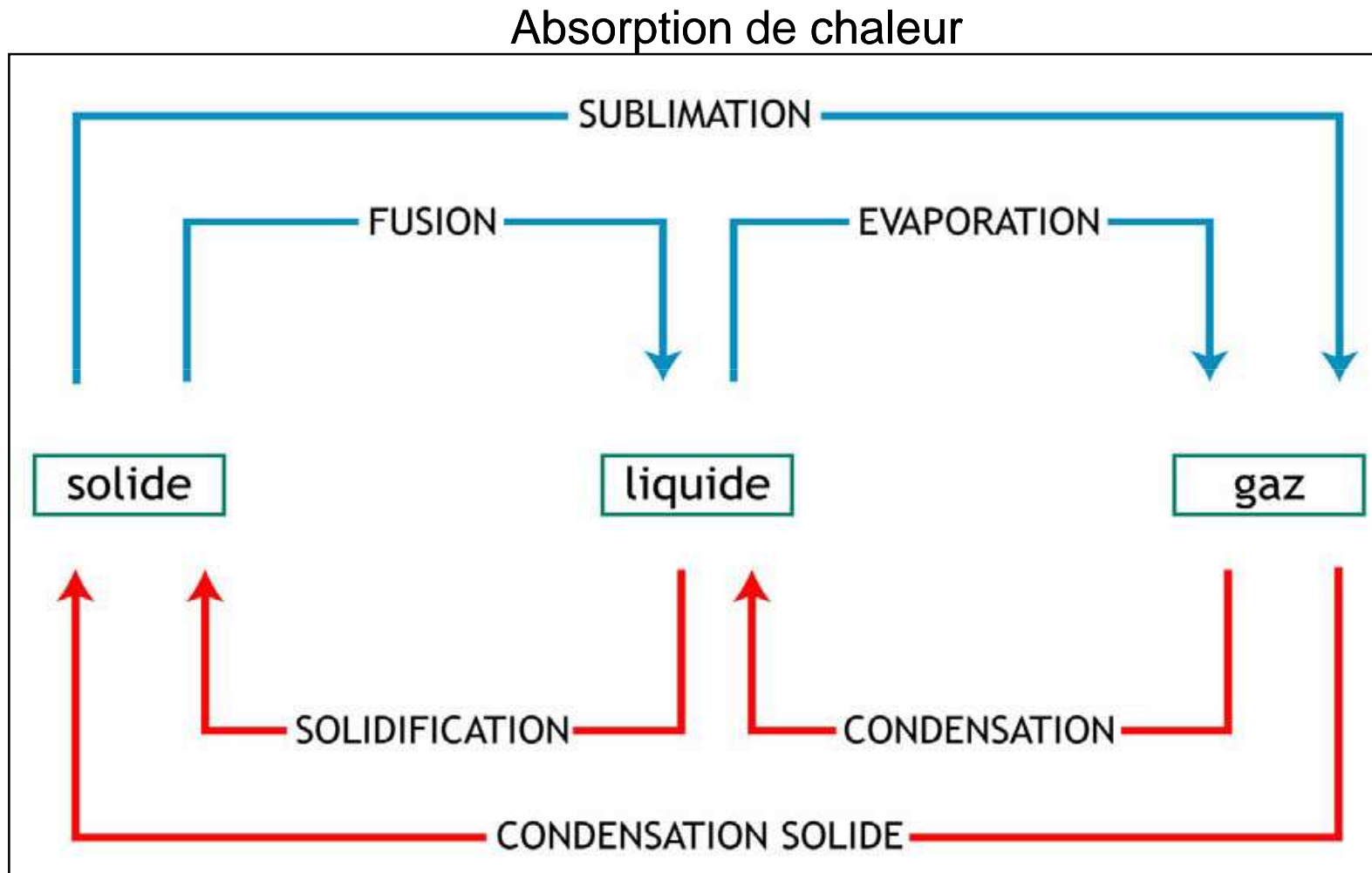


Le Cycle de l'eau:



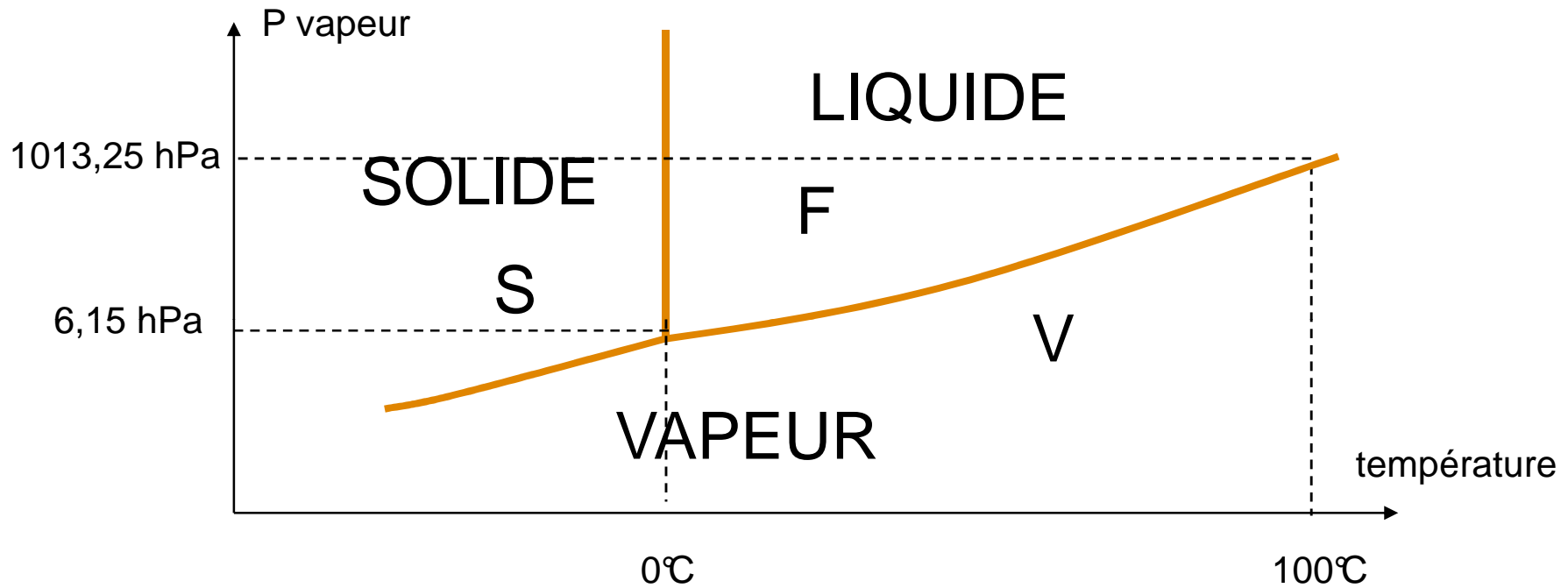


Changements d'état:





Equilibre entre les états:

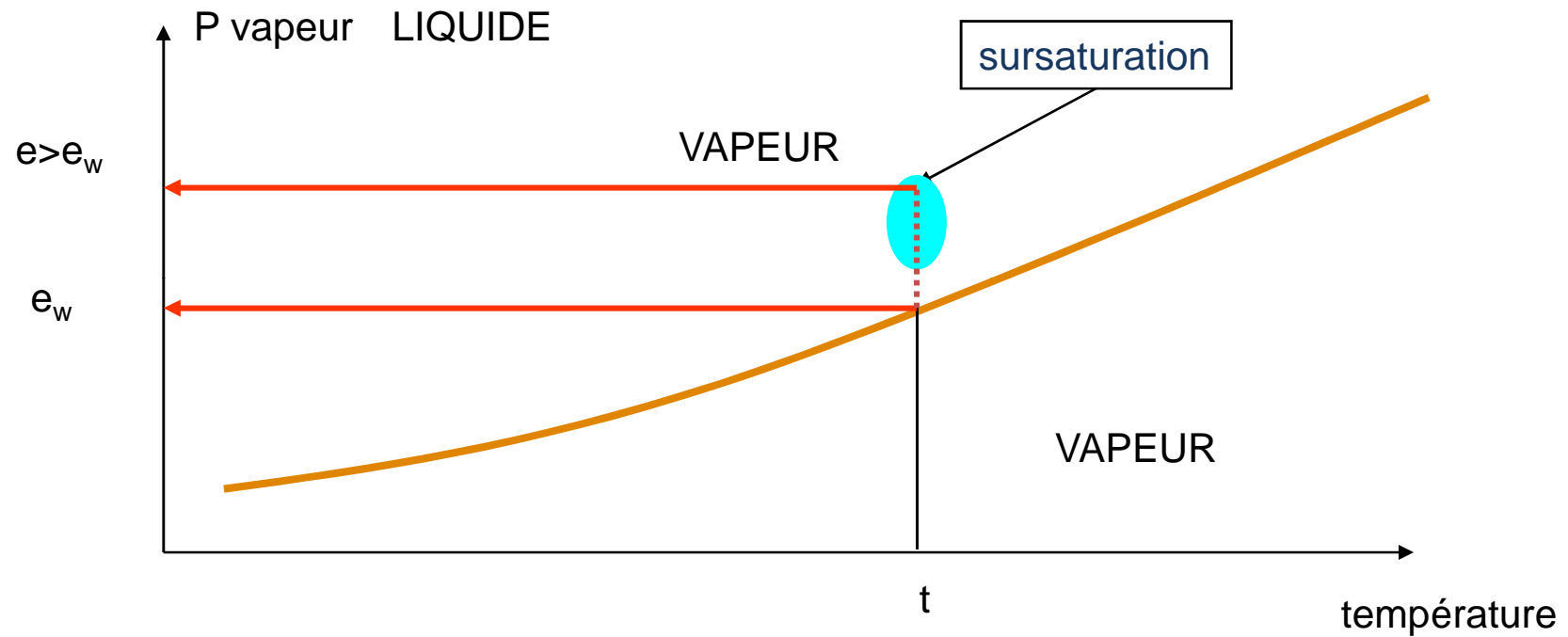


V courbe de vaporisation ou courbe de tension saturante de la vapeur



Retard aux changements d'état:

- vapeur \Rightarrow liquide : la sursaturation

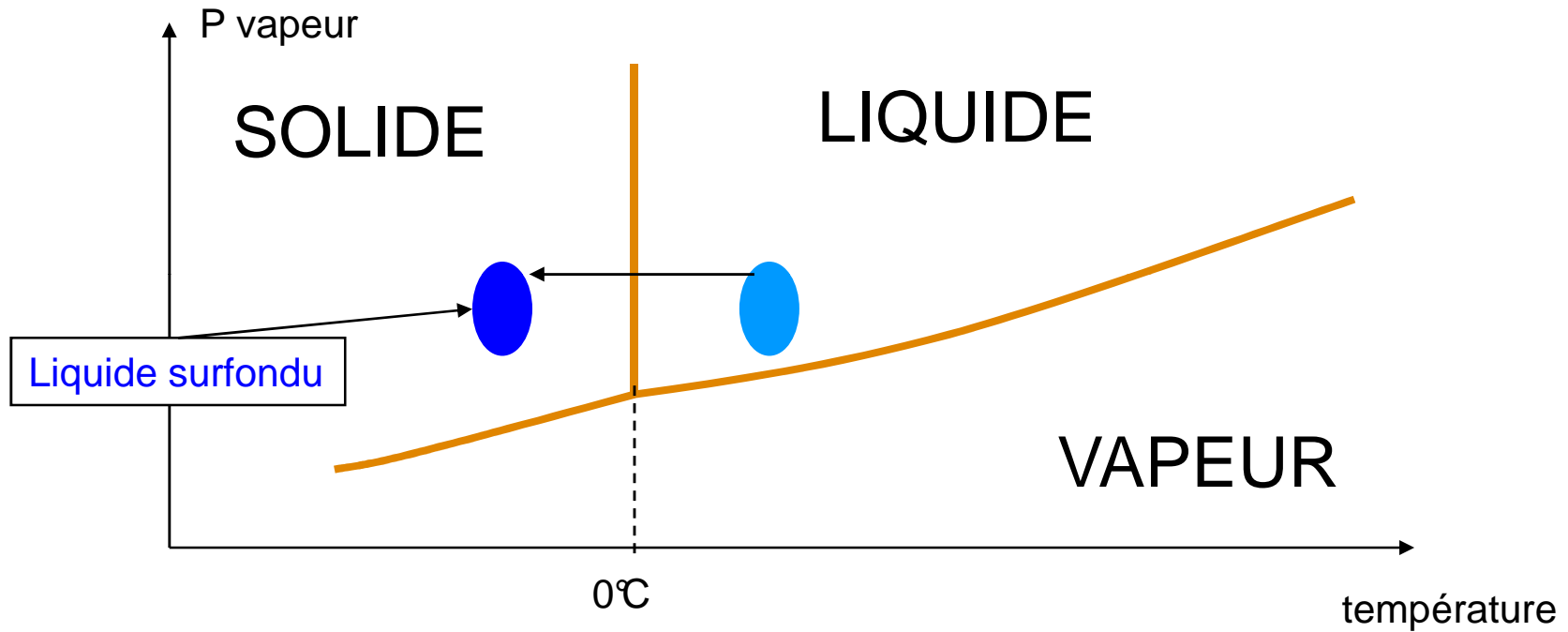


Moyennant la présence de noyaux de condensation, la sursaturation n'existe pratiquement pas dans l'atmosphère



Retard aux changements d'état:

- liquide \Rightarrow solide : la surfusion



Surfusion généralisée dans les nuages entre 0 et -10°C/-15°C



Teneur en vapeur d'eau

L'air atmosphérique est un mélange des deux gaz parfaits que sont l'air sec et la vapeur d'eau.

L'air est qualifié d'humide dans le cas d'une tension de vapeur d'eau, "e", non saturante.

A noter que l'air humide est plus léger que l'air sec (# de masse molaire)

Dans un volume atmosphérique, la pression, P, est donc la somme des pressions partielles de l'air sec, Pa, et de la vapeur d'eau, "e", (aussi appelée **tension de vapeur**)

$$P = P_a + e$$

ou en utilisant l'équation d'état des gaz parfaits :

$$P = \rho_a R_a T + \rho_v R_v T$$

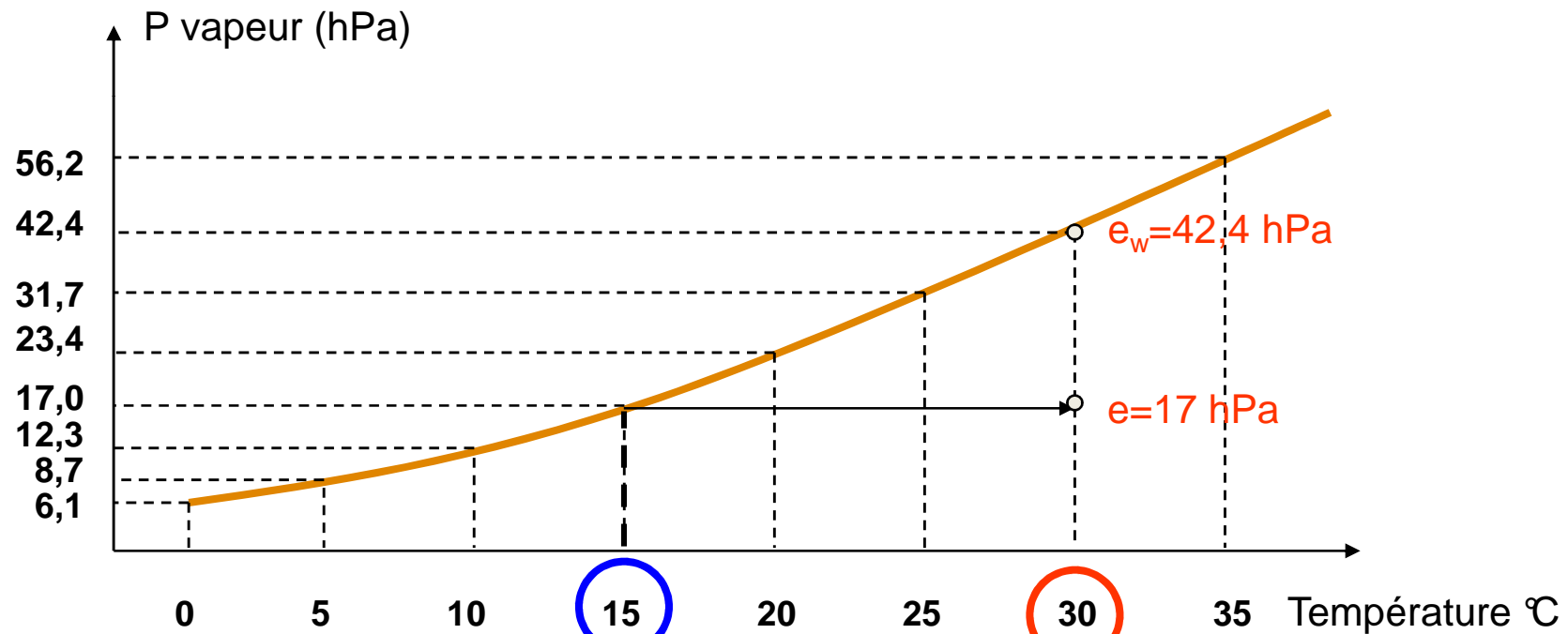


Teneur en vapeur d'eau

L'humidité relative U :

C'est le rapporte entre la tension réelle (e) et la tension saturante (e_w) :

$$U = 100 \cdot \frac{e}{e_w(T)}$$





Teneur en vapeur d'eau

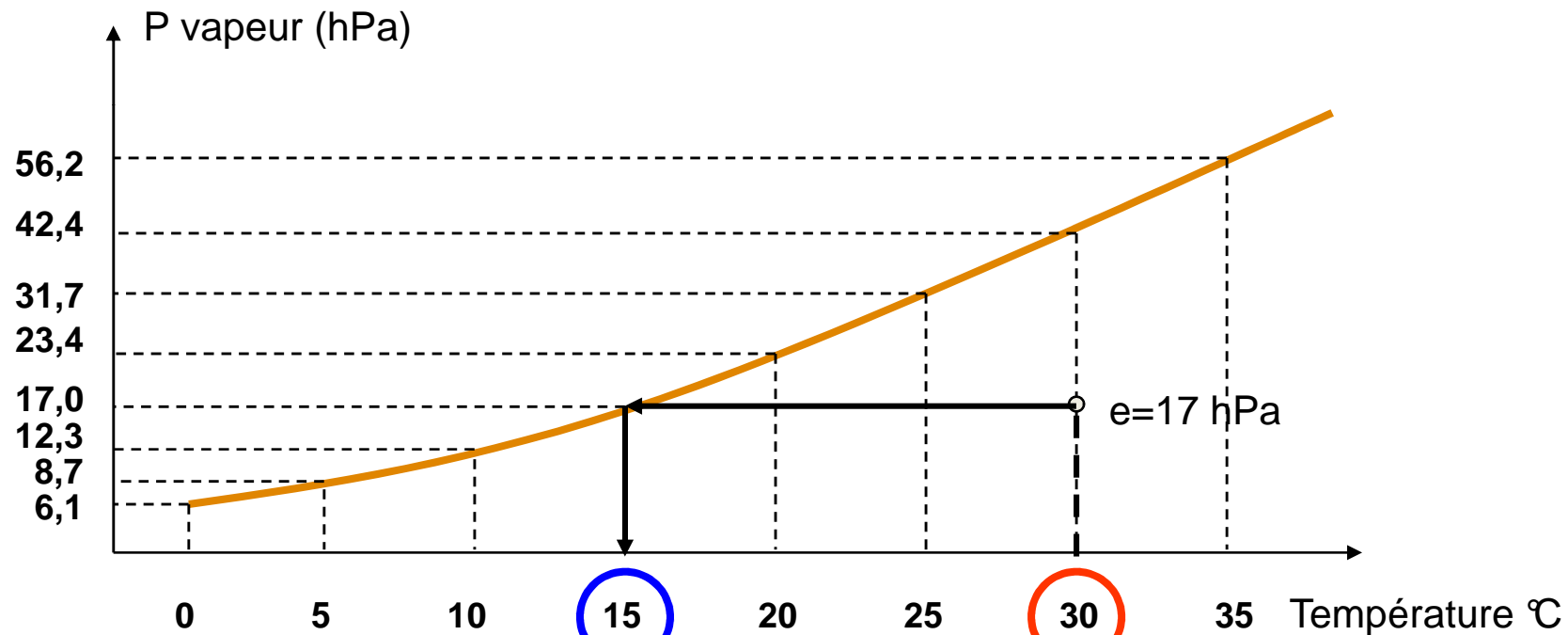
t_d est la température à laquelle il faut refroidir à pression constante un volume d'air atmosphérique pour qu'il soit juste saturé.

r est le rapport de mélange, exprimé en $\text{g/g}_{\text{air sec}}$ mais souvent en $\text{g/kg}_{\text{air sec}}$

$$r = \frac{m_v}{m_a}$$

Ce qui en fonction de l'équation des gaz parfaits donne

$$r = 0,622 \frac{e}{P - e}, r \text{ en (g/g)}$$



$$e = e_w(t_d)$$



Transformations adiabatiques :

Avec une quantité de vapeur fixe et en l'absence de condensation \Rightarrow l'air atmosphérique est considéré comme un gaz parfait évoluant sans échange de chaleur avec le milieu extérieur (évolution adiabatique ou isentropique)

La quantité de vapeur étant relativement faible en regard de celle de l'air sec, l'air atmosphérique évolue comme de l'air sec suivant la loi :

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_a}{C_{Pa}} \frac{dP}{P} \Rightarrow \frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_a}{C_{Pa}}}$$

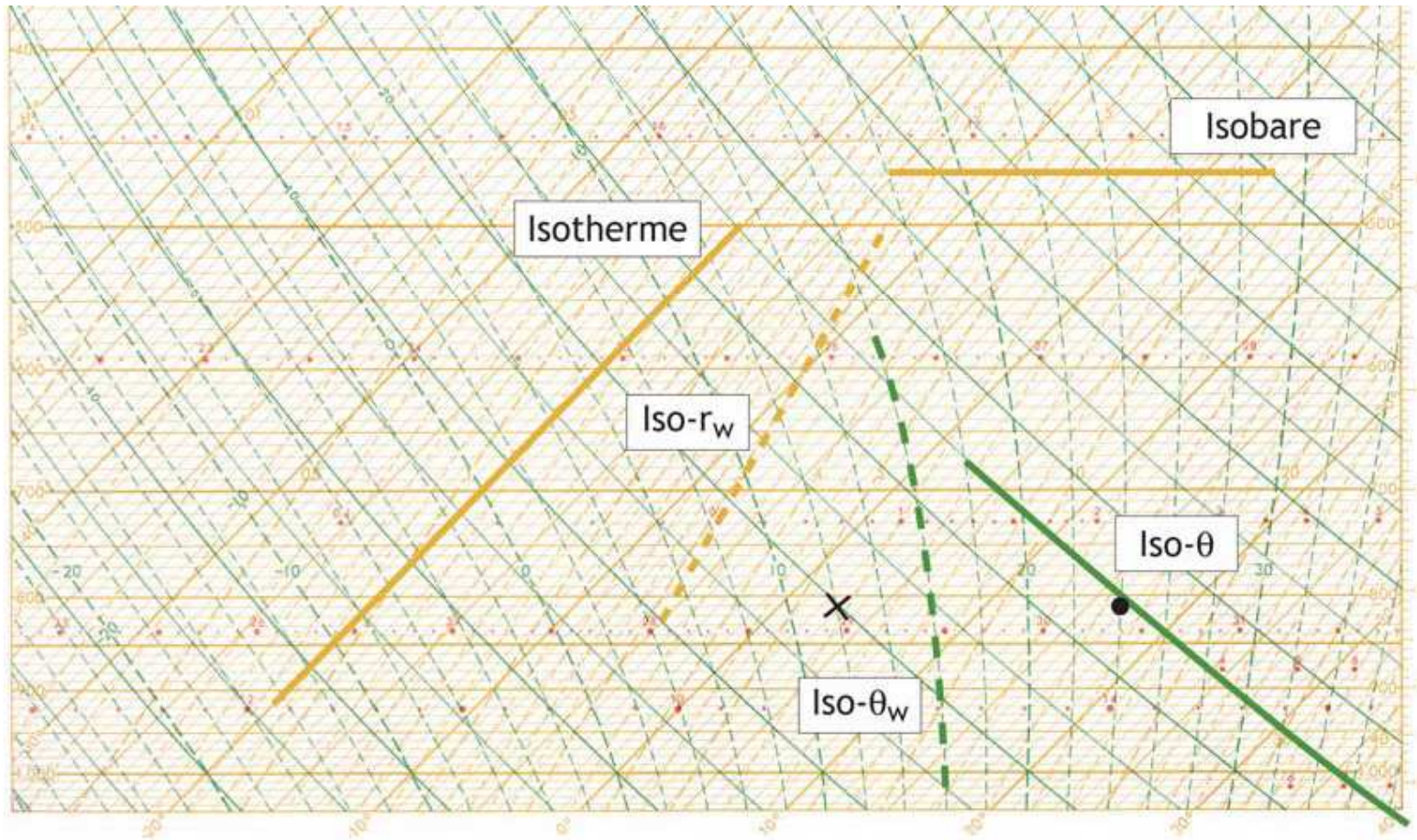
On utilise aussi la température potentielle θ avec
$$\theta = T_0 \left[\frac{1000}{P_0} \right]^{\frac{R_a}{C_{Pa}}}$$

θ est la température que la particule prend à chaque fois qu'elle passe au niveau 1000hPa au cours de ses évolutions verticales.



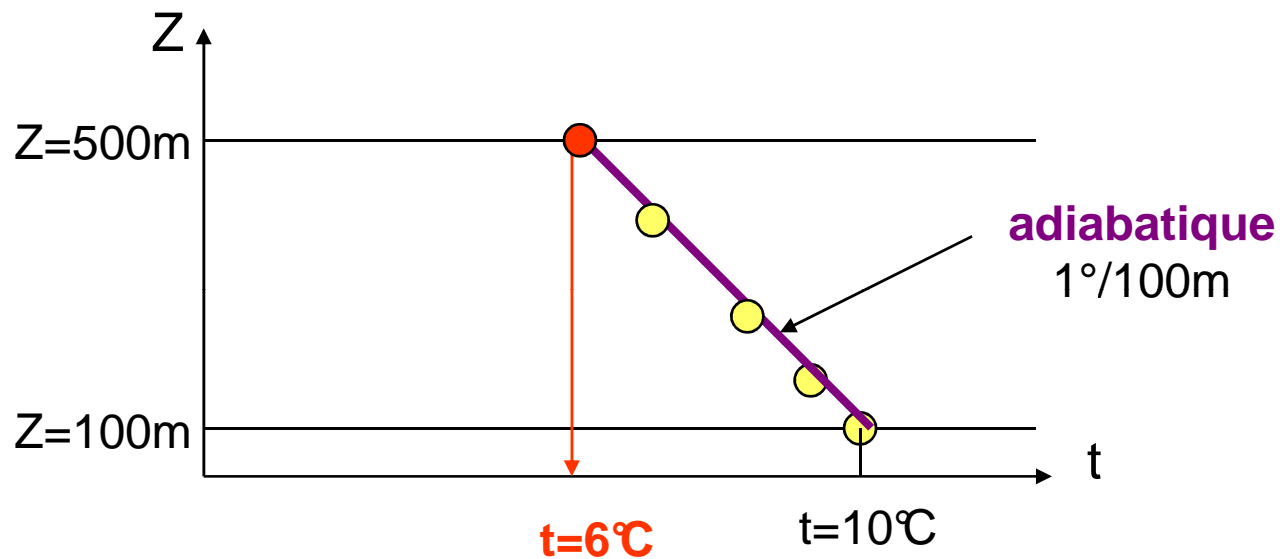
Transformations adiabatiques :

Les représentations des transformations adiabatiques peuvent être donc représentées par un digramme (P,T). En France c'est l'émagramme 761 :





Transformations adiabatiques : représentation graphique

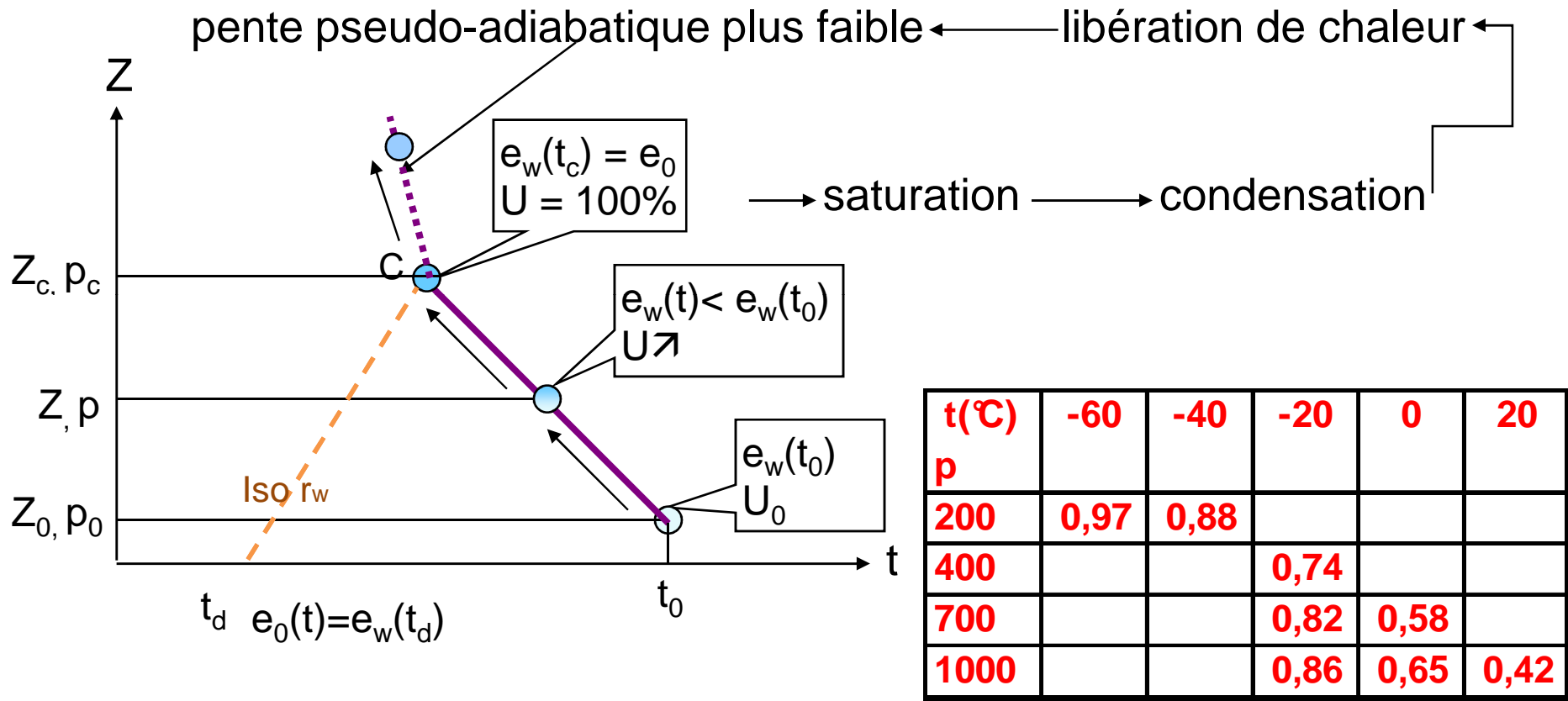


le gradient adiabatique sec

$$dT/dZ = 1^\circ/100\text{m} \quad (3^\circ/1000')$$



Transformations adiabatiques : Saturation et condensation par détente

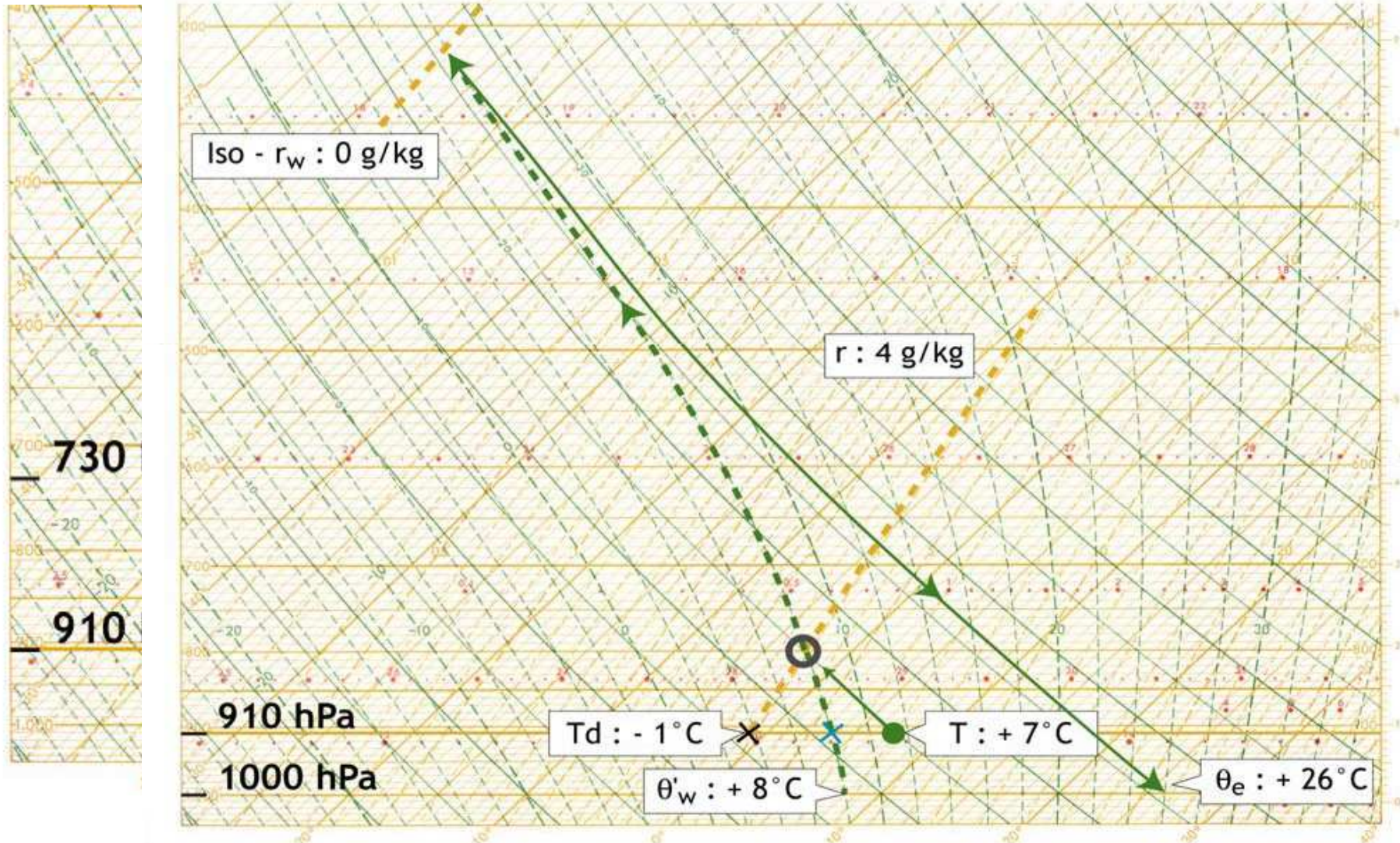


Le gradient adiabatique saturé en $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
ou gradient pseudo-adiabatique (fonction de p et t)



Transformations adiabatiques :

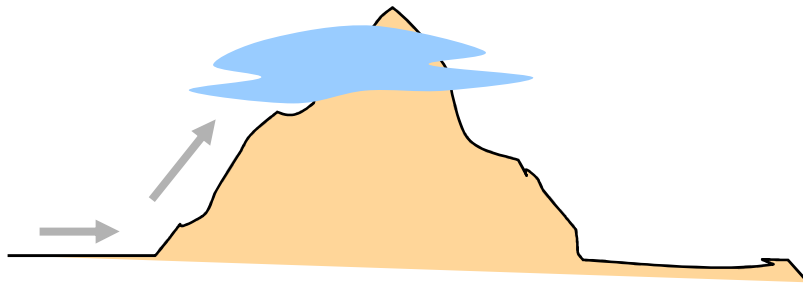
Représentation d'une transformation adiabatique conduisant à la saturation et à la condensation



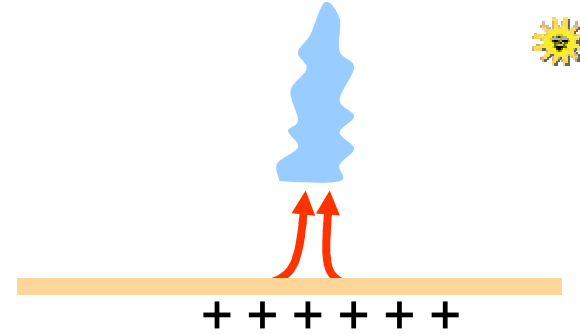


Procédus de condensation par ascendance (détente)

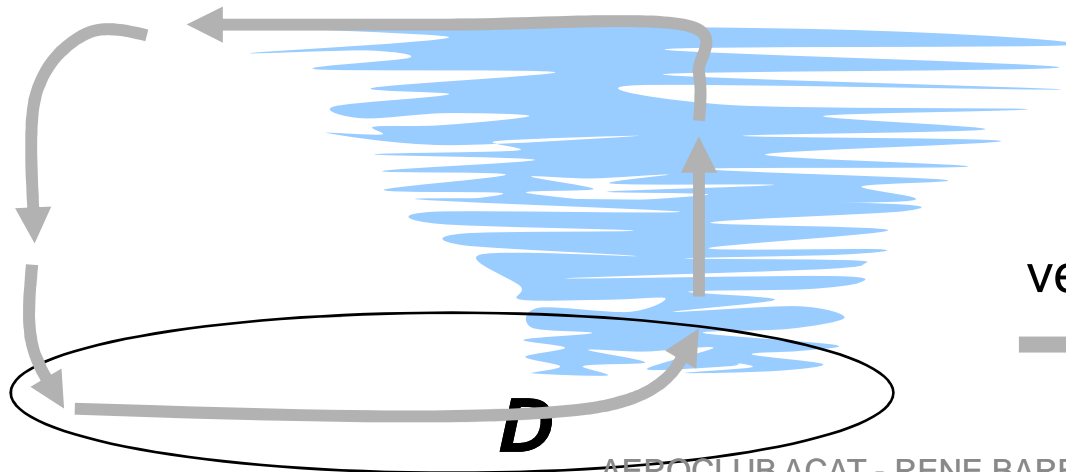
Ascendance orographique



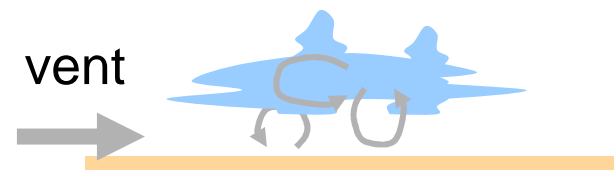
Ascendance convective



Ascendance dépressionnaire



Ascendance par turbulence



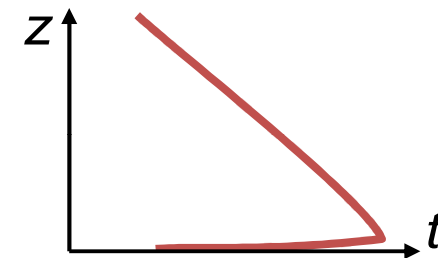
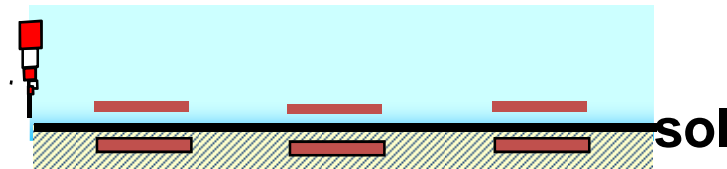


Processus de condensation par refroidissement **isobare** en surface:

Ciel clair, sol continental

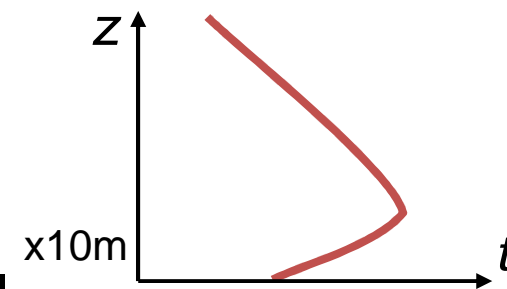
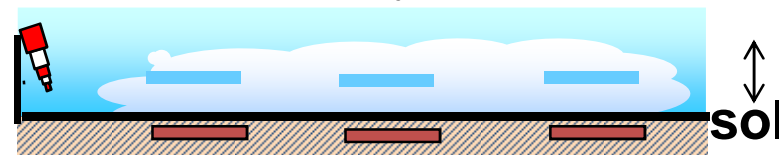
vent calme

rosée, gelée blanche



vent faible

brouillard de rayonnement

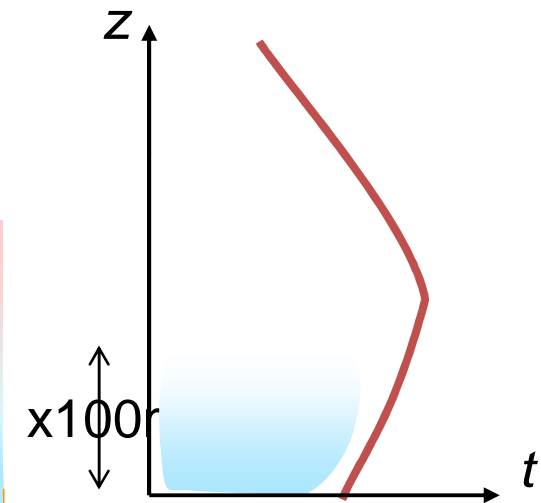




Brouillard d'advection:

Advection d'air chaud et humide sur un sol froid

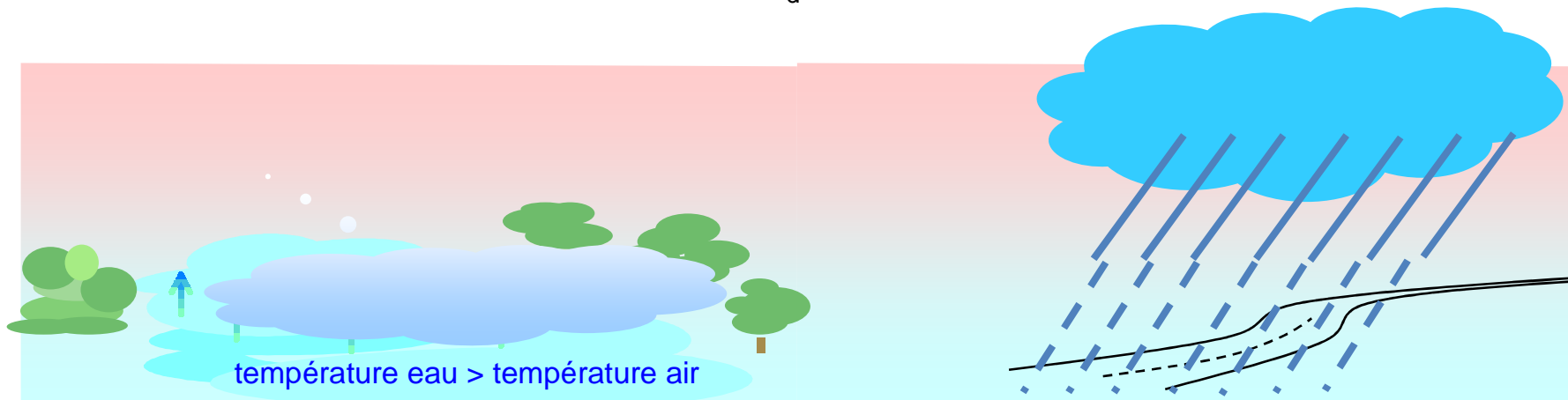
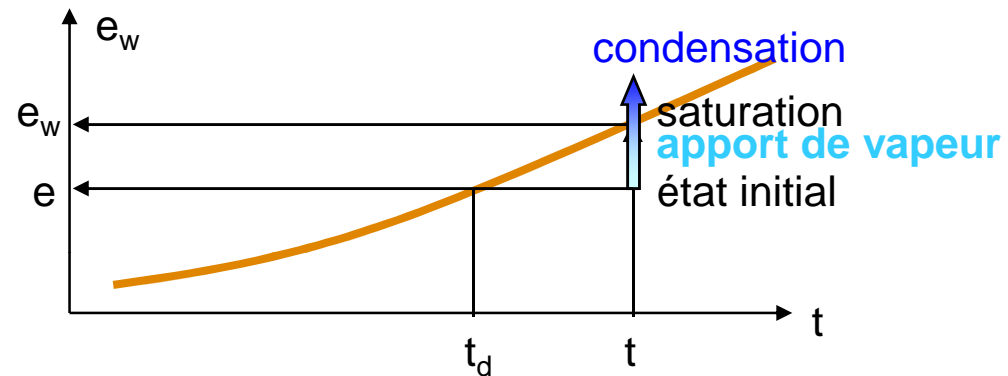
brouillard d'advection





Autres processus de saturation:

Apport de vapeur d'eau



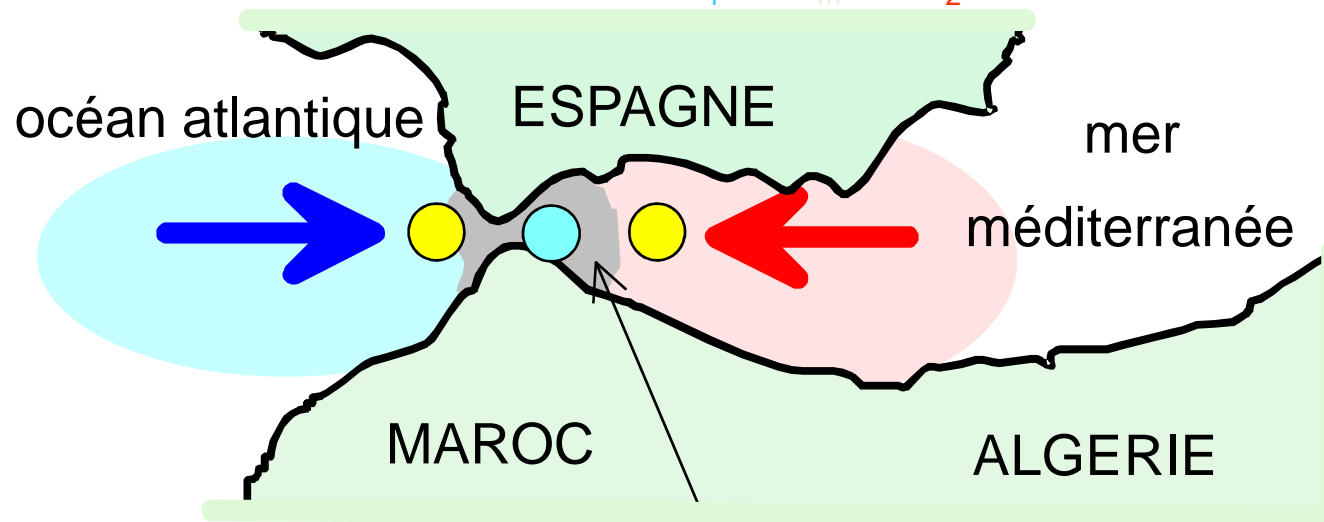
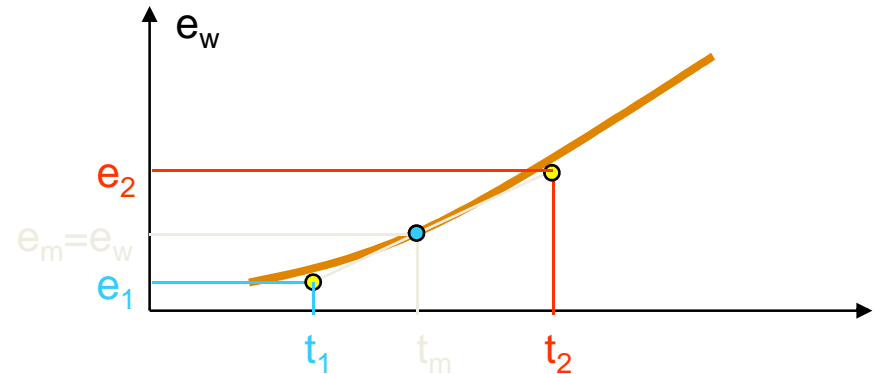
brouillard d'évaporation

brouillards/ST «frontaux»



Autres processus de saturation:

Par mélange





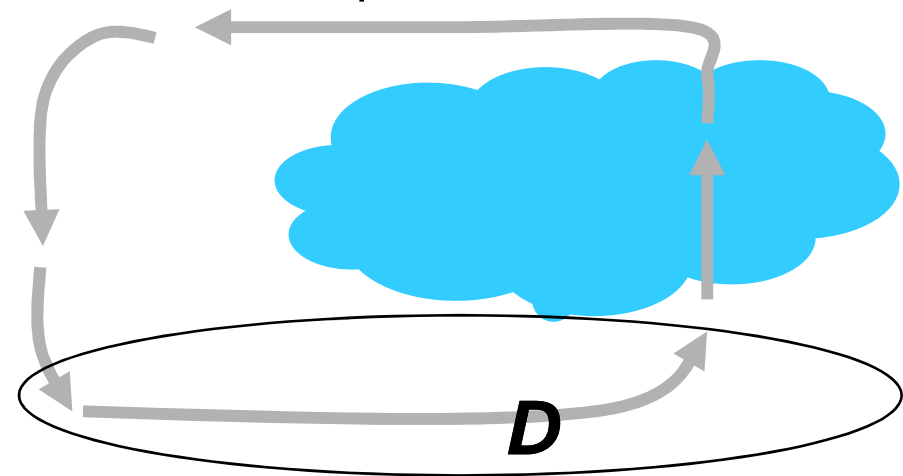
Stabilité et instabilité verticale:

deux grands types de mouvements verticaux affectent l'atmosphère :

à l'échelle synoptique:

soulèvement en bloc d'une
masse d'air ($V_z \# \text{cm/s} \rightarrow \text{dm/s}$)

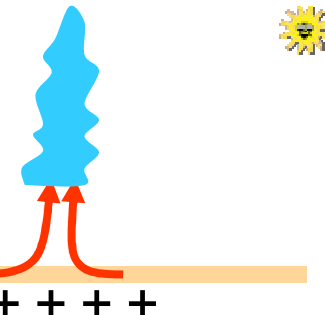
ascendance dépressionnaire



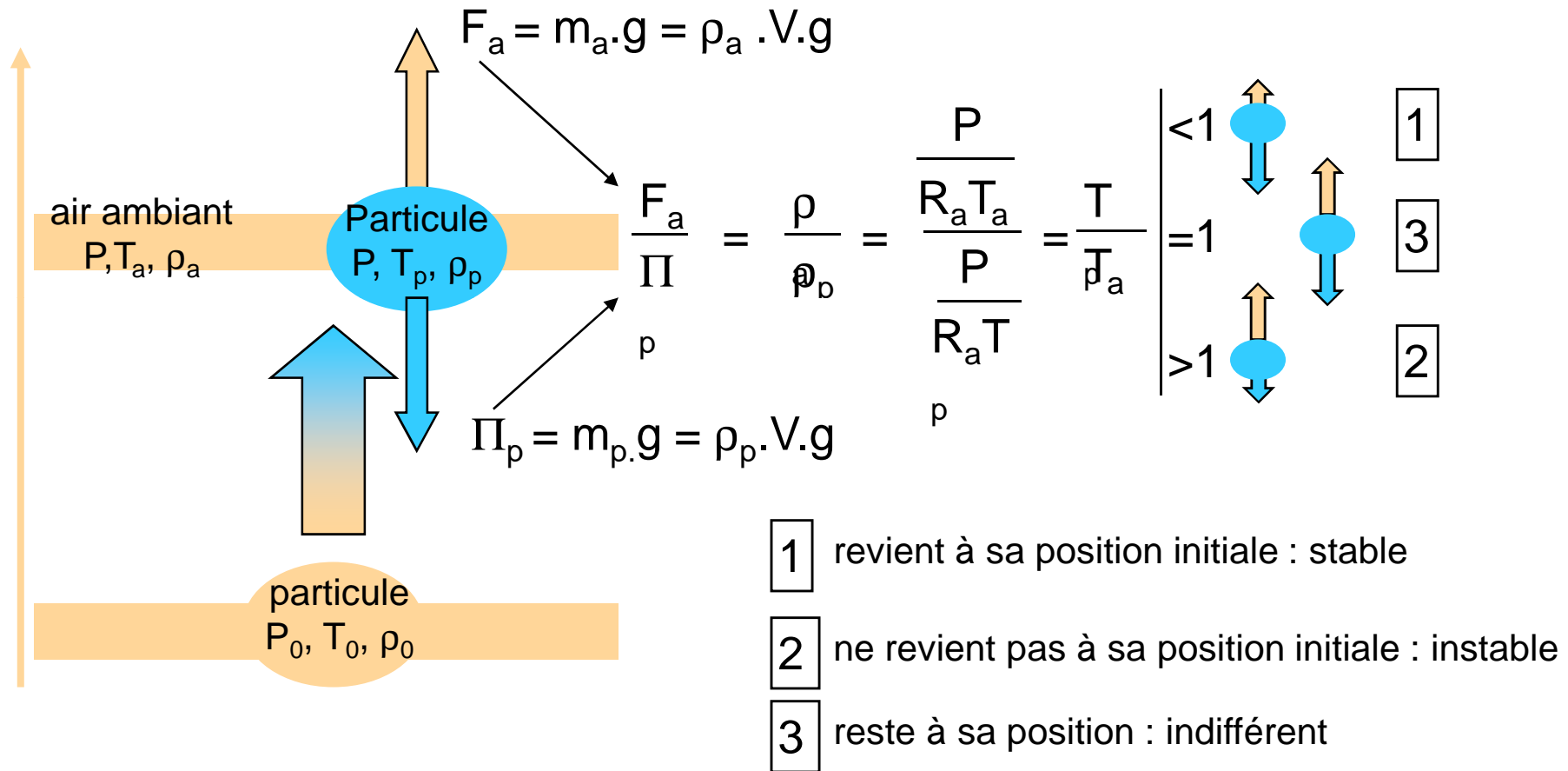
à l'échelle aérologique :

mouvements rapides et variables
de « bulles » atmosphériques ($V_z \# \text{m/s}$)

ascendance convective



Equilibre vertical:



The diagram illustrates vertical equilibrium for a particle in a fluid. A vertical axis on the left indicates upward is positive. At the bottom, a horizontal layer represents the initial state with a particle (particule) having properties P_0, T_0, ρ_0 . Above it, a layer of ambient air (air ambiant) has properties P, T_a, ρ_a . A particle (Particule) is shown at the interface with properties P, T_p, ρ_p . An upward arrow represents the buoyant force $F_a = m_a \cdot g = \rho_a \cdot V \cdot g$. A downward arrow represents the weight of the particle $\Pi_p = m_p \cdot g = \rho_p \cdot V \cdot g$. The density ratio is given by:

$$\frac{F_a}{\Pi_p} = \frac{\rho}{\rho_0} = \frac{R_a T_a}{R_a T} = \frac{T}{T_a}$$

Three cases are shown to the right of the equation:

- Case 1: < 1 . The particle is displaced upwards and returns to its initial position (stable).
- Case 2: > 1 . The particle is displaced upwards and does not return to its initial position (unstable).
- Case 3: $= 1$. The particle remains at its initial position (indifferent).

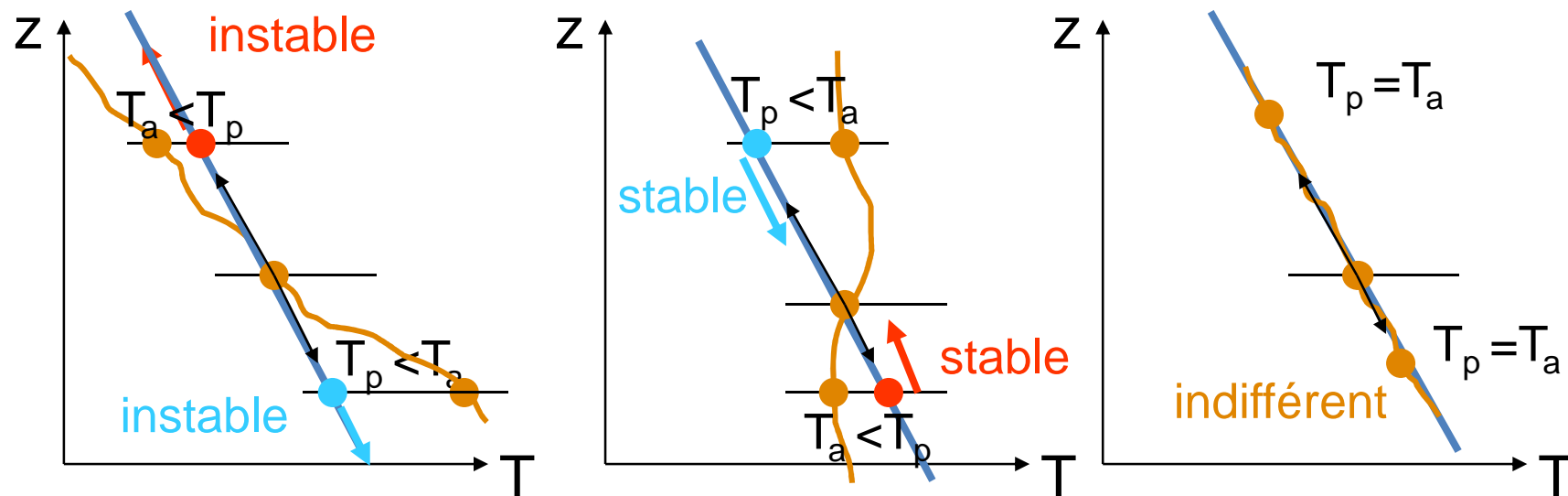
1 revient à sa position initiale : stable
2 ne revient pas à sa position initiale : instable
3 reste à sa position : indifférent



Stabilité et instabilité verticale:

comparaison de la température prise par une particule amenée à un niveau donné, par rapport à la température ambiante

- évolution d'une particule «humide» sans changement d'état

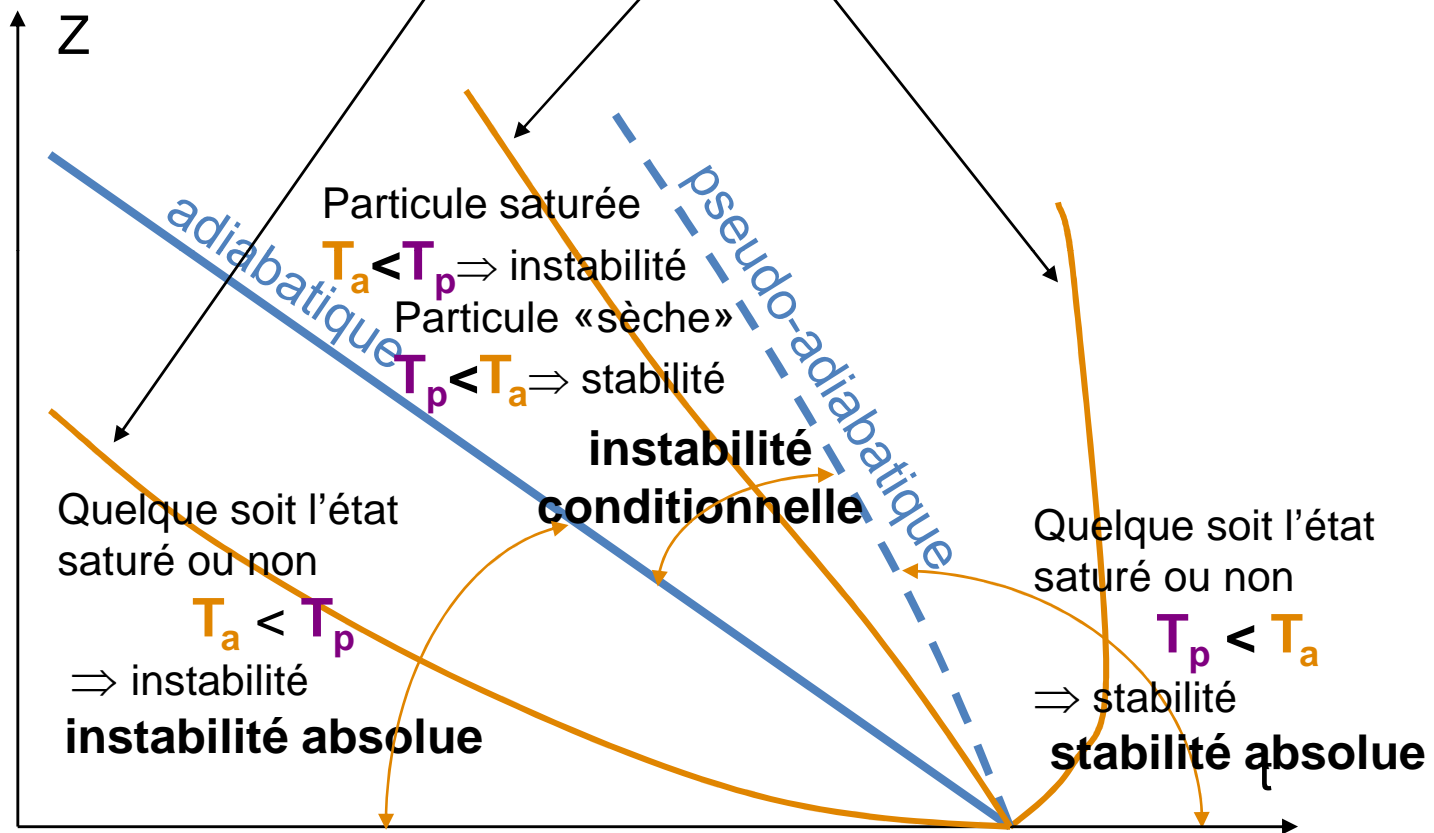




Stabilité et instabilité verticale:

En résumé

Structure thermique



[Retour p73](#)



Ce qu'il faut retenir:

Sur une carte des vents & températures, le calcul du gradient de température journalier donne une idée de la nébulosité que l'on va retrouver sur les cartes TEMSI.

Ainsi, un gradient instable aura pour conséquence des nuages
Cumuliformes (Cu, Tcu, Cb)

A l'inverse, un gradient stable aura pour conséquence des nuages
de type stratiforme. (St, Ns)



Sursaturation :

Les traînées de condensation: Il n'y a pas suffisamment de noyaux de «condensation» en haute atmosphère



AEROCLUB ACAT - RENE BARBARO
Condensation Trail : COTRA



Surfusion :

Répartition cristaux - gouttelettes à température négative

$$\Delta = \frac{\text{Nombre de gouttelettes surfondues}}{\text{Nombre total de cristaux et gouttelettes}}$$

