

Cours de météorologie



aéroclub J. Mermoz

JCR - FI (A) 000100870

Cours de météorologie : 1ère session

1> La pression atmosphérique et la température

2> L 'humidité

3> Stabilité et instabilité

4> les nuages

5> les masses d 'air

6> Les fronts et les perturbations

7> Perturbations tempétueuses sur l 'Europe occidentale

Cours de météorologie : 2ème session

8>L 'information météorologique

Le dossier de vol:

- Exposé verbal,
- Metar,
- Speci,
- Temsi,
- Taf et Metar

L 'assistance MTO aux vols VFR

L 'assistance accessible en vol:

- Volmet,
- Atis,
- Service d 'Information de Vol (S.I.V)

Cours de météorologie : 3ème session

9> Les phénomènes dangereux pour l'aéronautique:

- Le givrage
- La turbulence
- L'orage

10> Les phénomènes réduisant la visibilité:

Brume, Brouillard, Stratus

11> La météorologie de montagne

12> La météorologie côtière

aéroclub J. Mermoz

L'ATMOSPHÈRE:

L'atmosphère est constituée d'une mince pellicule de gaz qui entoure le Globe terrestre.

Elle ne possède pas de dimension verticale, mais le gaz se raréfie avec L'altitude.

Une épaisseur approximative
de 30 km contient
99% de la masse totale
De l'atmosphère.

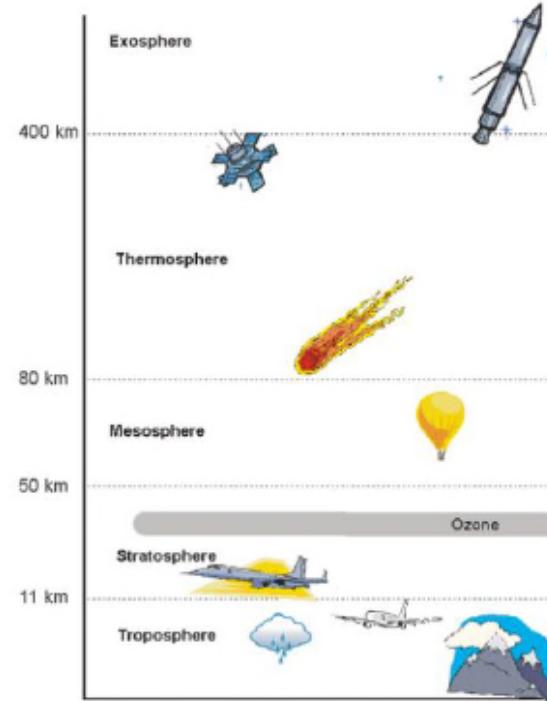


A.III.2 Différentes couches

L'atmosphère est décomposée en 5 grandes couches :

- Troposphère
- Stratosphère
- Mésosphère
- Thermosphère
- Exosphère

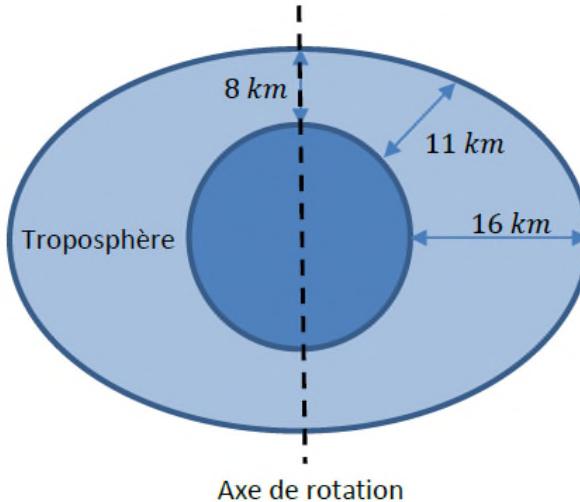
La pression atmosphérique diminue continuellement avec (poids de l'air au-dessus), mais la température évolue de particulière. 99% de la masse totale de l'atmosphère se trouve premiers km d'altitude.



l'altitude
manière
dans les 30

A.III.2.a La troposphère

La troposphère est la couche de l'atmosphère la plus proche du sol. Elle va du sol pour une limite supérieure entre 8 et 16 km.



Elle est plus épaisse à l'équateur qu'aux pôles et représente environ 80% de la masse totale de l'atmosphère. A nos latitudes (positions de la France par rapport à l'équateur), elle mesure environ 11 km d'épaisseur.

C'est dans cette couche qu'ont lieu les phénomènes météorologiques que l'on connaît (nuages, précipitations...).

C'est ici que se concentre la quasi-totalité des évolutions d'aéronefs.

Entre la troposphère et la stratosphère se trouve une zone nommée la **tropopause**. Certains ballons sonde peuvent traverser cette couche. Elle se caractérise par une inversion de certaines caractéristiques physiques. Elle se caractérise en particulier par une diminution de la température avec l'altitude jusqu'à une valeur de -56.5 °C.

A.III.2.b La stratosphère

La stratosphère est une couche qui s'étend de 8 à 16 km en limite inférieure (tropopause) jusqu'à environ 50 km d'altitude.

Elle se caractérise par une augmentation de la température avec l'altitude du fait de l'absorption d'ultraviolets provenant du soleil. On passe ainsi d'environ -56.5°C à -3°C.

L'ATMOSPHERE:

L'air atmosphérique est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau en quantité Assez variable.

Dans un volume d'air, la proportion est de quelques grammes de vapeur Pour un kilogramme d'air sec.

L'atmosphère se compose d'air sec, de vapeur d'eau et de poussières.

L'air sec représente 99.97 % du volume de l'atmosphère, dont :

- 78% d'azote
- 21% d'oxygène
- 1% d'argon
- Moins de 1% de dioxyde de carbone
- D'autres gaz en quantité & très faible (Néon, Hélium, Krypton, Hydrogène, Xénon, Ozone, Radon)

Altitude est donc la grandeur caractéristique : 1 ft = 0.3048 m / 1 m = 3,28 ft

L'ATMOSPHERE:

Description sommaire:

L'atmosphère comme tout gaz peut être décrite par un certain nombre de Paramètres:

la pression.....**P**

la température**T**

l'humidité relative..**U**

la variable de mouvement est le vecteur vent **Vw**

L'ATMOSPHERE:

La Pression:

Elle est mesurée par un **baromètre** et est représentée par la hauteur d'une Colonne de mercure.

Elle exprime le poids de la colonne d'air située au dessus du lieu de la mesure. (Force exercée sur une surface)

La pression moyenne est de l'ordre de 1013 **hpa (hecto Pascal)** au niveau de la mer.

La pression diminue de 1 hpa tous les 28 ft (27,31 ft) dans les basses couches

0 ft	5 000 ft	10 000 ft
1013 hPa	850 hPa	700 hPa

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

$$(1 \text{ Torr} = 1 \text{ mmHg} ; 760 \text{ mmHg} = 101325 \text{ Pa} ; 1 \text{ inHg} = 25,4 \text{ mmHg})$$

$$(1 \text{ bar} = 100 000 \text{ Pa} ; 1 \text{ mbar} = 1 \text{ hPa})$$

$$(1 \text{ atm} = 1013,25 \text{ hPa})$$

Altitude
ft

33 300

Variations verticales de la PA (f) de Z

Pression
hpa

250

500

700

850

1013

L'ATMOSPHERE:

La Température:

Mesurée au voisinage de la surface, à l'intérieur d'un abri, à l'aide d'un thermomètre à mercure.

Elle représente le résultat chiffré d'un bilan en énergie (rayonnement, conduction, convection, changement d'état de l'eau.....).

Le thermomètre est généralement gradué en degrés Celsius.

La température absolue est chiffrée à l'aide de l'échelle Kelvin:

$$0^\circ\text{C} = 273,15^\circ\text{K}$$

La température décroît de 2° par tranche de 1000 ft (jusqu'à une certaine altitude - TROPOPAUSE (11000 m où l'on trouve une concentration importante d'ozone)).

L'ozone a la particularité d'absorber une partie du rayonnement ultra violet en provenance du soleil. Ceci correspond à une tranche d'atmosphère où la T° est sensiblement constante.

$$T(K) = T(^{\circ}C) + 273,15$$

- **Température en Fahrenheit : °F**

Au 18^e siècle, la température la plus répandue dans le monde est la température en degrés Fahrenheit.

Dans cette échelle, 0°C correspond à -32°F et 100°C correspondent à 212 °F.

La relation est la suivante :

$$T(^{\circ}F) = 1,8 * T(^{\circ}C) + 32 \quad (37^{\circ}C = 100^{\circ}F)$$

- **Température en Celsius : °C**

Introduite en 1948, l'unité Celsius de répand dans les années 60 70 dans le monde pour être aujourd'hui l'une des unités les plus utilisées. Toutefois, certains pays comme les états unis continuent d'exprimer les températures en °F.

Le gros intérêt de cette échelle est la suivante :

- Même variation que la température absolue : $+10K = +10^{\circ}C$
- Température de congélation de l'eau : 0 °C
- Température d'ébullition de l'eau : 100 °C

L'ATMOSPHERE:

L'Humidité:

La vapeur d'eau présente dans l'atmosphère, peut sous l'effet d'un refroidissement, se condenser et former les nuages qui peuvent à leur tour se présenter sous forme de pluie ou de neige.

Ce sont les océans, qui occupent 70% de la surface de la terre et l'évapotranspiration de la végétation qui assurent l'alimentation en vapeur d'eau de l'air atmosphérique.

A une pression et à une température donnée, l'air atmosphérique ne peut pas contenir plus d'une certaine quantité de vapeur.

Au-delà de cette quantité maximale, la surplus de vapeur se condense sous forme liquide et/ou solide en fonction de la température.

L'ATMOSPHERE:

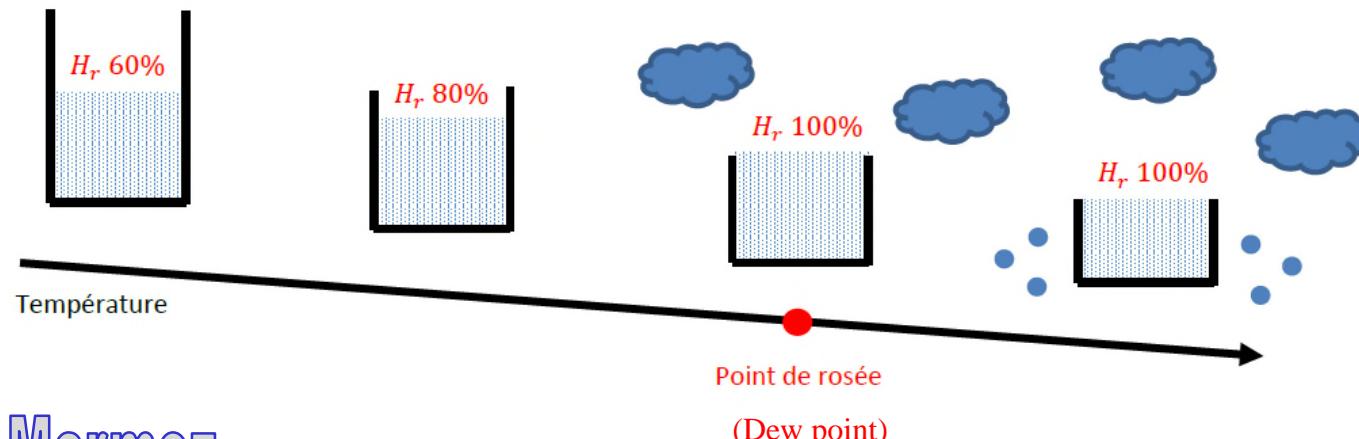
L'Humidité:

- Quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air

Contenu en vapeur saturante de 1 m² d'air à 1000 hpa:

température (°C)	vapeur (en grammes)
- 40	0,1
- 20	0,7
0	4
+ 20	15
+ 40	46

- l'humidité relative (%) : rapport entre la quantité réelle de vapeur et une quantité maximale



Ordres de grandeur

Pression :

- Quelques *hPa* par jour
- Une dizaine d'*hPa* en une semaine
- Une amplitude totale de l'ordre de 30 *hPa* entre 1000 *hPa* et 1030 *hPa*

Dans nos régions elle peut osciller entre 950 hpa et 1 050 hpa

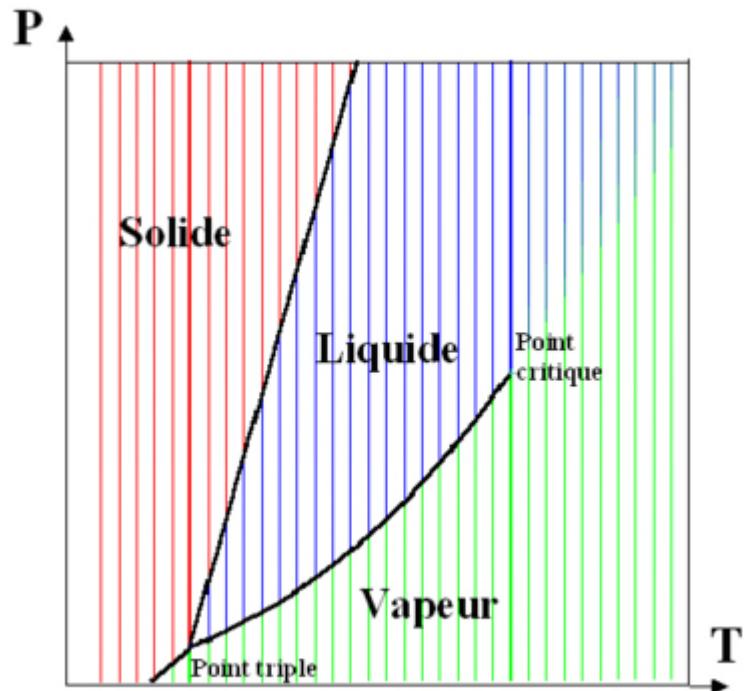
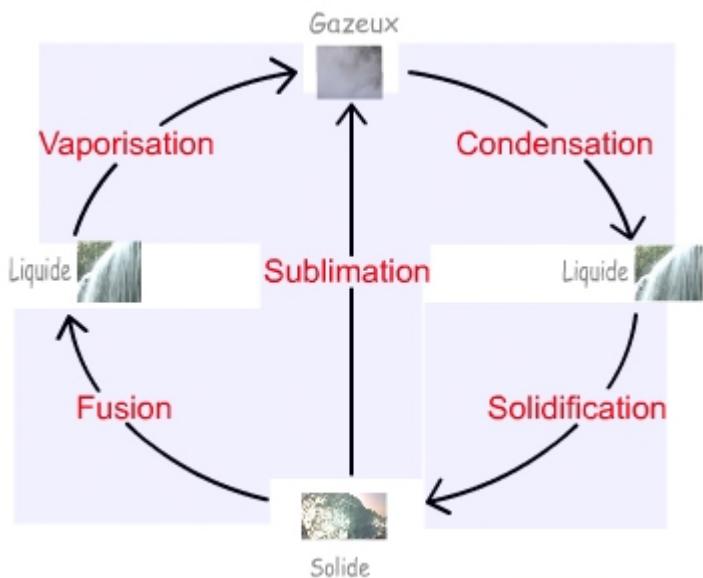
Température :

- Environ 15°C par jour
- Une amplitude totale de l'ordre de 40 °C

A retenir :

- Le moment le plus froid de la journée est atteint environ une heure après le lever du soleil
- Le moment le plus chaud de la journée est atteint environ deux heures après le passage du soleil au zénith

Rappel : Etats de la matière



L'ATMOSPHERE:

Le mouvement de l'air:

Le mouvement de l'air est essentiellement horizontal (vent).

Les vitesses horizontales sont de l'ordre de quelques mètres à quelques dizaines de mètres par secondes.

La mesure du vent en surface concerne les composantes horizontales.
Les capteurs sont placés sur un pylône. La girouette donne la direction d'où vient le vent par rapport au nord géographique.
L'anémomètre donne sa vitesse ou sa force.

L'unité aéronautique du vent est le nœud:

$$1 \text{ kt} = \frac{1852 \text{ m}}{3600 \text{ s}} = 0,5 \text{ m/s}$$

L'ATMOSPHÈRE:

Les phénomènes énergétiques:

La température est le résultat à un instant donné, d'un bilan en énergie qui fait intervenir des échanges sous forme de:

- **rayonnement** : propagation de l'énergie sous forme d'ondes comme l'énergie solaire;
- **conduction, convection** : échange de chaleur entre les basses couches de l'atmosphère et le sol;
- **changement d'état de l'eau** : les transformations de la vapeur vers l'état liquide ou solide (condensations) s'accompagnent d'une certaine libération de chaleur; les transformations inverses (évaporations) s'accompagnent de la même absorption de chaleur.

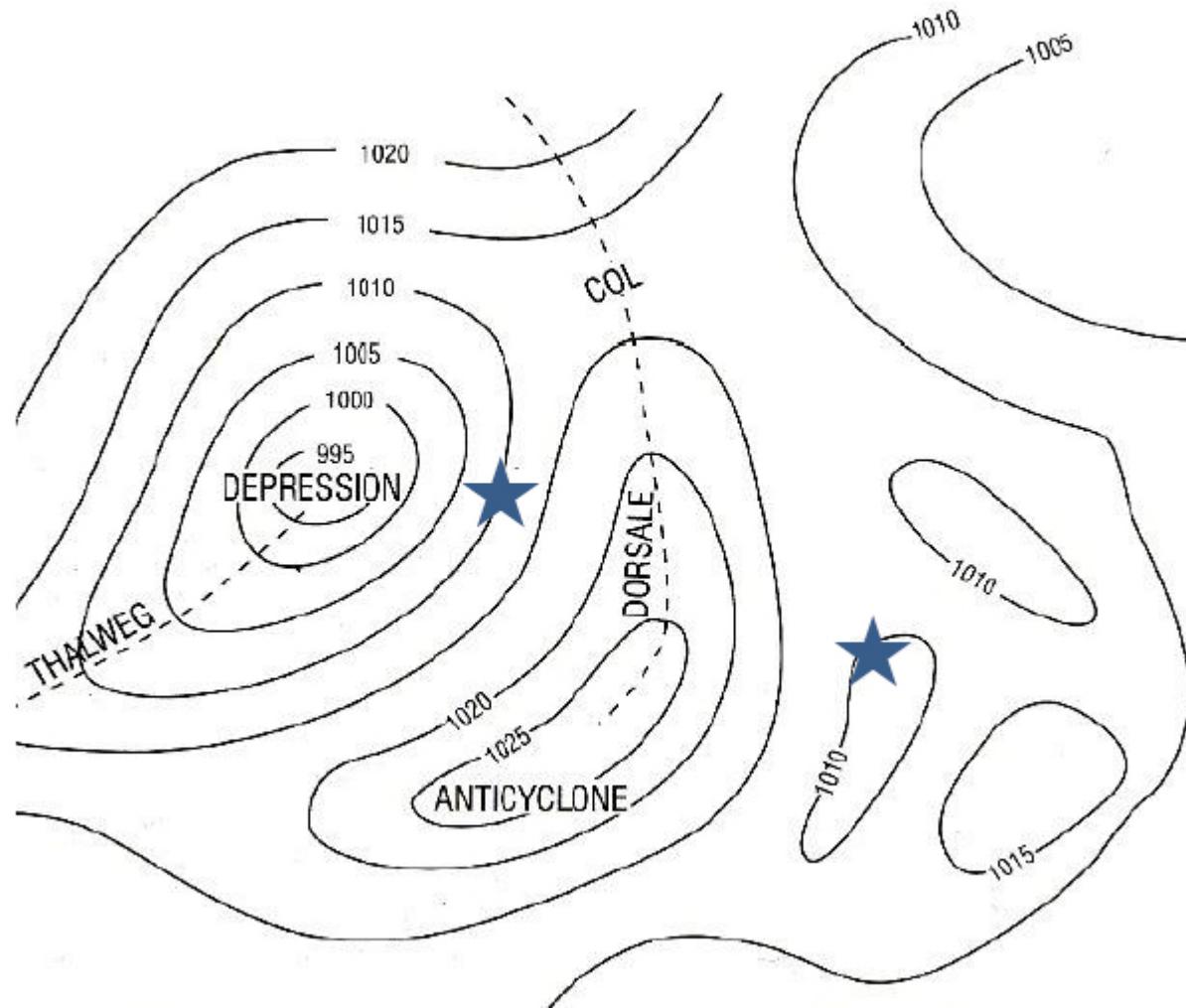
LE CHAMP DE PRESSION

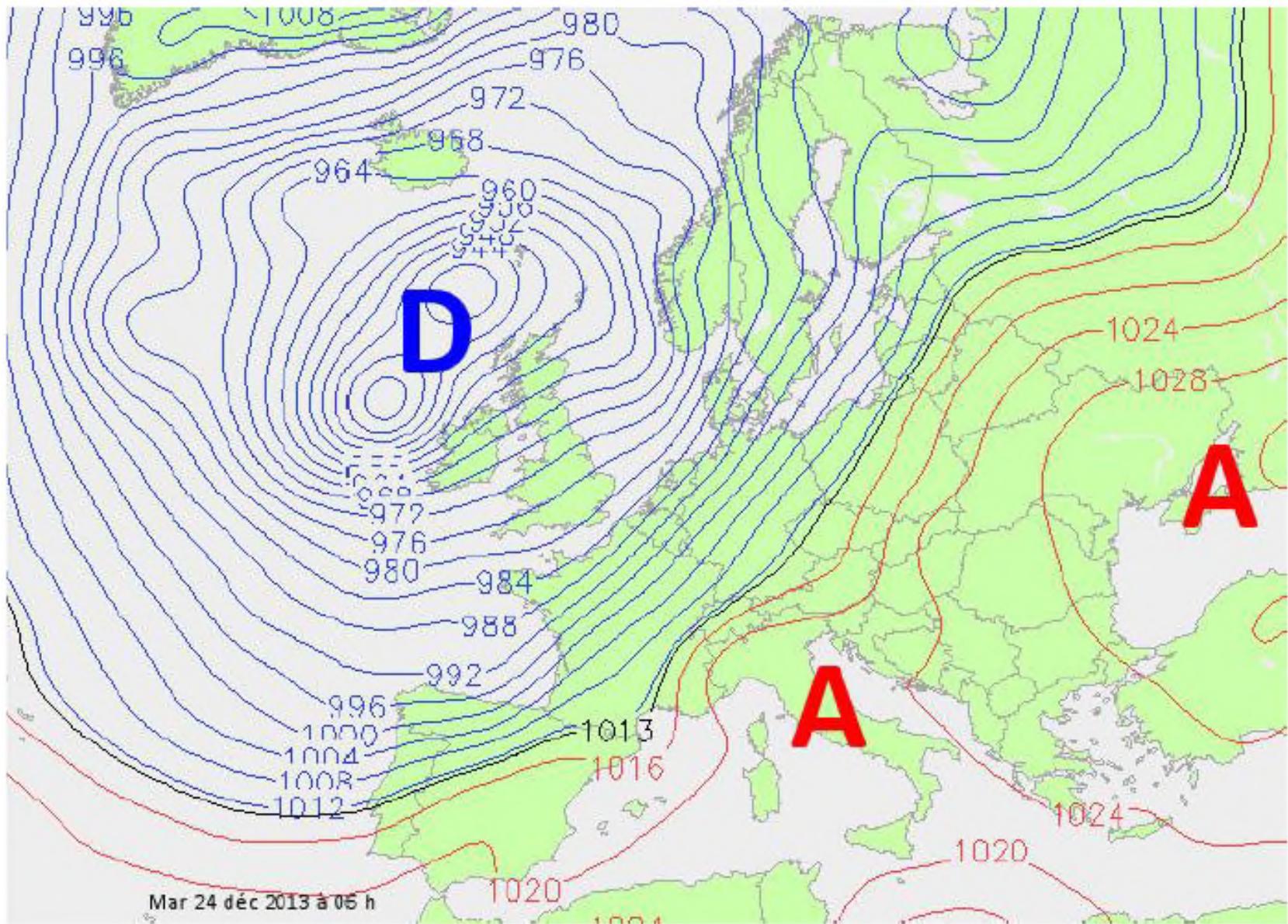
Le champ de pression est représenté en traçant les différentes **lignes isobares qui sont les courbes joignant tous les pointes où s'exerce la même pression.**

Normalisation des figures isobariques:

- * **anticyclone**: région où la PA est forte (son centre représenté par A (Anticyclone) ou H (High))
- * **dépression**: région où la PA est faible (son centre représenté par D (dépression) ou L (low))
- * **dorsale**: axe de hautes pressions
- * **thalweg**: axe de basses pressions
- * **col**: sépare deux anticyclones ou deux dépressions

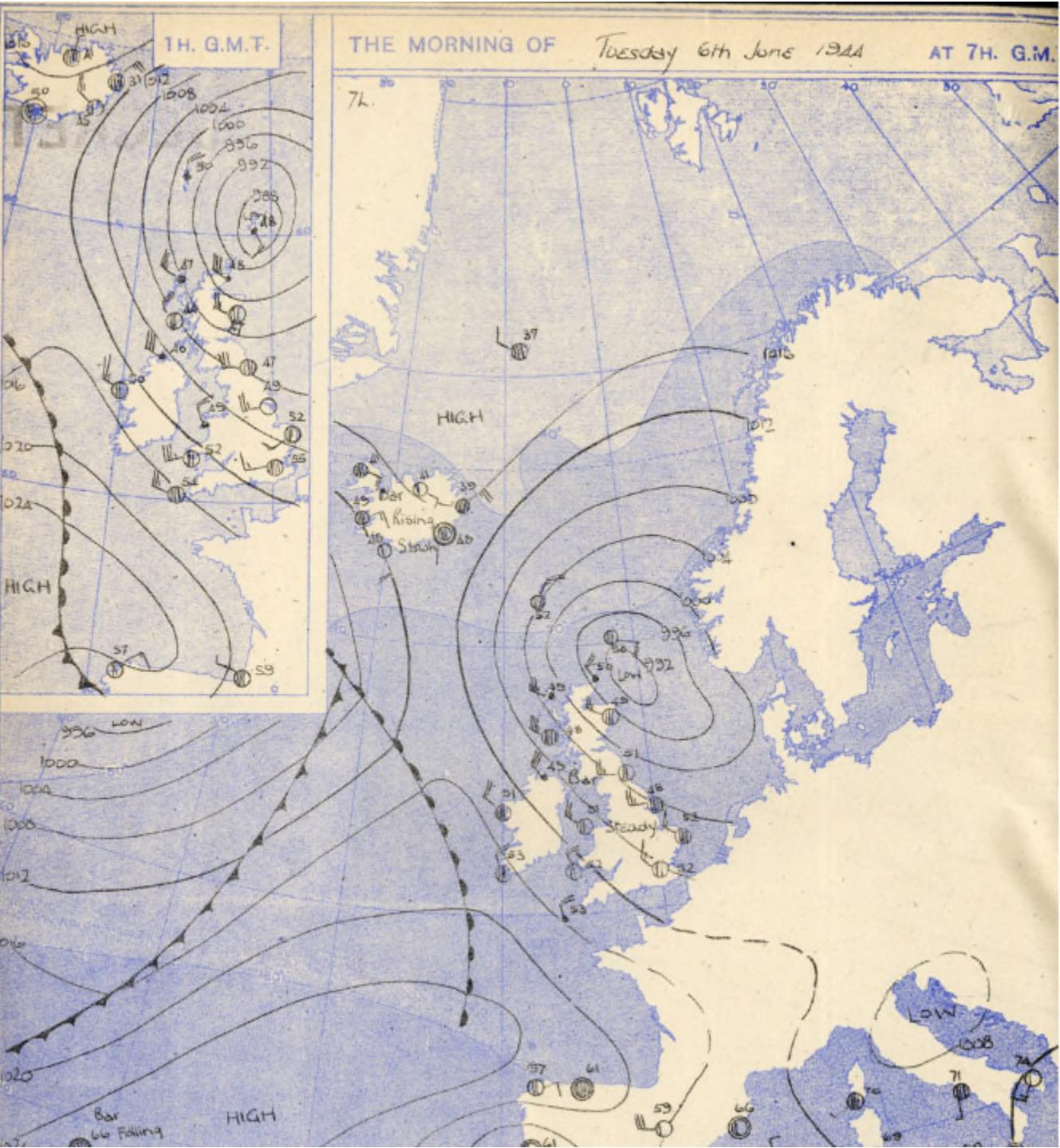
Exemple de champ de pressions





aéroclub J. Mermoz

aéroclub J. Mermoz



VENT ET CHAMP DE PRESSION

Le vent est un déplacement d'air directement associé aux variations du champ de pression atmosphérique.

Le vent est souvent représenté comme un écoulement d'air dans le **plan horizontal**.

Il existe aussi des vents à composante verticale appelés « **ascendance** » ou « **descendance** ».

Relation avec le champ de pression

Si la terre était immobile, le vent se dirigerait des hautes pressions vers les basses pressions.

Par suite de la rotation de la terre, il se produit une déviation des mouvements de l'air vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud.

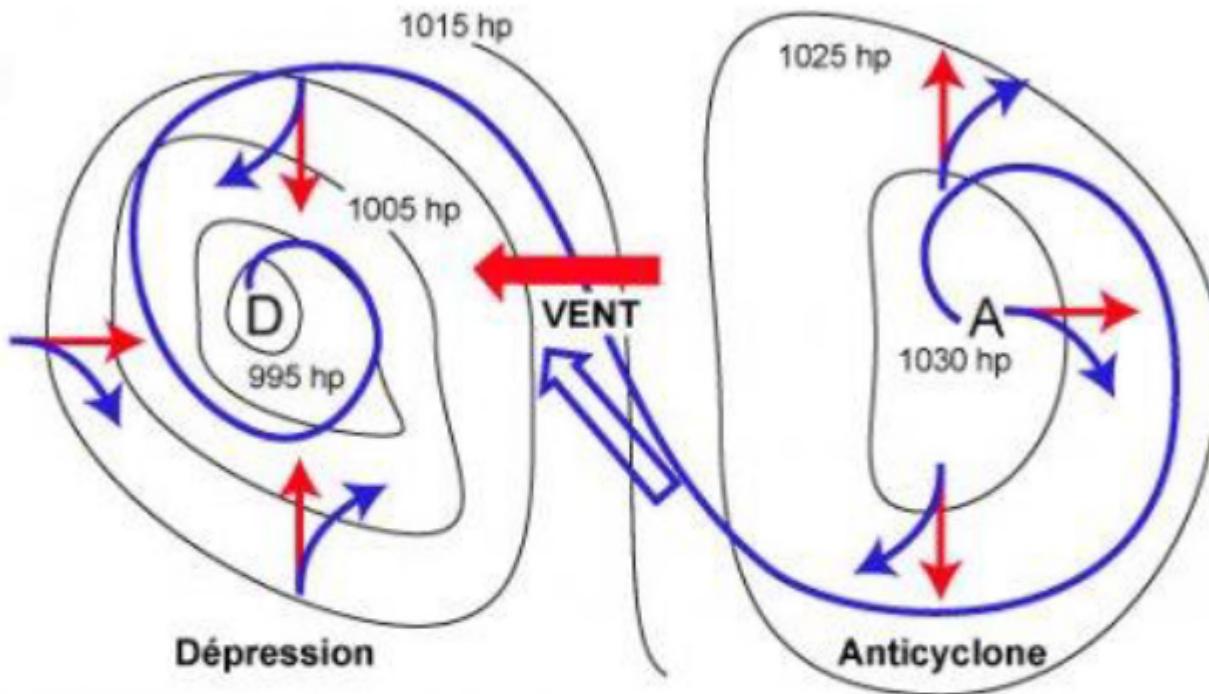
Ainsi, dans l'Hémisphère nord, le vent tourne dans le sens des aiguilles d'une montre autour des Anticyclones, et en sens inverse autour des Dépressions.

Dans l'hémisphère nord, si on se place face au vent on a les basses pressions à droite et les hautes pressions à gauche.

Ce phénomène est inversé dans l'hémisphère sud.

Ce sont les différences de pression qui créent les forces mettant l'air en mouvement. Ces forces sont d'autant plus importantes que les variations de pression sont plus grandes, autrement dit que les isobares sont plus proches les unes des autres.

Ainsi, dans l'hémisphère nord, l'air est dévié à droite sur son chemin de l'anticyclone vers la dépression :



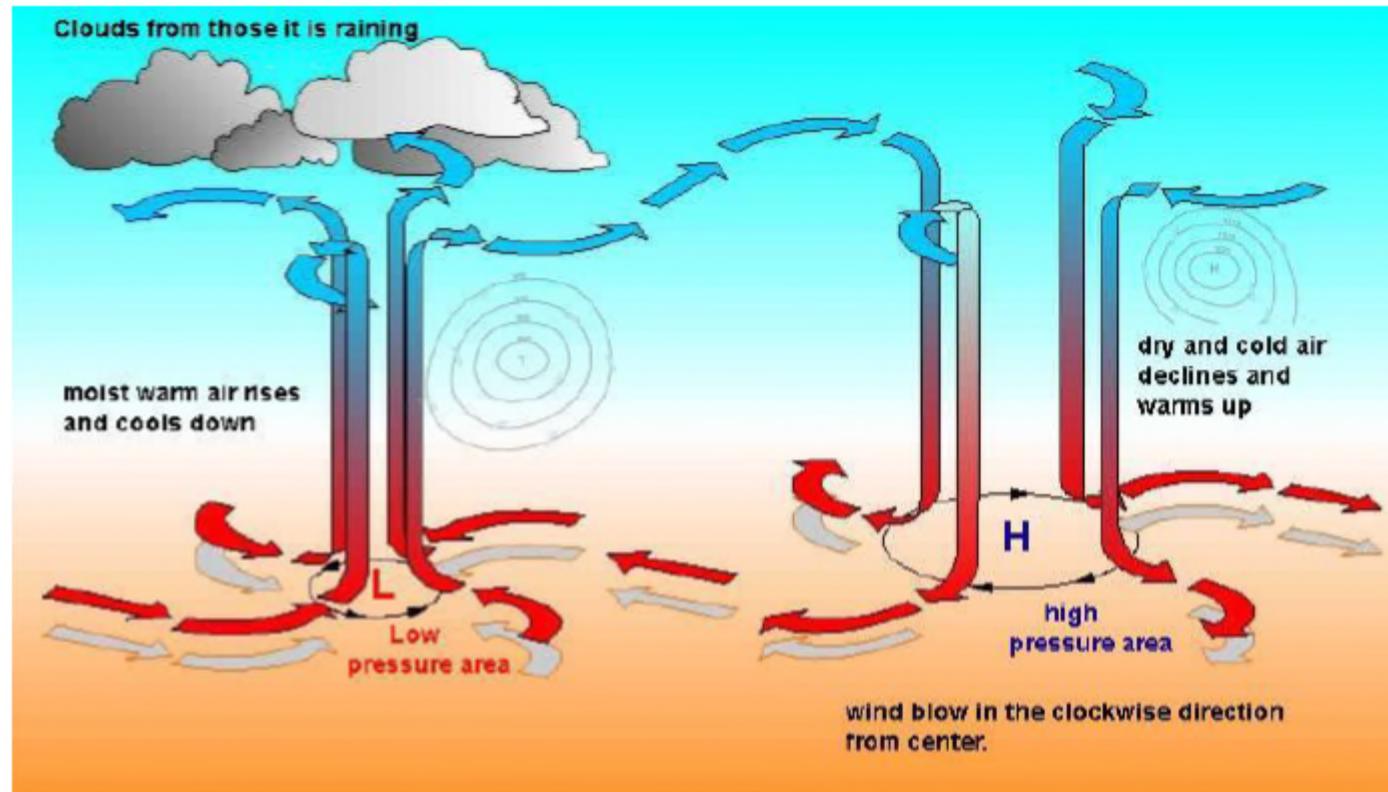
Il en résulte un mouvement global du vent dans l'hémisphère nord qui respecte le principe suivant :

- L'air tourne dans le sens des aiguilles d'une montre autour des anticyclones
- L'air tourne dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour des dépressions.

Ainsi, dans l'hémisphère nord, lorsque l'on fait face au vent :

- La dépression est à droite
- L'anticyclone est à gauche

Comme l'air ne peut disparaître, il finit par monter dans la dépression induisant des précipitations par saturation, il devient sec, rejoint un anticyclone en haute altitude, puis redescend dans les anticyclones sans précipitations :

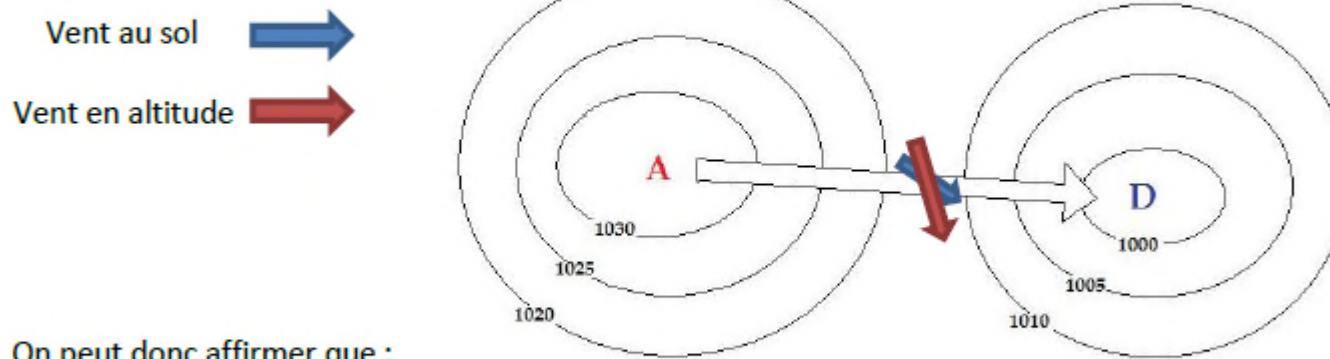


Il fait donc mauvais temps dans les dépressions, et beau temps dans les anticyclones.

Vent de surface et vent de gradient

Il faut savoir que la vitesse du vent augmente avec l'altitude. On parle de gradient de vent. En effet, près du sol, les frottements de l'air avec le sol le ralentissent.

Le vent allant moins vite au sol, il est moins dévié par la force de Coriolis qu'en altitude. Ainsi, le vent au sol a une direction plus proche de la droite liant les centres de l'anticyclone et la dépression qu'en altitude.



On peut donc affirmer que :

Dans l'hémisphère Nord, lorsque l'on s'élève, le vent provient de plus en plus de la droite et sa vitesse augmente

Vent de surface et vent de gradient

En savoir plus sur la force de Coriolis:

La rotation de la terre exerce une force constante qui fait légèrement dévier l 'air vers la droite dans l 'hémisphère Nord.

On l'appelle **force de Coriolis**.

On en déduit donc que le vent, en présence de la force de Coriolis et du gradient, souffle parallèlement aux isobares autour d'un centre de basse pression, donc de façon lévogyre, tandis qu 'il sera dextrogyre autour d 'un centre de haute pression

Un changement de direction dans le sens des aiguilles d 'une montre est un mouvement « **dextrogyre** » (du latin dexter).

Dans le sens contraire le mouvement est « **lévogyre** »

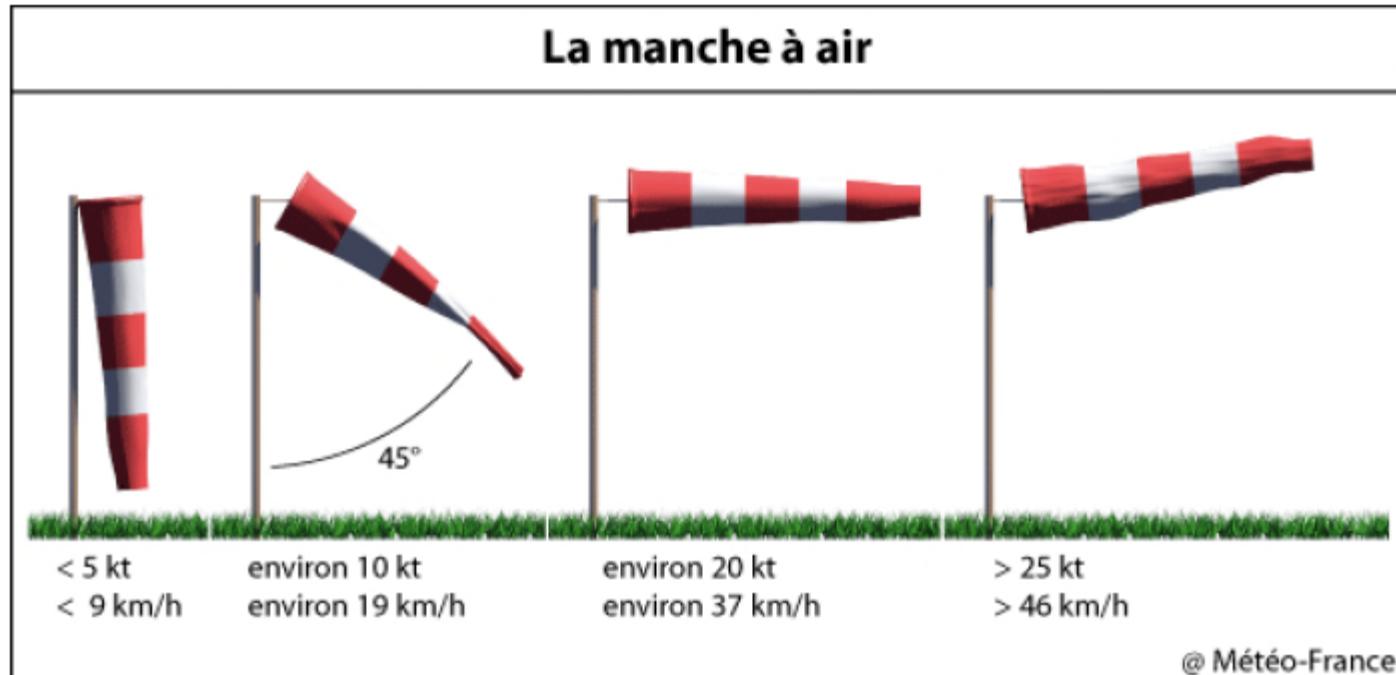
LE VENT : Unité et visualisation

Le terme « force » du vent est utilisée pour désigner la vitesse du vent.

Le vent est un déplacement d'air, quantifié par une vitesse et non par une force.

Unité : kt

1 kt = 1,852 km/h



LE VENT: sa direction

C'est la direction **d'où vient le vent.**

Elle est exprimée en degrés, et a pour référence :

- * le **nord géographique** dans les messages météo
- * le **nord magnétique** dans les messages transmis par un organisme de la C.A.

La direction du vent a donc une valeur comprise entre 1° et 360°

Un vent du Sud se déplace donc vers le Nord.

LE VENT: appareils de mesure

En surface la direction du vent est mesurée l'aide d 'une **girouette**, sa vitesse est déterminée par un **anémomètre**.

Le vent en altitude est mesuré en direction et en vitesse grâce au suivi radar de la trajectoire de ballons sondes gonflés à l'hydrogène.

Des images satellitaires sont utilisées pour avoir une idée approchée du vent sur les océans et les régions désertiques.

LE VENT : observations

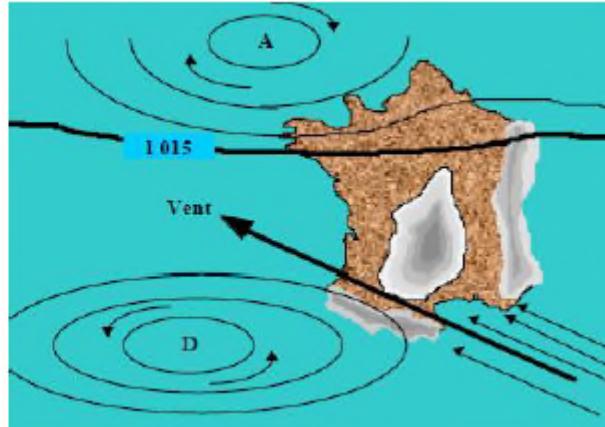
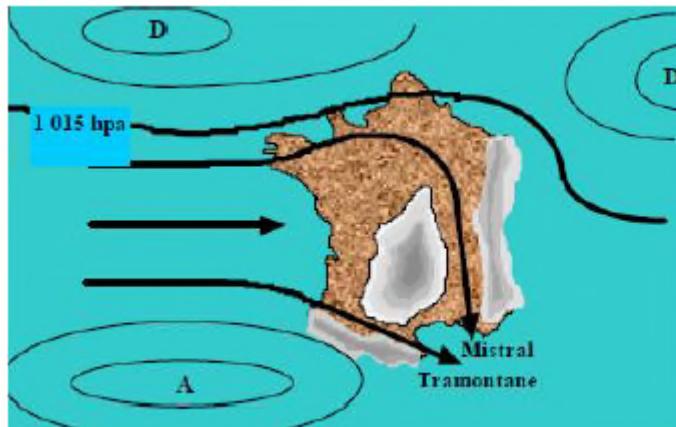
En l'air,

L'observation de fumées de cheminées, de feux domestiques, etc.. permet une estimation de la direction du vent en surface et, très grossièrement de sa vitesse.

A la direction observée, il conviendra d 'ajouter une quinzaine de degrés pour avoir le vent en altitude (au delà de 1000 ft AGL).

Attention en présence de relief le vent au sol et en altitude sont souvent très différents et l 'extrapolation indiquées ci-dessus n 'est plus valable.

LES VENTS LOCAUX



Mistral :

Vent froid ; 50 km/h (100km/h)

Vallée du Rhône, Provence

Tramontane :

Vent violent et froid

Entre Pyrénées et sud Massif Central

Autan :

Turbulent

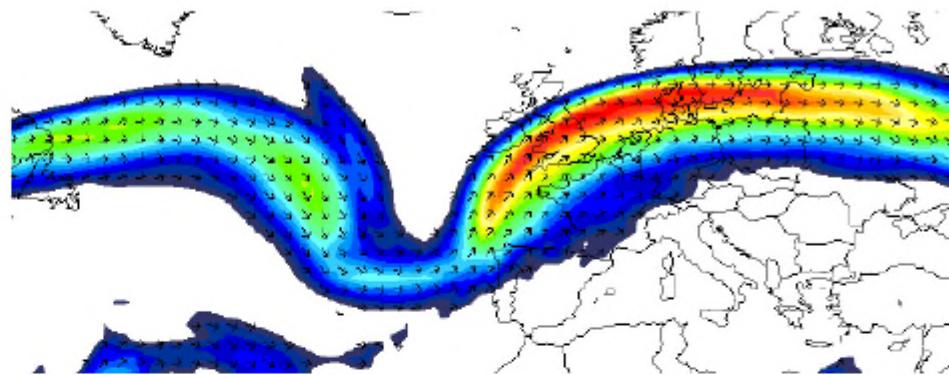
Entre Pyrénées et Montagne Noire

Prolongement du 'marin' en Languedoc

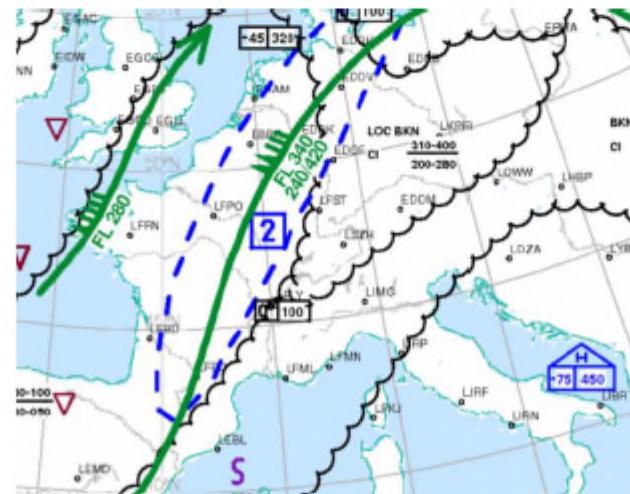
A.VI.7 Jet-Stream ou courant Jet d'altitude



Le Jet-Stream est un courant d'air d'altitude (10 000 m environ), de quelques centaines de kilomètres de large, et de quelques kilomètres d'épaisseur. Il entoure le globe terrestre et souffle d'Ouest en Est. La vitesse du vent est de l'ordre de 200 à 300 km/h. Il sert en aviation de ligne pour gagner du temps et de l'essence dans les voyages qui vont dans la même direction.

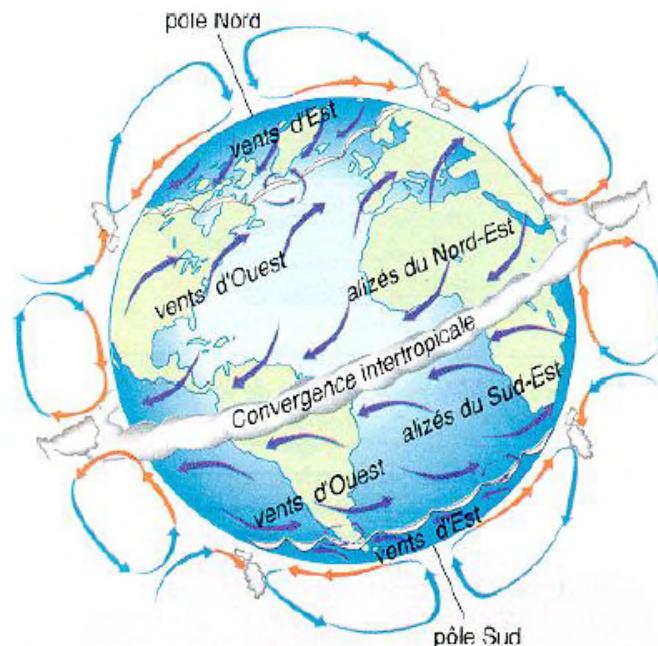
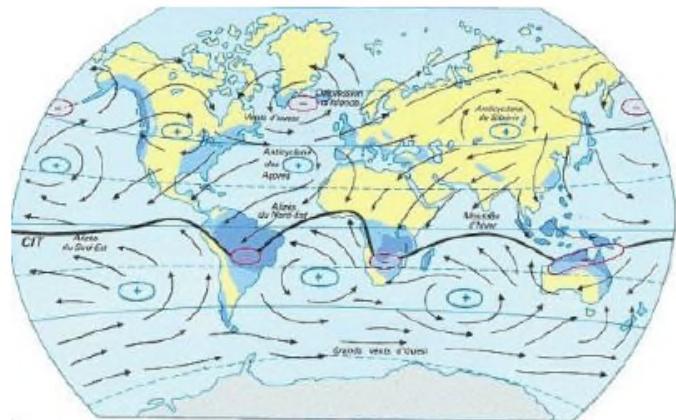


Les Jet-streams sont représentés en vert sur les cartes TEMSI :



A.VI.8 La circulation globale

D'une manière plus générale, il existe une circulation moyenne des vents à l'échelle de la planète assez complexe représentée par les figures ci-dessous :



La circulation au sol est régie par les mouvements autour des anticyclones et dépression et à la force de Coriolis. Les anticyclones se forment dans une bande autour de l'équateur (selon les saisons) sous l'action du rayonnement solaire.

Concernant la circulation verticale

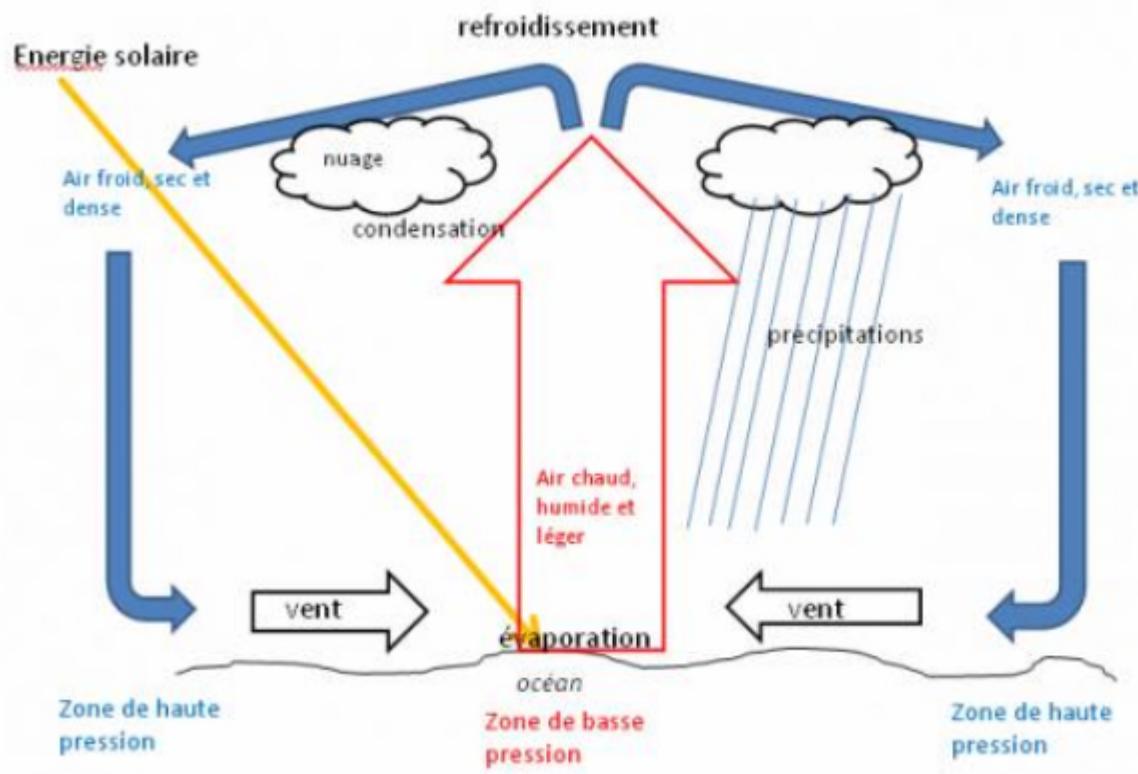
- Le rayonnement solaire intense vers l'équateur génère un soulèvement de la masse d'air, qui redescend vers une latitude de 30°
- Aux pôles, le froid fait descendre la masse d'air.

Ces deux phénomènes génèrent la formation de cellules de « Hadley » visibles sur l'image de droite.

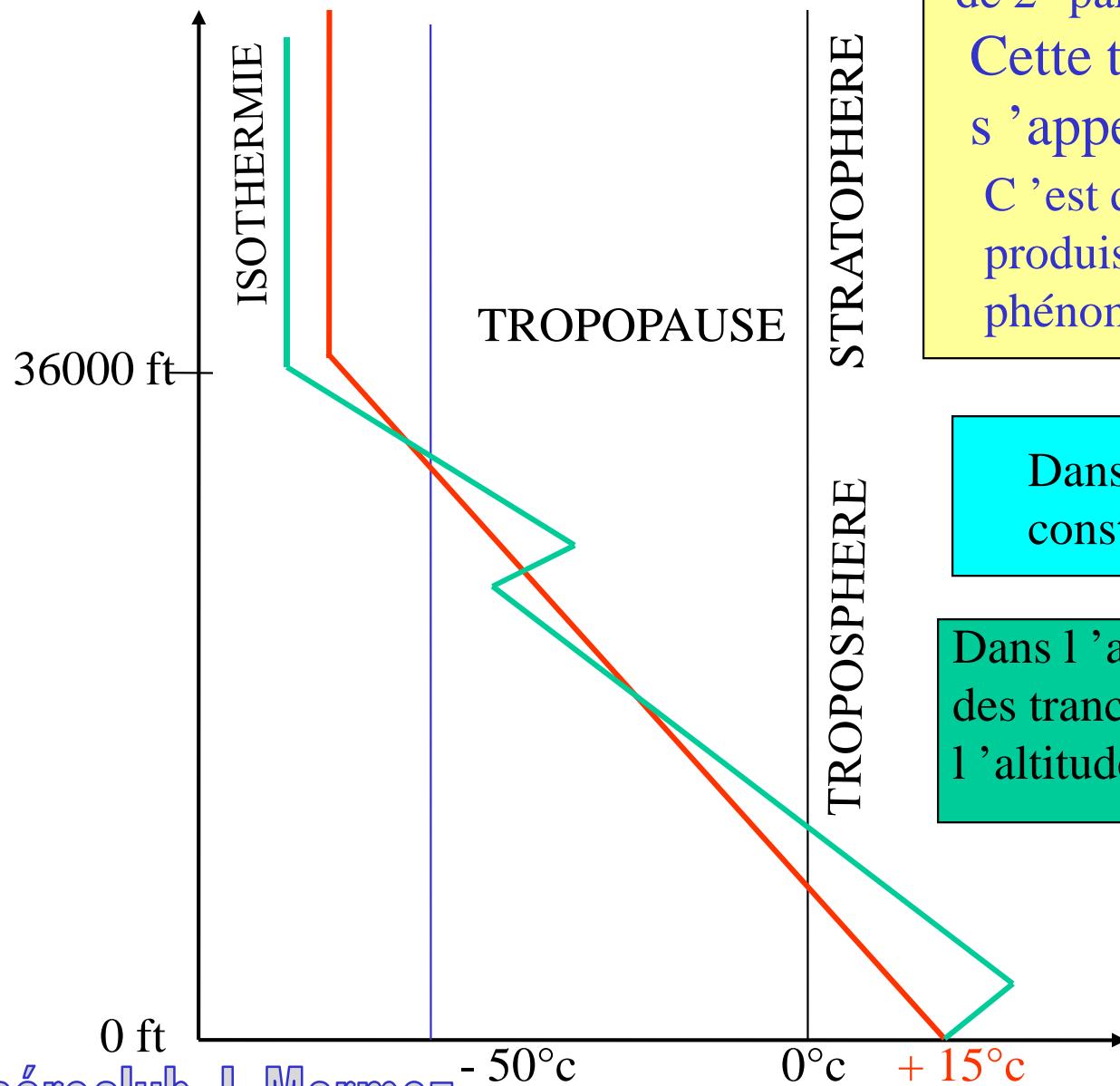
Remarque : tout cela n'est qu'un résumé de phénomènes plus complexes et parfois imprévisibles !

VARIATION DE LA TEMPERATURE

Le rayonnement solaire est la source primaire de l'énergie reçue par l'atmosphère et la surface terrestre.



Variation de la T° (f) de Z



Du sol à environ 36000 ft T° décroît de 2° par tranche de 1000 ft.

Cette tranche d'atmosphère s'appelle la Troposphère.

C'est dans cet espace que se produisent la presque totalité des phénomènes MTO.

Dans la Stratosphère la T° est constante (en moyenne -56°C).

Dans l'atmosphère on trouve aussi des tranches où la T° augmente avec l'altitude, ce sont des Inversions.

— T° standard
— Évolution
réaliste de T°

Accumulation de chaleur dans le sol ou la mer

L'énergie thermique qui vient du soleil, arrive sous forme de **rayonnement**.

En l'absence de nuages, l'atmosphère laisse passer une grande partie de ce rayonnement.

Le rayonnement arrive jusqu'au sol qui, selon sa nature en absorbe une plus ou moins grande partie, ce qui le réchauffe et l'amène à une certaine température.

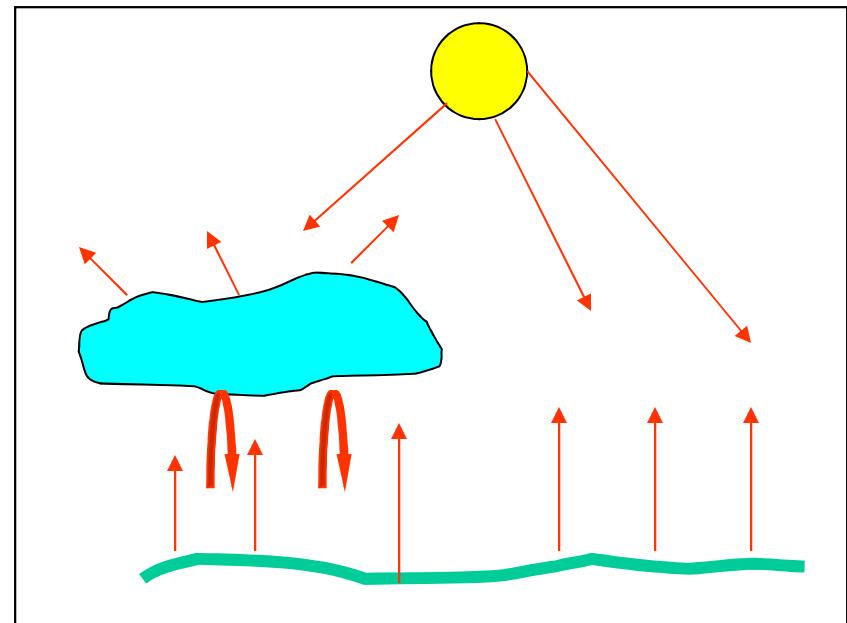
Variations journalières de la température (1)

Les variations journalières de la T° atmosphérique sont fonction de la quantité d'énergie reçue du soleil, mais aussi de la quantité d'énergie thermique restituée par la terre.

La présence d'une couche nuageuse qui joue le rôle d'écran, limite ces échanges.

De jour, en l'absence de nuage, on constate un échauffement de l'air.

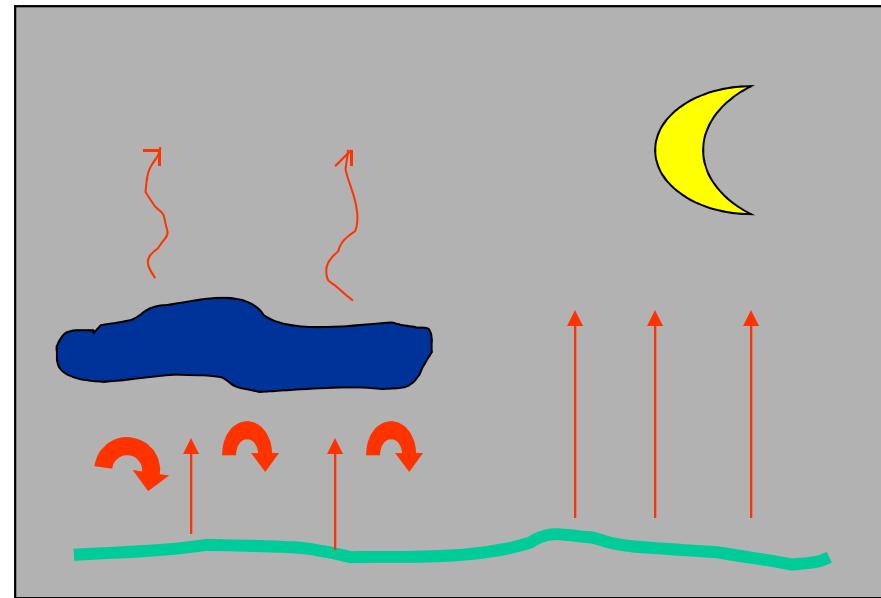
En présence d'une couche nuageuse continue
seule la quantité d'énergie émise
par le sol échauffe l'atmosphère.



Variations journalières de la température (2)

De nuit, en présence d 'une couche nuageuse l'énergie thermique restituée par le sol se communique à l'air empêchant un refroidissement important.

A l'inverse, en l'absence de nuage, on constate un abaissement important de la T°.



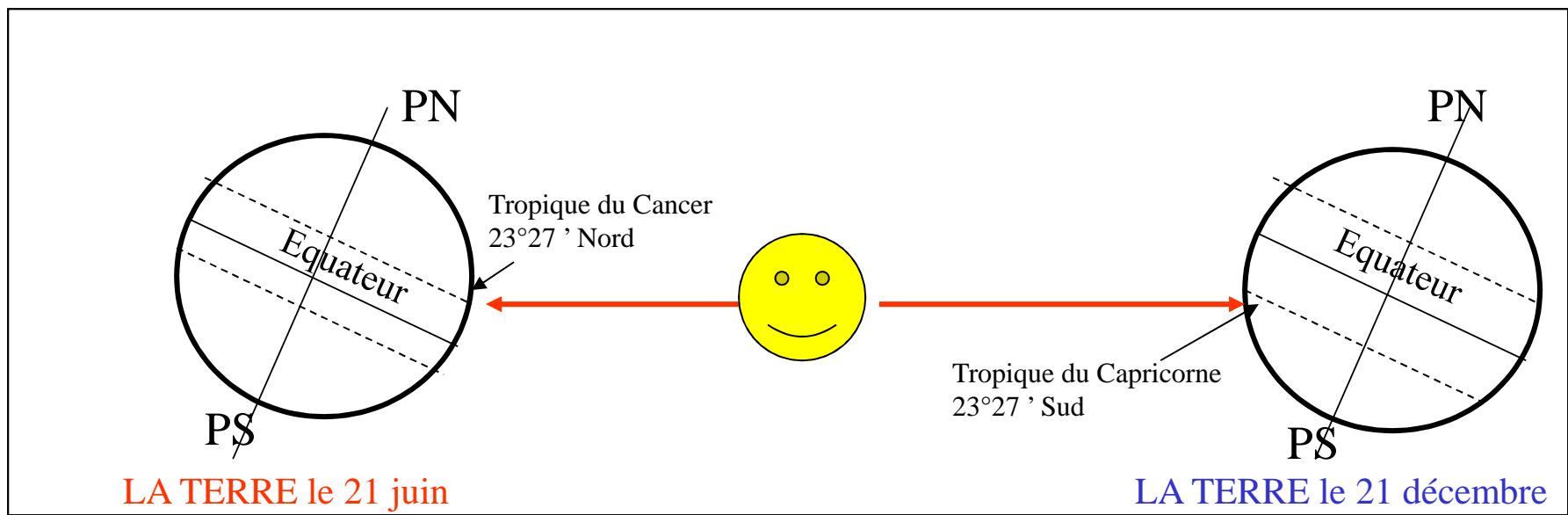
Suite à ces échanges d'énergie, la T° varie chaque jour entre une valeur minimale et une valeur maximale.

Le **T° minimale** est obtenue environ 1 heure après le lever du soleil (le refroidissement étant maximum pour un échange nul).

La **T° maximale** est atteinte 1 à 2 heures après le passage du soleil au méridien (c-à-d à sa position la plus haute dans la journée).

Variations saisonnières de la T°

La terre décrit autour du soleil une trajectoire elliptique plane.
Le plan contenant cette trajectoire de notre planète s'appelle le **plan de l'écliptique**.
Les variations saisonnières de la T° proviennent du fait que l'axe des pôles n'est pas perpendiculaire à ce plan.
Il forme avec le plan de l'écliptique un angle de $23^{\circ}27'$.



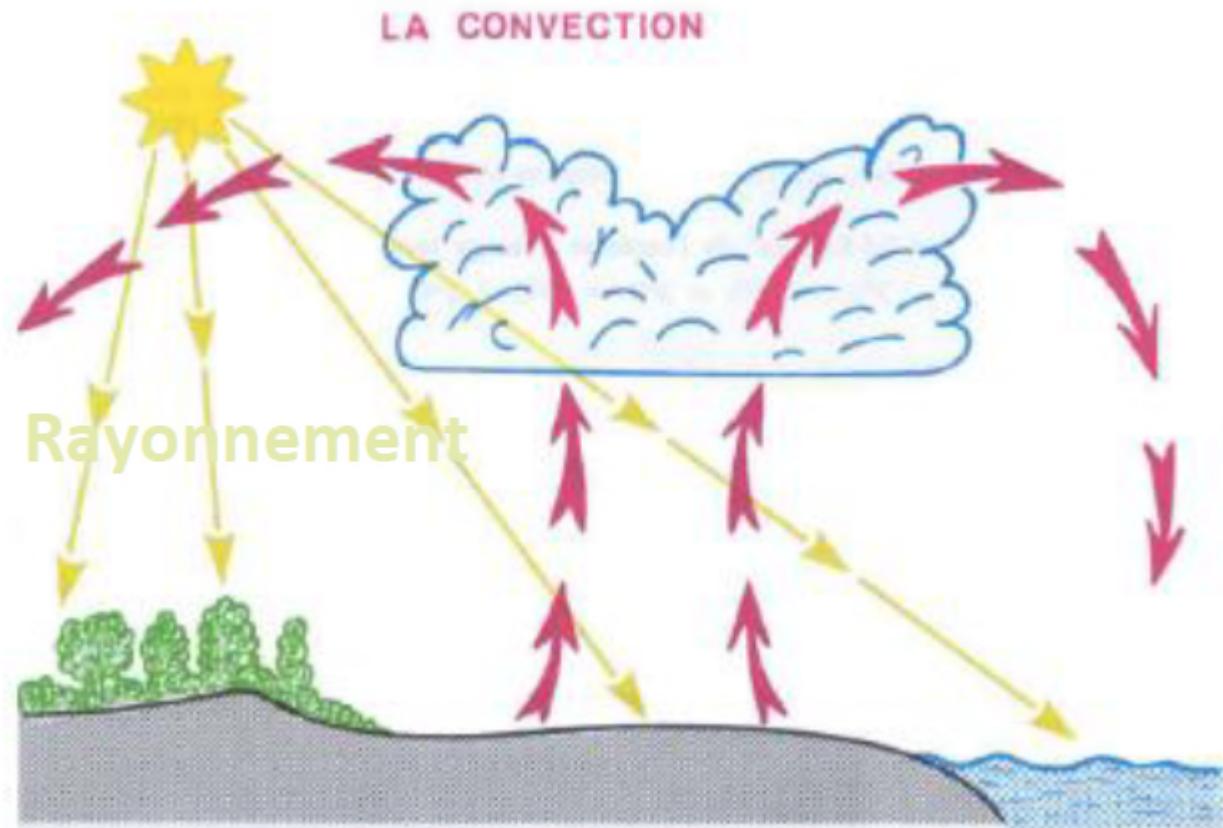
En Europe, la quantité d'énergie thermique reçue par le sol pour une même surface est plus faible en décembre qu'en juin.

Les échanges Thermiques

La convection thermique : échange thermique dans les basses couches de l'atmosphère.

L'air en contact avec le sol s'échauffe par transfert de chaleur du sol vers l'air. Il est remplacé par de l'air plus froid qui s'échauffe à son tour.

Plus le rayonnement solaire est important, plus la convection est importante.



2> L' HUMIDITE

Dans l'atmosphère on trouve l'eau sous trois états:

- * **gazeux**: vapeur invisible et transparente
- * **liquide**: pluie, gouttes et gouttelettes composant nuages, brume, brouillard...
- * **solide**: grêle, neige, cristaux composant les nuages de haute altitude.

L 'humidité représente la quantité de vapeur d'eau contenue dans l 'air.

L'air est dit « saturé » lorsque la quantité de vapeur atteint sa valeur maximale.

température ($^{\circ}\text{C}$)	vapeur (en grammes)
- 40	0,1
- 20	0,7
0	4
+ 20	15
+ 40	46

Cette quantité est fonction de la T° : plus la T° est basse, plus la quantité de vapeur d'eau que peut contenir l'air est faible.

Lorsque cette quantité est dépassée, l'eau qui est en trop passe à l'état liquide en se condensant.

Alors apparaissent la buée, le brouillard ou les nuages.

PROCESSUS DE SATURATION D 'UNE MASSE D 'AIR

Il y a deux processus:

1> Augmentation de la quantité de vapeur d 'eau:

Phénomène se produisant lorsque la masse d'air passe au dessus d'une étendue maritime et que la T° élevée de l 'eau favorise son évaporation.

2> Abaissement de la T° d 'une masse d 'air:

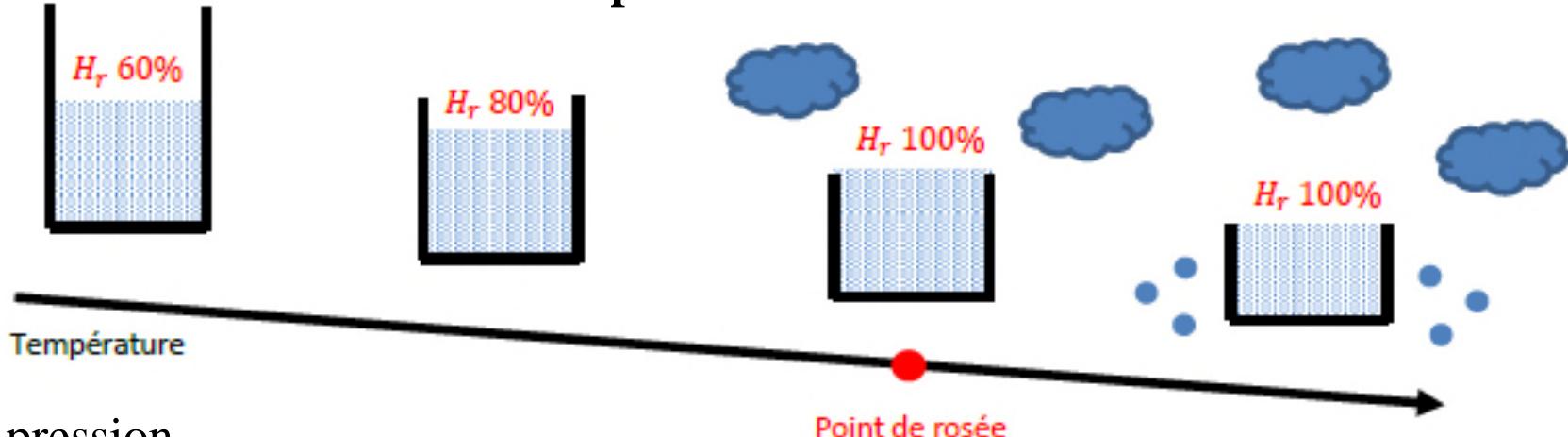
Mode de saturation le plus fréquent. C'est lui qui est à l 'origine de la formation des perturbations.

Cet abaissement de la T° s'effectue de deux manières :

Contenu en vapeur saturante de 1 m² d'air à 1000 hpa:

température (°C)	vapeur (en grammes)
- 40	0,1
- 20	0,7
0	4
+ 20	15
+ 40	46

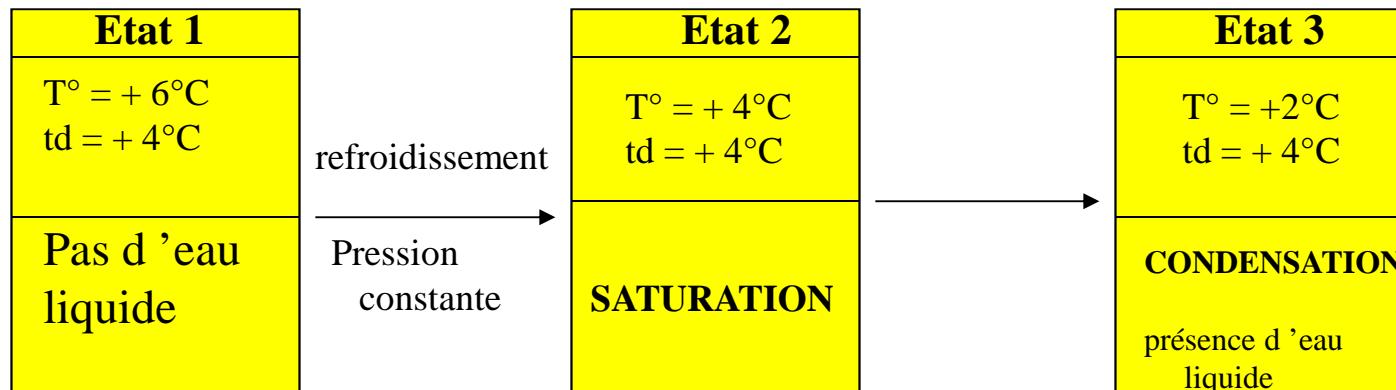
Saturation à iso-pression



A iso-pression,

Connaissant le **point de rosée** d'une masse d'air et la température de l'air :

- Si $T > T_d$: pas de risque de saturation
- Si $T = T_d$: Saturation
- Si $T < T_d$: Condensation



Saturation à iso-humidité

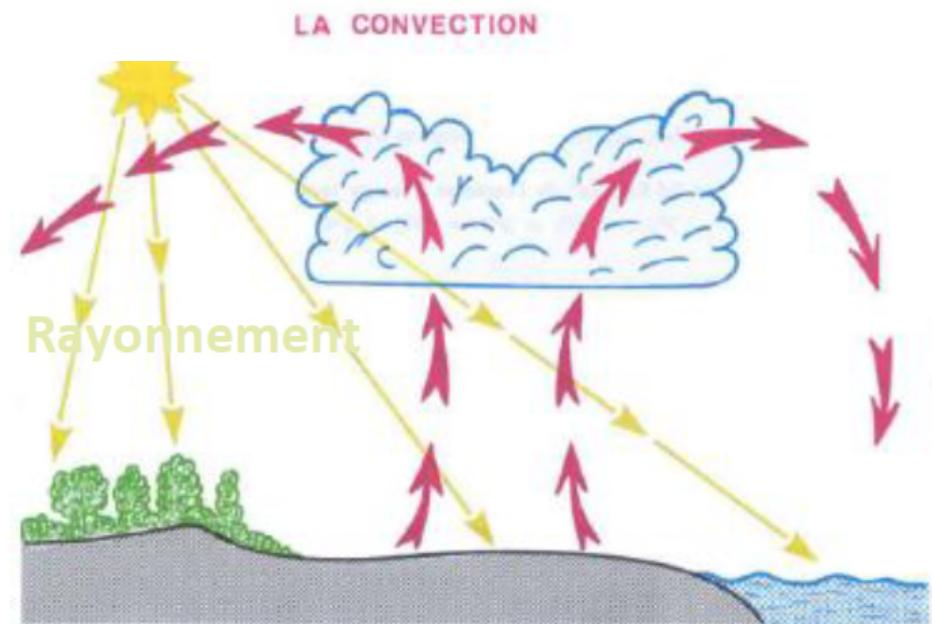
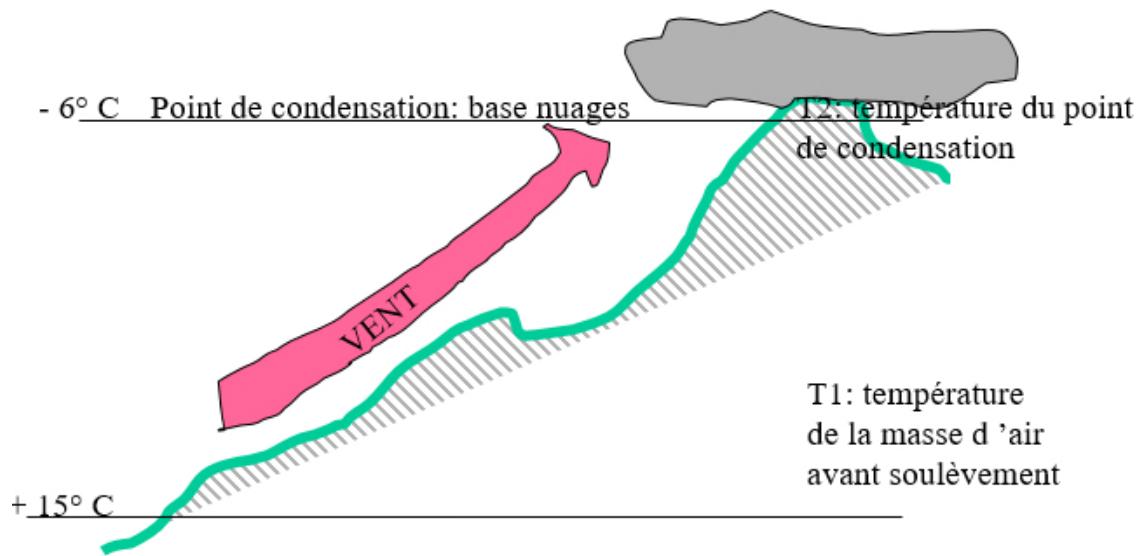
A iso-humidité relative,
Qd alt augmente, pression diminue.

$$P \cdot \rho = RT \Rightarrow T \text{ diminue}$$

Lorsqu'elle atteint sa température de saturation, la vapeur d'eau qu'elle contient est en quantité trop grande: une partie se transforme en eau liquide c'est à dire en gouttelettes formant une masse nuageuse.

La température à laquelle se produit la condensation n'est pas ici la température du point de rosée: la pression ayant diminué, sa valeur est différente, on l'appelle **température du point de condensation**.

Refroidissement par soulèvement d 'une masse d 'air



Soit une masse d'air quelconque présentant une évolution de température verticale spécifique différente de celle de l'atmosphère standard.

Soit une bulle d'air au niveau du sol à une température de 15° par exemple en un air sec. En la soulevant de 1000 ft, elle passe par détente adiabatique à la température de 12°C. La question est alors : l'air ambiant 1000 ft plus haut a-t-il une température supérieure ou inférieure à 12°C ?

- Si elle est supérieure, notre bulle plus froide va redescendre
- Si elle est inférieure, notre bulle plus chaude va continuer à monter, et le phénomène va s'amplifier



Dans le premier cas, on parle d'atmosphère stable, dans le second d'atmosphère instable.

Ainsi, si la masse d'air est instable, cela veut dire que l'évolution de la température de cette masse d'air verticalement diminue plus vite que l'évolution de température associée à une détente adiabatique.

Dans une masse d'air instable, deux phénomènes sont à l'origine de la formation des nuages :

- Le passage d'une masse d'air sur un relief
- L'échauffement local de l'air au contact du sol réchauffé par le soleil

Les nuages

LES NUAGES

Un nuage se caractérise par sa **morphologie**. Celle-ci dépend principalement:

- de son altitude :
 - entre le sol et environ 36 000 ft (la tropopause), aux alentours du 45°N
 - Altitude => Température, => Composition (gouttelettes, cristaux, ...)
- l'état de stabilité de l'atmosphère dans lequel il s'est formé.

=> 10 genres de nuages : extension verticale moyenne et leur mode de formation.

INSTABILITE

NUAGES CUMULIFORMES

Forme isolée, aspect "choux-fleur"



Terminaison **cumulus**

Cumulus, Altocumulus, Cirrocumulus

STABILITE

NUAGES STRATIFORMES

Forme soudée, étalée, en couches superposées



Terminaison **stratus**

Stratus, Altostratus, Cirrostratus

Les nuages élevés

Altitude supérieure à 20 000 pieds



Fig. 99 – *Cirrus.*



Fig. 100 – *Cirro-cumulus.*



Fig. 101 – *Cirro-stratus.*

JCR - FI (A) 000100870

Cirrus (Ci): forme de filaments et se déplacent en banc.

Cirro-cumulus (Cc): banc, nappes, composés de très petits éléments en forme de granules.
Ce sont des nuages **instables**.

Cirro-stratus (Cs): voile nuageux transparents et blanchâtres assez uniformes. Halo autour du soleil
Ce sont des nuages **stables**.

Les nuages de moyenne altitude

Entre 6000 et 20000 pieds



Fig. 102 – *Altocumulus*.



Fig. 103 – *Altostratus*.

Altocumulus (Ac): peuvent être d '**origine stable**', se présentent alors sous forme de nappes, bancs ou couches de couleur grise ou blanche.

Peuvent être d '**origine instable**' et présentent alors des bourgeonnements en forme de tour ou de flocons. Ils sont pré-orageux.

Altostratus (As): nuages gris sous forme de nappes étendues d 'aspect souvent uniforme, ne laissant que voir vaguement le soleil.

Les nuages bas

Altitude inférieure à 6000 pieds



Fig. 104 – *Strato-cumulus*.



Fig. 105 – *Stratus*.

Strato-cumulus: Nuages de turbulence en bancs, nappes ou couches, gris ou blanchâtres
Possèdent presque toujours des parties plus épaisses et plus sombres.

Stratus (St): Souvent très bas, ils ont l'aspect d'une couche nuageuse grise, à base assez floue.
On compare assez souvent le St à du brouillard qui ne reposera pas sur le sol.
En été, dans les régions humides, il se forme assez souvent des St matinaux qui se dissipent en fin de matinée.
Ce sont des **nuages stables dangereux** pour l'aéronautique (en VFR)

Les Cumulus (Cu)

Ce sont des nuages séparés, à contours bien délimités, se développant verticalement en forme de chou-fleur.

Les Cu peuvent être d 'épaisseur extrêmement variable, de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres. Ce sont des nuages **instables**.

La formation de ces nuages est principalement liée à des mouvements convectifs (air chaud--> air froid--> air chaud, etc...).

Si la tranche d 'atmosphère instable est étendue, l'épaisseur des cumulus peut être très importante, comme les **cumulus congestus** (ou TCU).

Ils peuvent évoluer en cumulo-nimbus (on le verra ultérieurement).

Sous ces nuages, il existe un courant ascendant et autour de lui des courants descendants, synonymes de **turbulences**.

Les cumulus



Les nuages à grande extension verticale

Pouvant atteindre plus de 40000 pieds

Nimbo-stratus (Ns): Nuage de vastes dimensions horizontales et verticales.

Sa base est très sombre;

il est souvent accompagné de strato-cumulus et de stratus.

Il est souvent générateur de précipitations (pluies ou neige).

C'est le nuage typique des longues journées pluvieuses.

C'est un nuage **Stable**.

Cumulo-nimbus (Cb): Nuage dense et puissant à extension verticale considérable en forme d'énorme tour. Sa partie supérieure présente fréquemment une forme d'enclume.

Le Cumulo-nimbus est un nuage générateur de grains et d'orages, il est très dangereux pour l'aéronautique (nous verrons ultérieurement ses dangers)

C'est un **nuage instable**.

Les nuages à grande extension verticale
Pouvant atteindre plus de 40000 pieds



Fig. 106 – *Nimbo-stratus.*



Fig. 107 – *Cumulo-nimbus.*

Les nuages à grande extension verticale

Pouvant atteindre plus de 40000 pieds

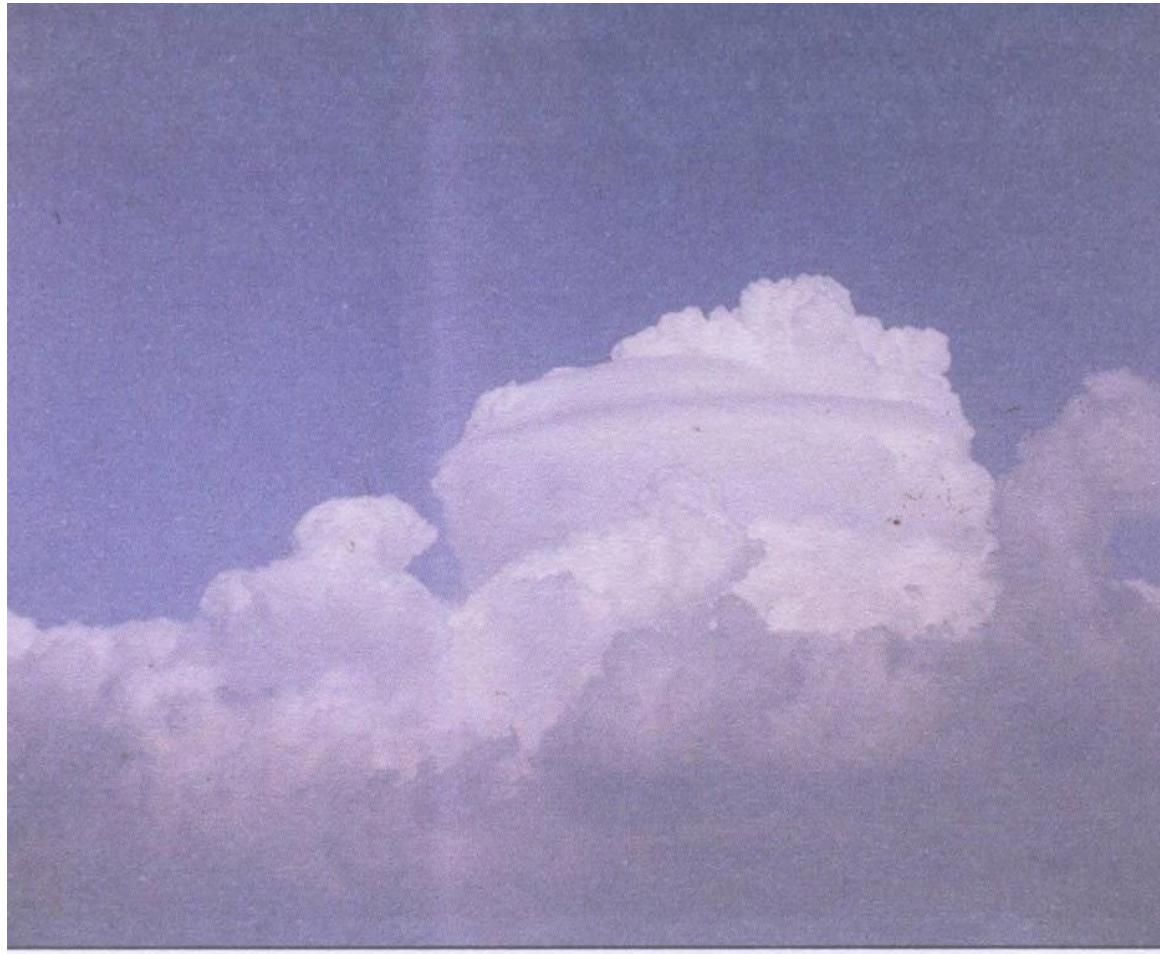


Fig. 108 – *Cumulus-Congestus.*

LA NEBULOSITE DU CIEL

La nébulosité du ciel s'exprime en « octas » gradués en « huitièmes ».

- **FEW** (peu) de 1 à 2 octas (ou de 1/8 à 2/8)
- **SCT** (scattered - épars) de 3 à 4/8..... > peu nuageux
- **BKN** (broken - morcelé) de 5 à 7/8 > nuageux
- **OVC** (overcast - couvert) 8/8 > très nuageux
- **NSC** (No Significative Cloud) > pas de nuage en dessous de 1500 m ni de Cb

Massé d'air

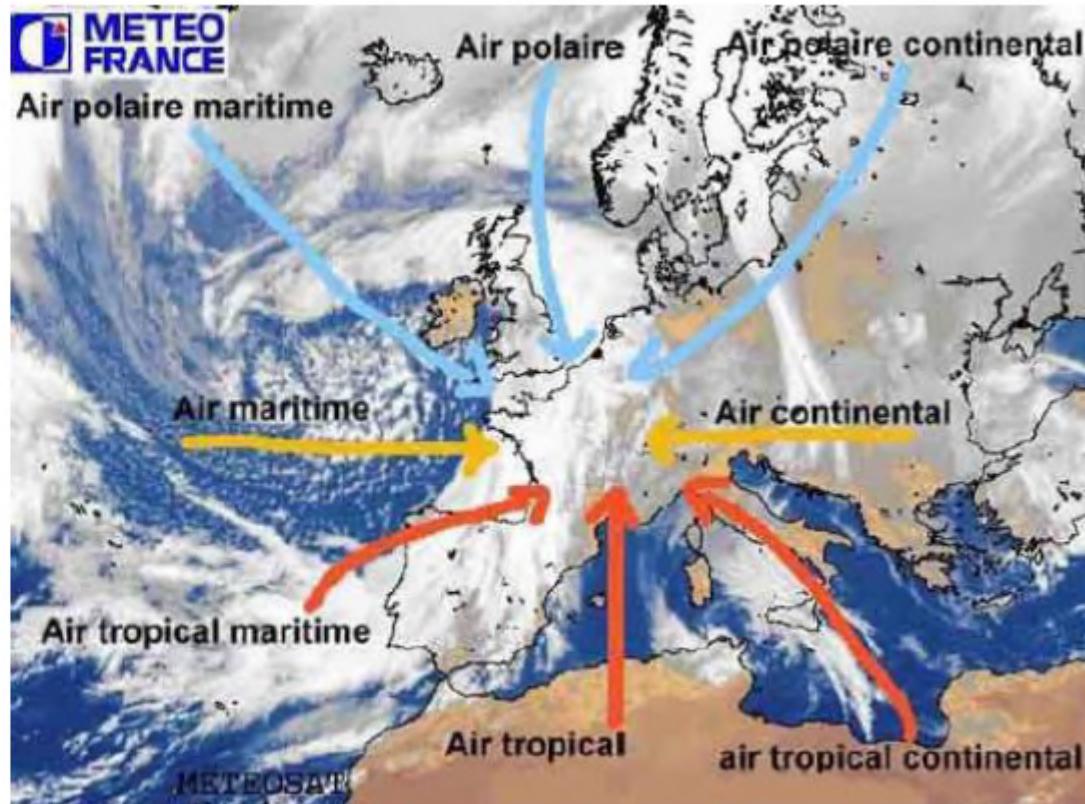
aéroclub J. Mermoz

A.XI. Perturbations

A.XI.1 Masses d'air

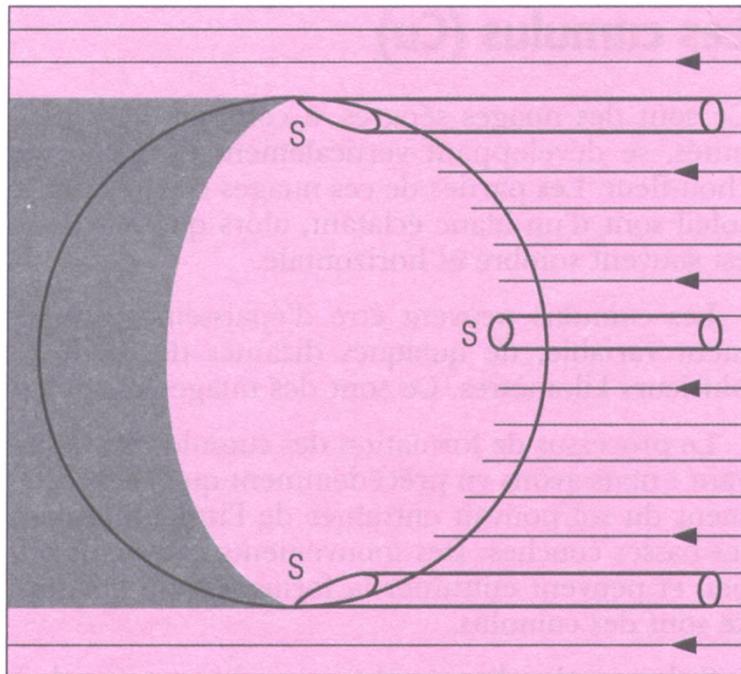
En météorologie, une masse d'air est une zone où les caractéristiques physiques (température, pression, humidité) de l'atmosphère sont homogènes.

On distingue les masses d'air comparativement les unes aux autres. Une masse d'air chaude sera mise en face d'une masse d'air froid, plus froide évidemment. Mais il faut savoir que par masse d'air froid, on peut entendre 25 °C !



5> Les masses d 'air:

Le rayonnement solaire reçu par la terre varie avec la latitude.
En effet la même quantité de rayonnement doit réchauffer, aux pôles, une grande surface alors qu'elle réchauffe une petite surface à l'équateur.



Par ailleurs, les océans humidifient l'air alors que les continents tendent à les assécher.

Ces écarts de quantité de chaleur et d'humidité engendrent une grande variété de climats.

Lorsqu'un grand volume d'air séjourne longtemps sur une région climatique il prend des caractéristiques bien précises liées à ce milieu.

On appelle **masse d'air** ce vaste volume où les conditions de T° et d'humidité sont à une altitude donnée, sensiblement constantes d'un point à un autre.

Les perturbations et les fronts

Entre le 40° et le 50° parallèle nord), deux masses d'air coexistent :

- l'une sèche et froide d'origine polaire,
- l'autre humide et chaude d'origine tropicale.

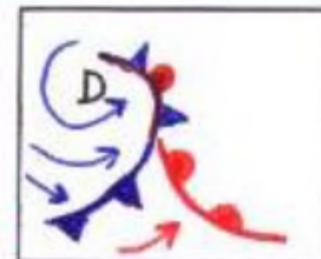
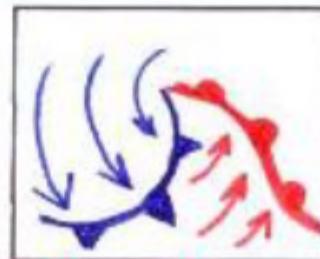
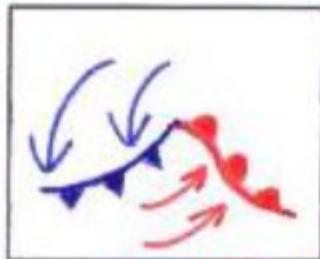
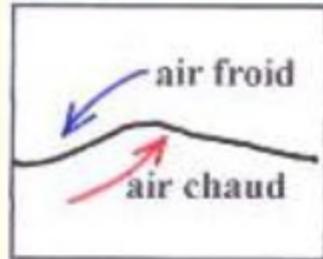
La limite entre ces deux masses d'air est le siège de phénomènes particuliers.
C'est le **front polaire**.

Cette limite n'est pas rectiligne

elle subit des ondulations qui génèrent des perturbations
affectant l'Europe de l'Ouest.

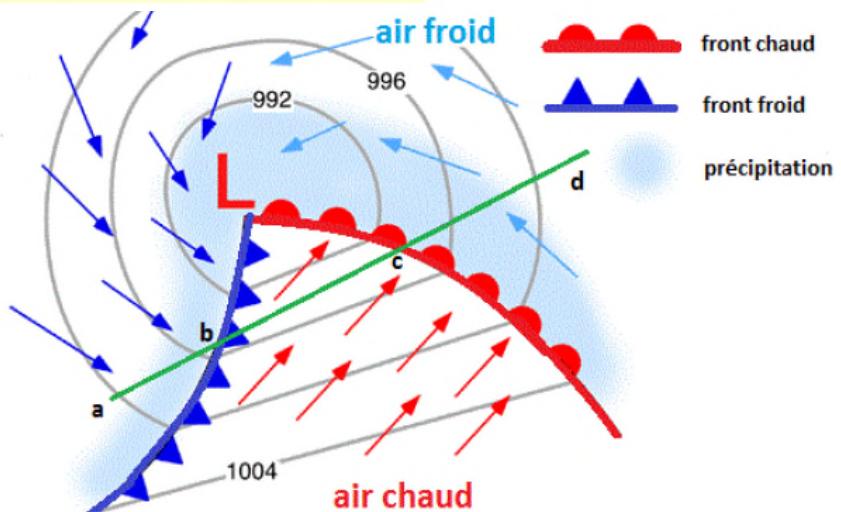
Naissance et évolution des ondulations du front polaire:



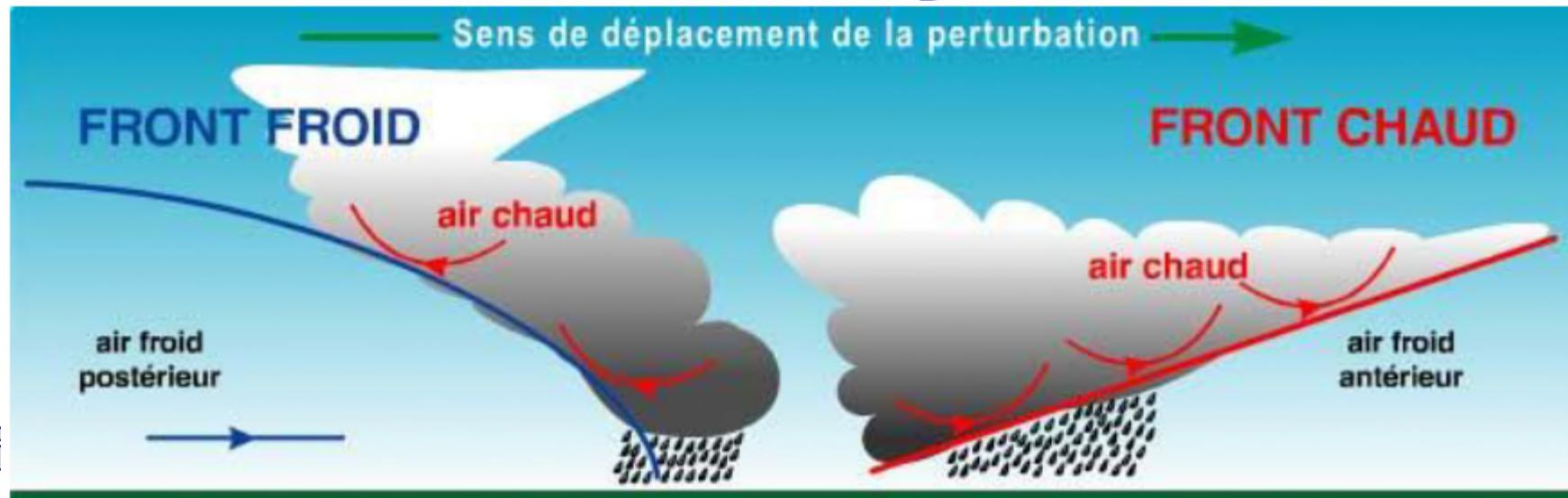


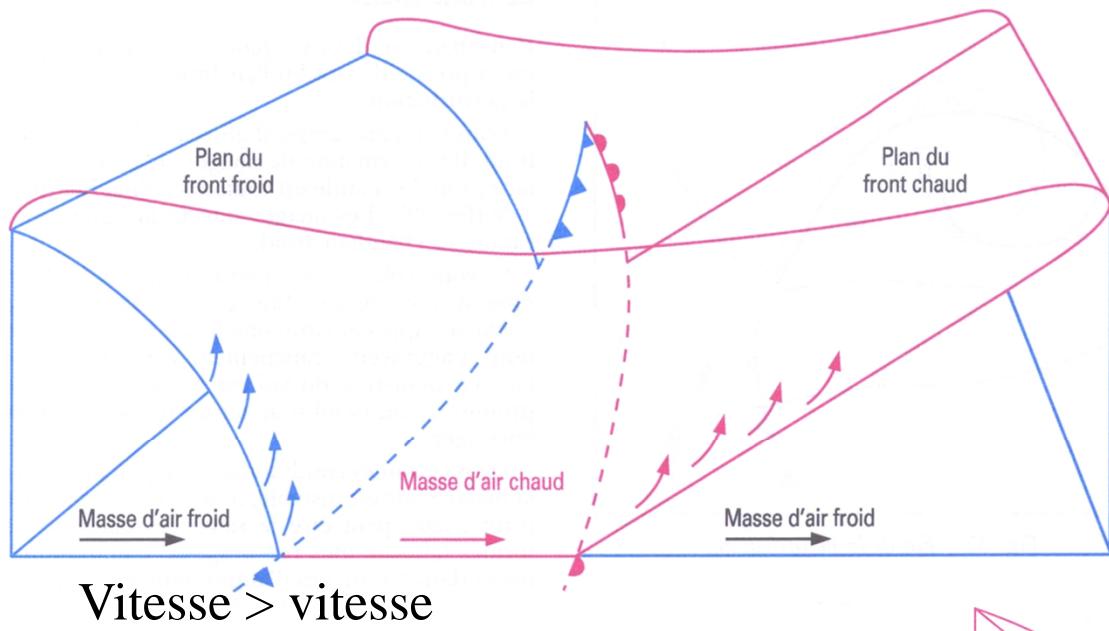
Formation d'une dépression.

« Le froid, ça pique ! »



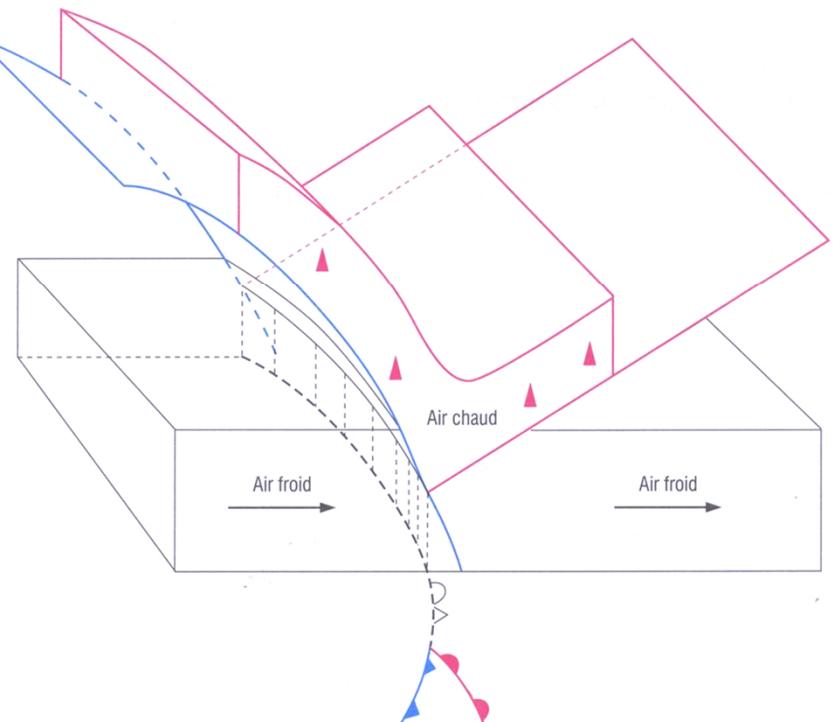
Sens de déplacement de la perturbation





Vitesse > vitesse

L'occlusion :



PERTURBATIONS ET FRONTS

Les fronts: les systèmes nuageux associés:

Le front chaud:

L'air chaud se déplace généralement vers le Nord-Est et pousse devant lui l'air froid situé à l'avant de la perturbation.

Tout en avançant, il glisse au dessus de cet air froid. Il y a formation de nuages. La pente de la surface frontale chaude est < 5%. Les nuages suivent la ligne de séparation air chaud / air froid. (**figure 1- front chaud stable**).

Quand on vole vers l'aggravation, on observe d'abord de nombreux Ci, puis le plafond s'abaisse. Après 1h de vol, les conditions s'aggravent avec des plafonds bas: le 1/2 tour ou le déroutement sont des options à envisager.

Parfois, en été, la masse d'air est instable: le secteur nuageux lié au front chaud peut être le siège de nuages cumuliformes (Ac pré-orageux, Cb noyés dans les nuages d'autres genres (EMBD) difficiles à déceler (**figure 2 - front chaud instable**)

PERTURBATIONS ET FRONTS

Les fronts: les systèmes nuageux associés:

Le secteur chaud:

Cette partie de la perturbation présente une grande variabilité.

Elle peut être le siège de mouvements turbulents à l'origine de **Strato-cumulus**.

La nébulosité varie de **couvert** (overcast) avec de la bruine à **fragmenté** (broken) ou **épars** (scattered) dans les zones peu actives.

La **visibilité** est souvent **médiocre** (3 à 6 km) parfois **mauvaise** (< à 3 km).

Il existe un cas particulier de situation génératrice de brouillard que nous verrons ultérieurement.

**Le vol en secteur chaud peut être ou ne pas être envisageable:
c'est l'étude approfondie du dossier de vol qui le déterminera.**

PERTURBATIONS ET FRONTS

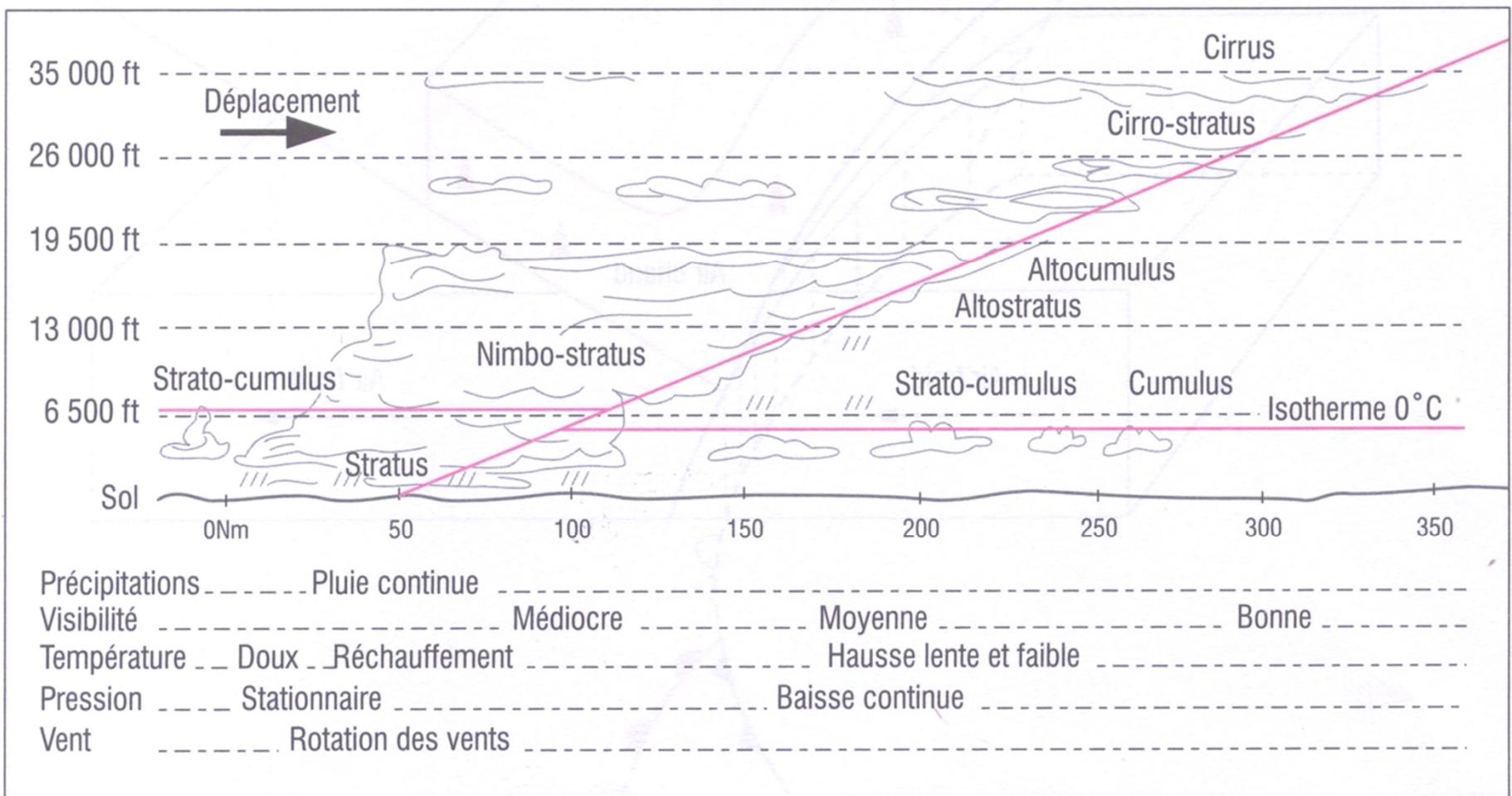


figure 1: Coupe verticale du front chaud stable

PERTURBATIONS ET FRONTS

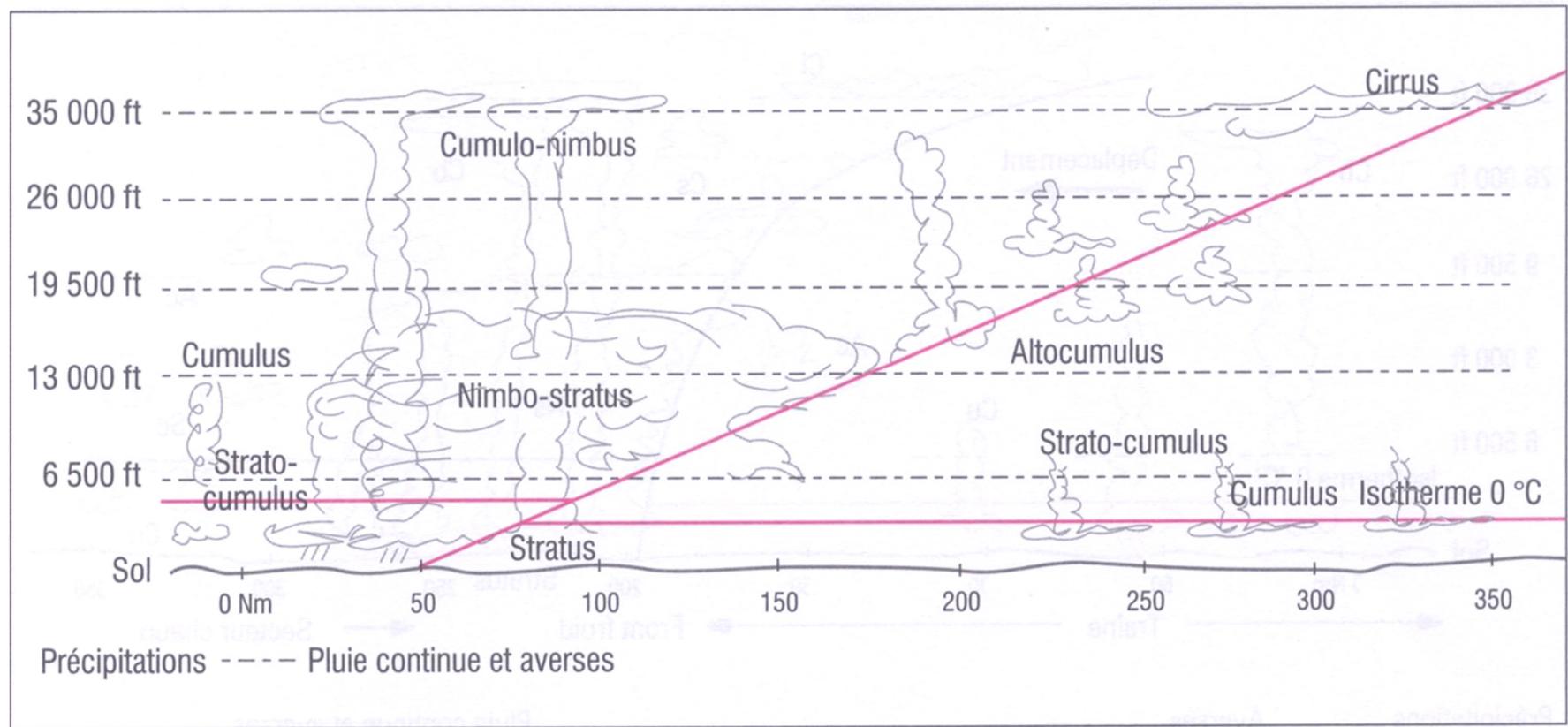


Figure 2: Coupe verticale du front chaud instable

PERTURBATIONS ET FRONTS

Les fronts: les systèmes nuageux associés:

Le front froid:

Il est lié à un soulèvement important d'air chaud par de l'air froid. La limite entre les deux masses d'air a une pente assez accentuée ([figure 3 : front froid stable](#)).

Si vous volez vers le front froid (de Strasbourg vers Paris, par exemple), le vol débutera dans le secteur chaud puis un **abaissement rapide du plafond, des précipitations**, un net refroidissement et **une rotation des vents** marquent le passage du front froid.

Il y a de fortes probabilités pour que vous ne puissiez franchir le front froid à cause des plafonds bas. Ensuite, deux scénarios sont possibles:

- des St tardent à s'évacuer
- la nébulosité et la visibilité s'améliorent très rapidement.

PERTURBATIONS ET FRONTS

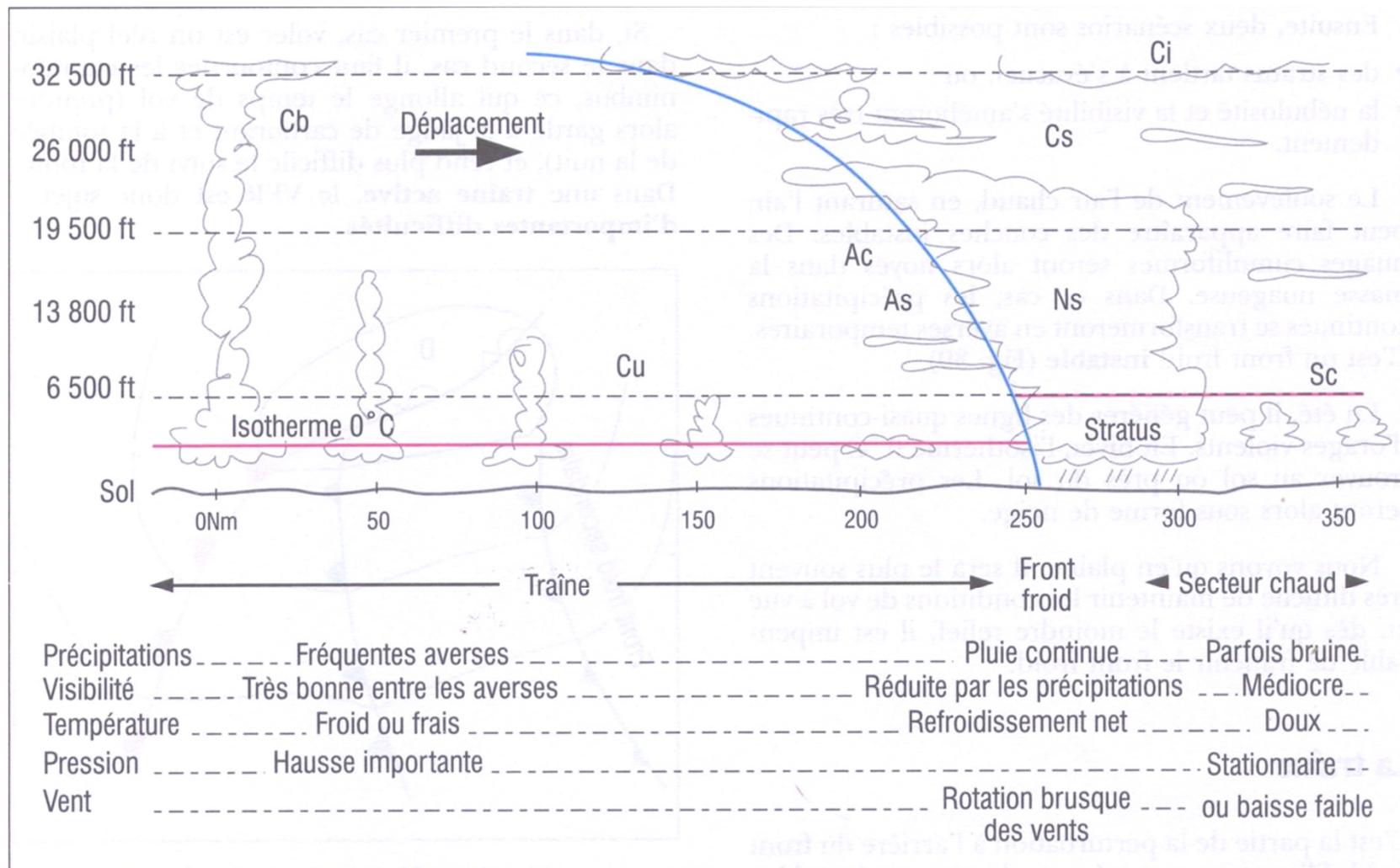


Figure 3: coupe verticale du front froid stable

PERTURBATIONS ET FRONTS

Les fronts: les systèmes nuageux associés:

Le front froid (suite) :

Le soulèvement de l'air chaud, en saturant l'air, peut faire apparaître des couches instables. Des nuages cumuliformes seront alors noyés dans la masse nuageuse. Dans ce cas, les précipitations continues se transforment en averses temporaires C'est un front froid **instable** (figure 4 : coupe verticale d'un front froid instable).

En été il peut générer des lignes quasi continues d'orages violents.

En hiver, l'ISO 0° peut se trouver près du sol:

Les précipitations seront alors sous forme de neige.

PERTURBATIONS ET FRONTS

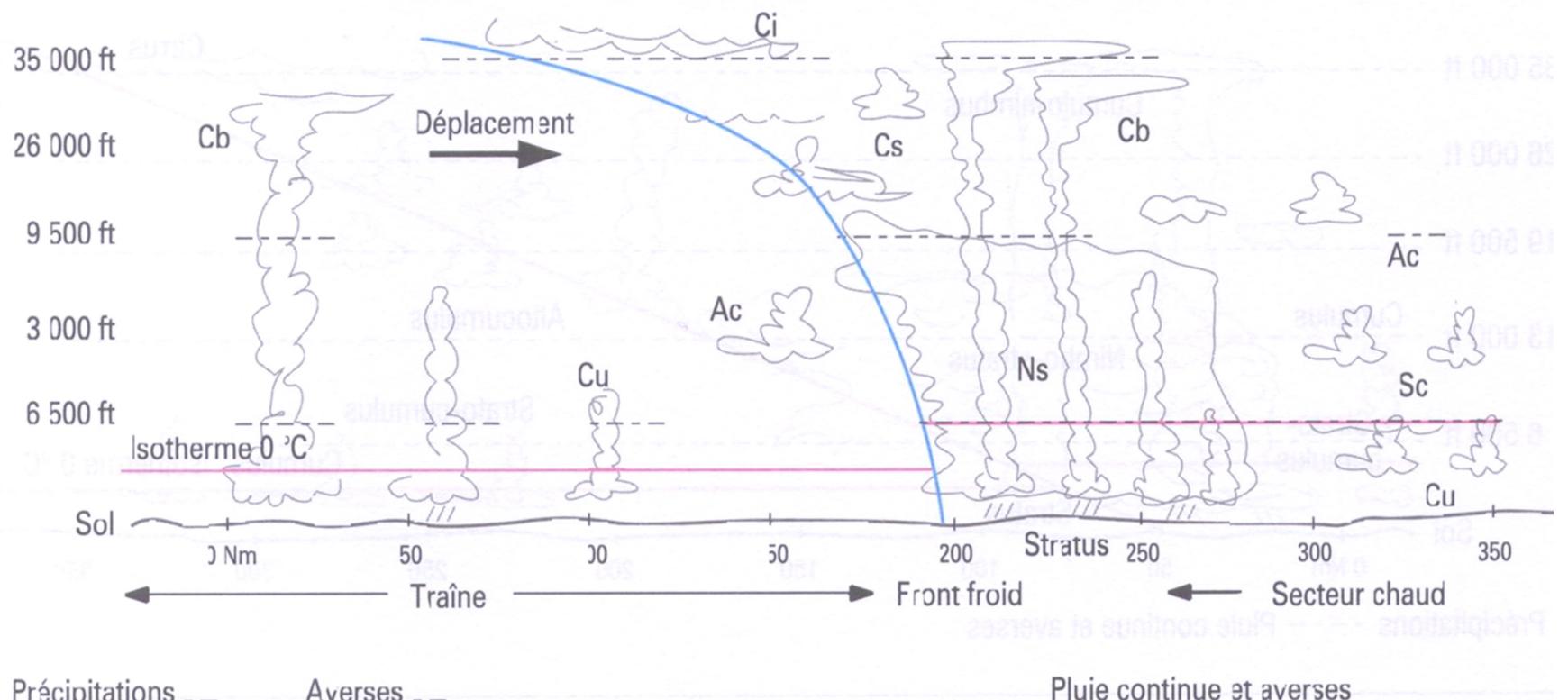


Figure 4: coupe verticale du front froid instable

PERTURBATIONS ET FRONTS

La traîne:

C'est la partie à l'arrière du front froid.

Elle se caractérise par des **nuages instables cumuliformes**, bien séparés les uns des autres.

Une traîne peu active se limitera à un peu moins de la moitié du ciel occupé par des **CUMULUS**.

Une traîne active pourra être le siège de nombreux **CUMULONIMBUS**.

Dans le premier cas, voler est un réel plaisir.

Dans le cas de la traîne active le VFR sera donc sujet à d'importantes difficultés.

PERTURBATIONS ET FRONTS

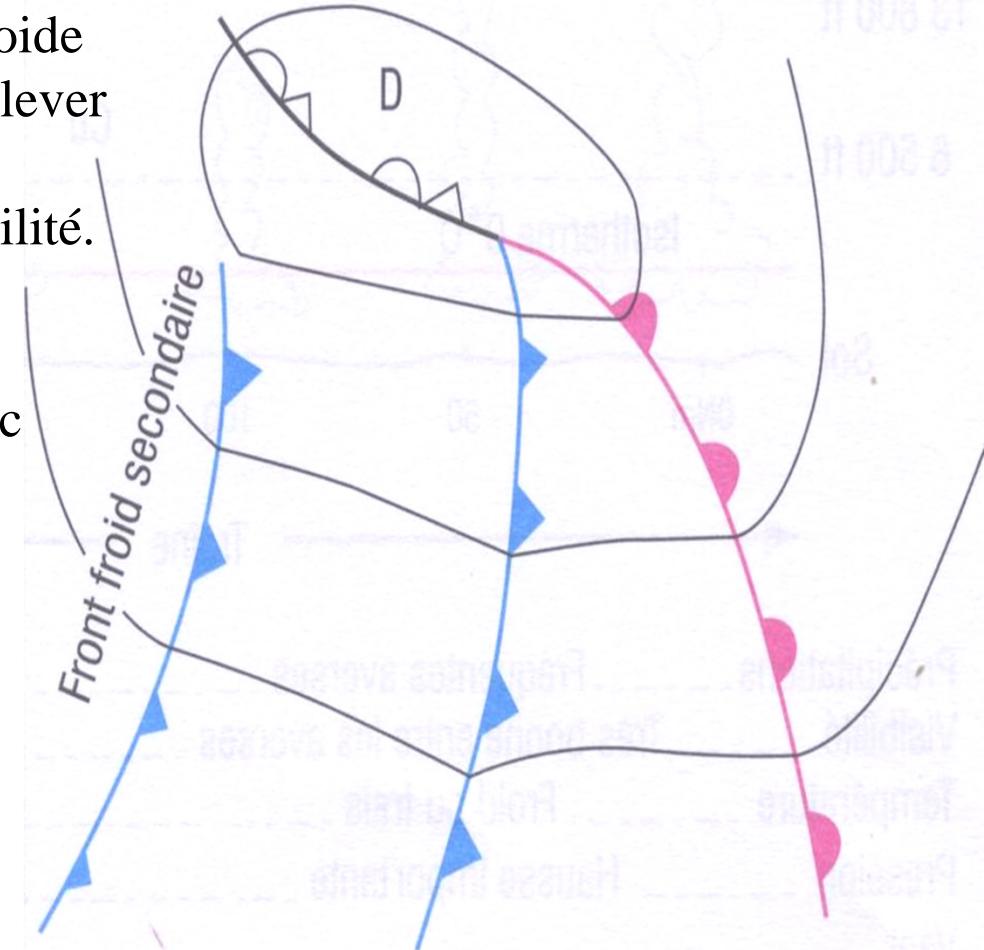
Le front froid secondaire:

Au sein de la traîne, une « goutte » plus froide que l'air déjà froid, qui l'entoure, peut soulever l'air froid qui se trouve devant elle.

Cet air froid de traîne est le siège d'instabilité.

Sur la ligne de soulèvement, il y aura donc formation de Cb:

c'est une barrière infranchissable.

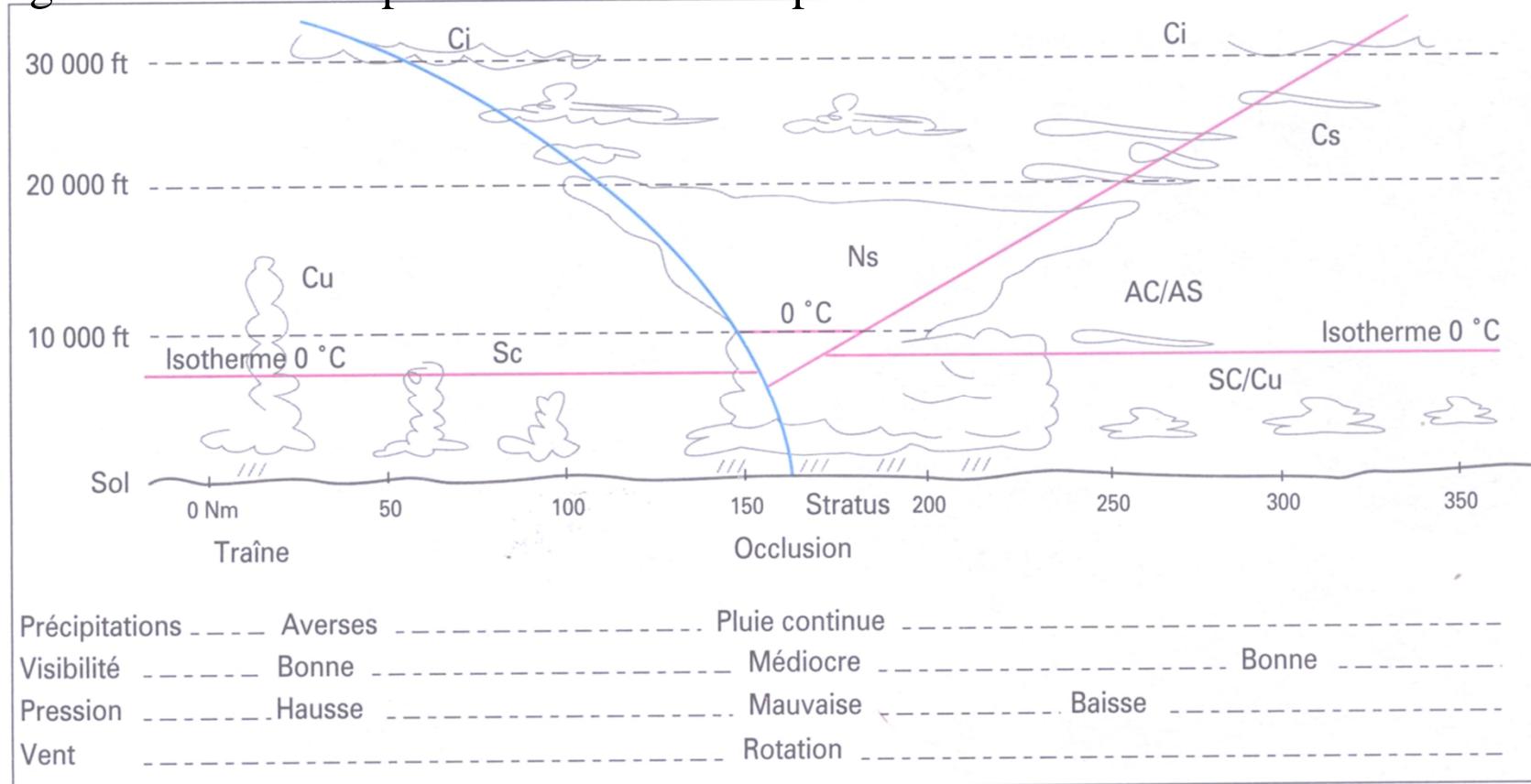


PERTURBATIONS ET FRONTS

L'occlusion:

La surface frontale matérialise une vallée d'air chaud en altitude, marquée par une masse d'air nuageuse souvent pluvieuse.

A proximité du point triple (occlusion, front froid, front chaud) se trouvent généralement des plafonds bas et de la pluie.



PERTURBATIONS ET FRONTS

L'occlusion (suite):

Au dernier stade de la perturbation, les conditions sont souvent peu gênantes: Sc et Ac par exemple.

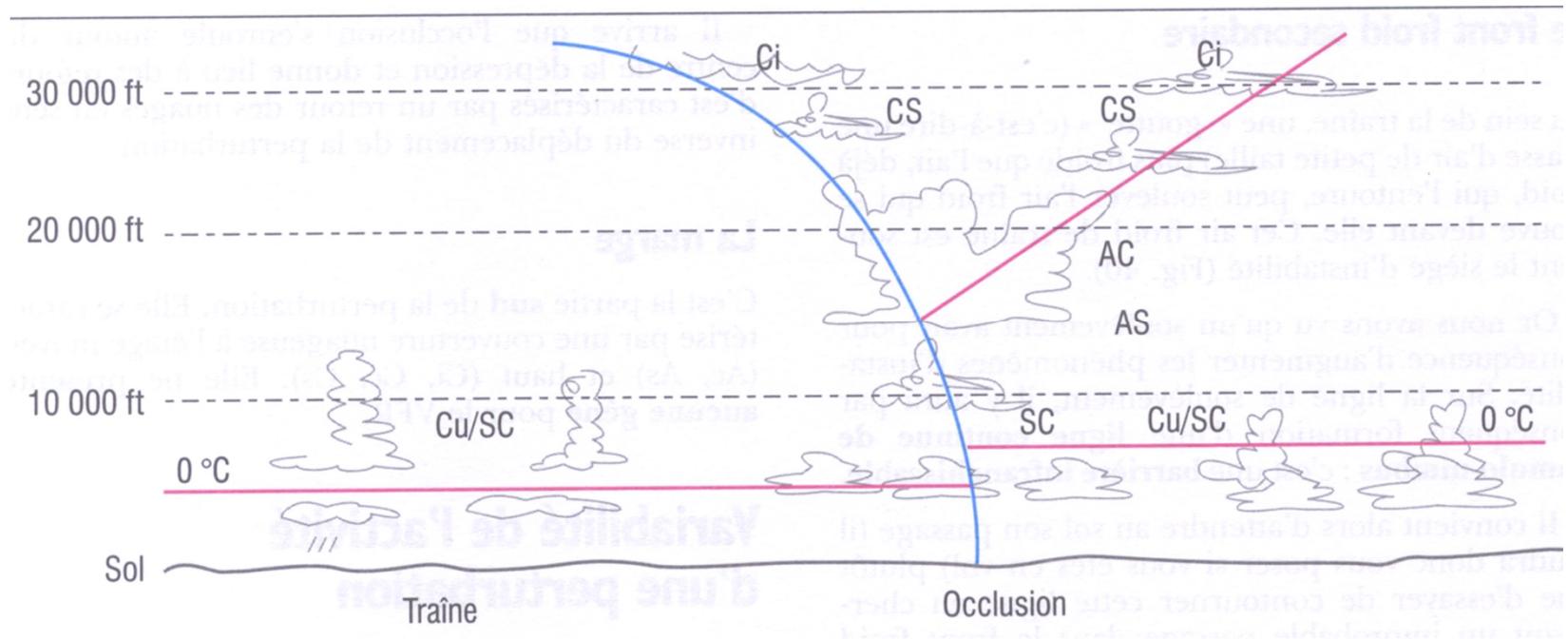


Figure 6: coupe verticale d'une occlusion peu active

PERTURBATIONS ET FRONTS

La marge:

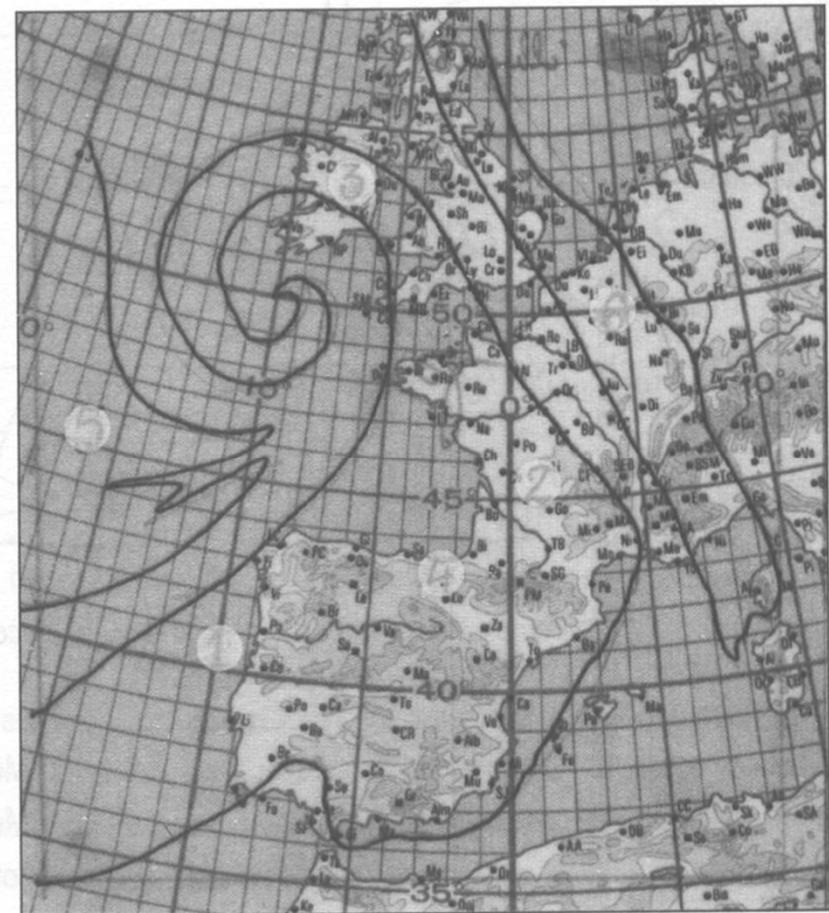
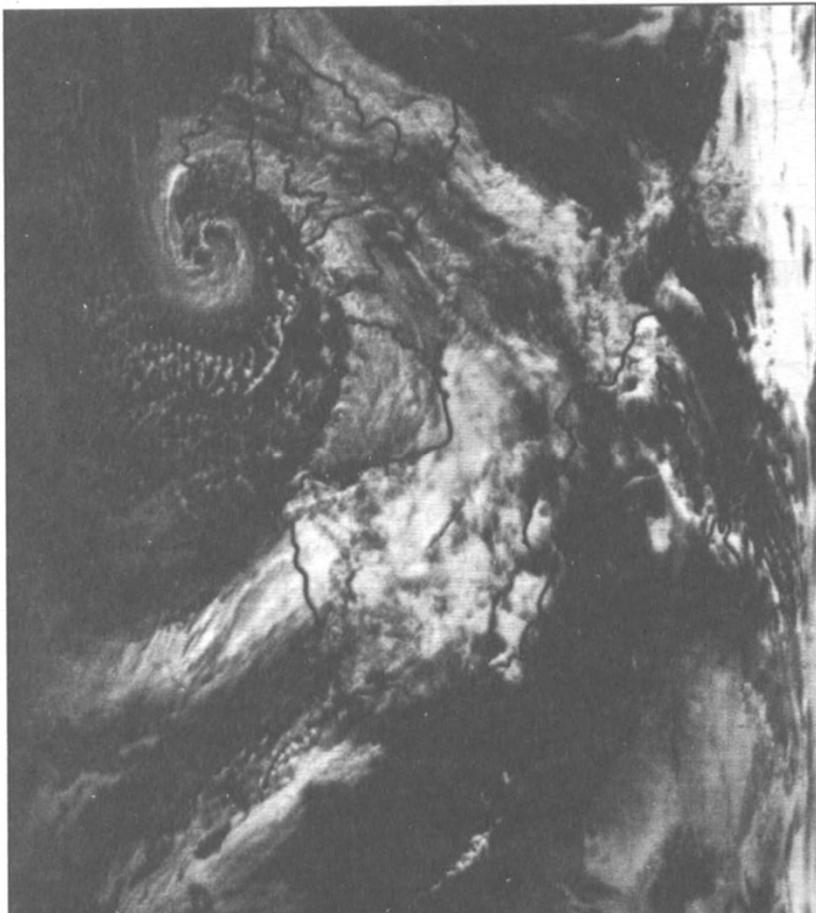
C'est la partie Sud de la perturbation.

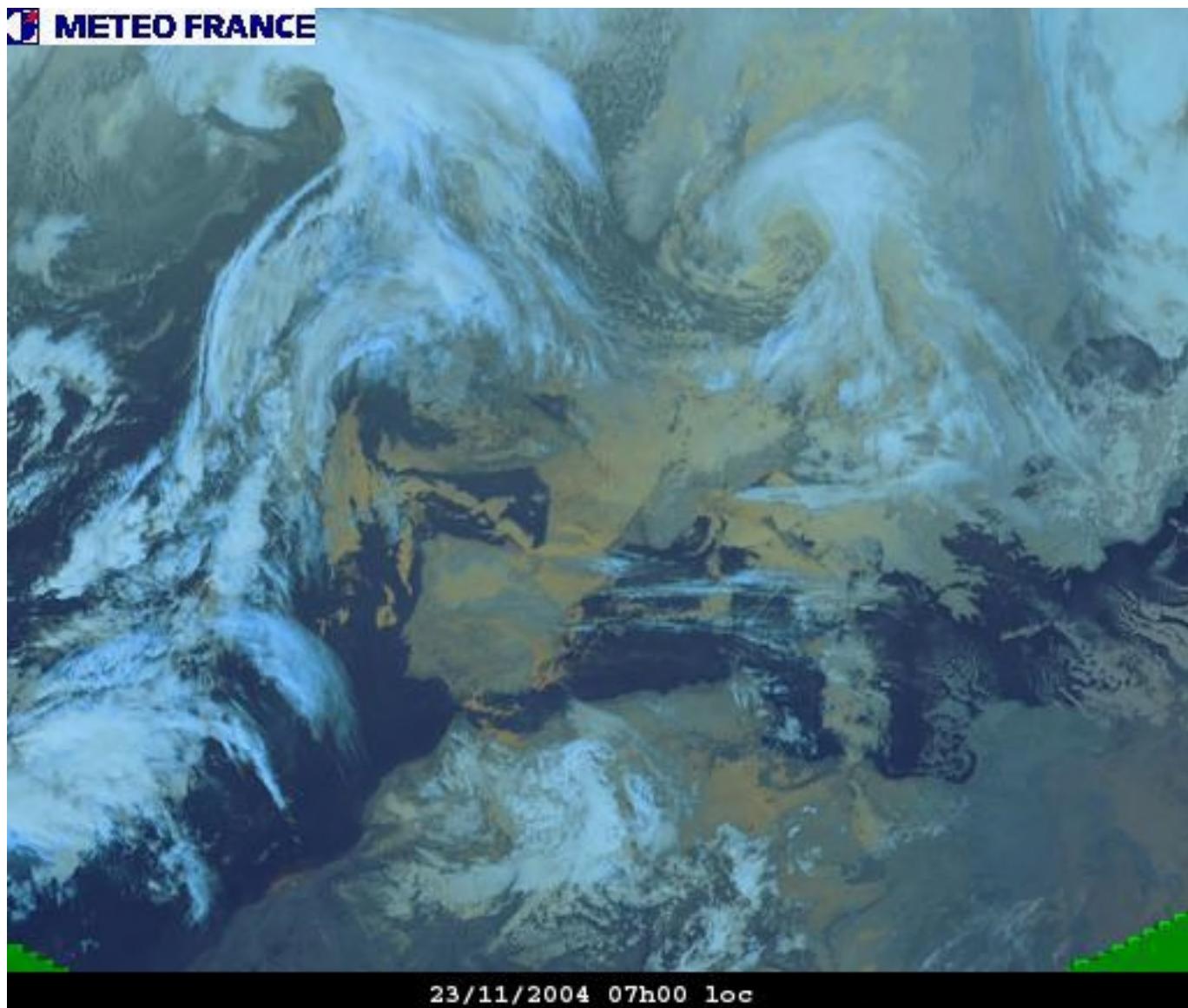
Elle se caractérise par une couverture nuageuse à l'étage moyen (Ac et As) et haut (Ci, Cc, Cs).

Elle ne présente aucune gêne pour le vol VFR.

PERTURBATIONS ET FRONTS

7> Perturbations tempétueuse sur l'Europe occidentale:





aéroclub J. Mermoz

JCR - FI (A) 000100870

Cours de météorologie BIA

Fin de la première session

6> PERTURBATIONS ET FRONTS

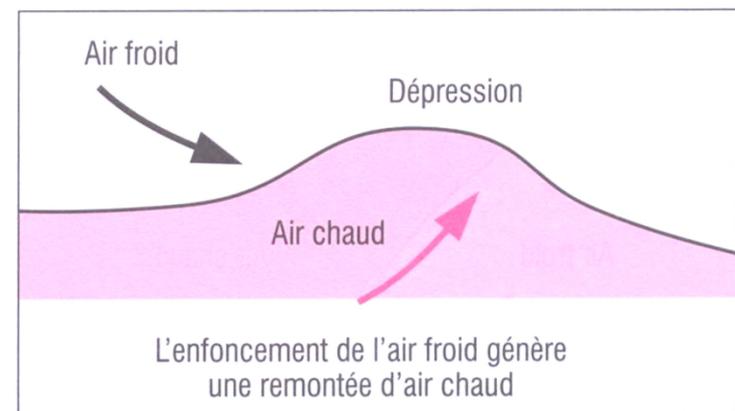
Naissance et évolution des ondulations du front polaire:

Stade 1:

Une descente d'air enfonce le front polaire vers le sud-est, entraînant par contre-coup, une remontée d'air chaud tropical vers le nord est.

Cet air chaud léger, surmonte l'air froid polaire, tout en engageant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre un mouvement de rotation des masses d'air.

Ce phénomène peut s'étendre environ entre 300 et 600 Nm et avoir une épaisseur de 25 000 ft.

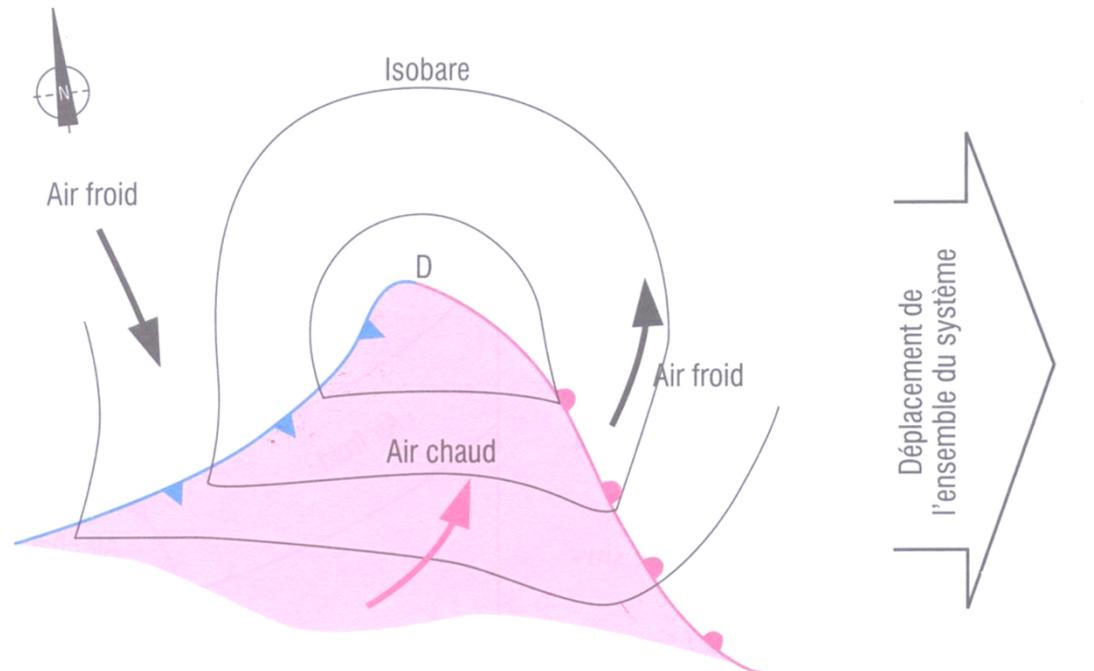


PERTURBATIONS ET FRONTS

Stade 2:

L'ondulation s'amplifie, ainsi que la rotation des masses d'air et le mouvement vers le haut de l'air chaud.

Ce mouvement est générateur d'une baisse de pression atmosphérique ou d'une **dépression**.



PERTURBATIONS ET FRONTS

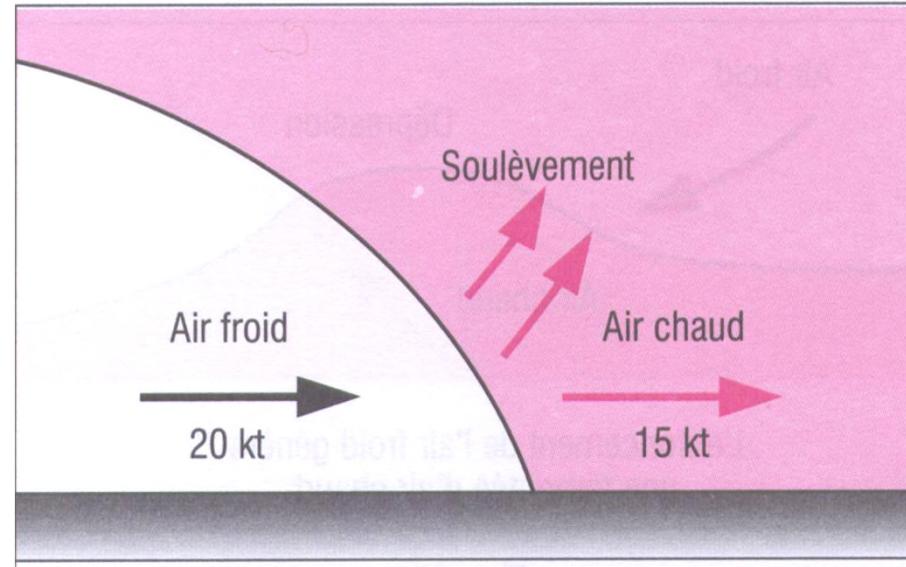
Que se passe-t-il sur le plan vertical?

La descente d'air polaire s'effectue vers le sud-est, repoussant l'air chaud devant elle vers le nord-est

L'air froid plus lourd que l'air chaud se glisse dessous et le soulève.

L'air chaud soulevé subit le processus:
soulèvement, détente adiabatique, refroidissement
condensation, nuages précipitations.

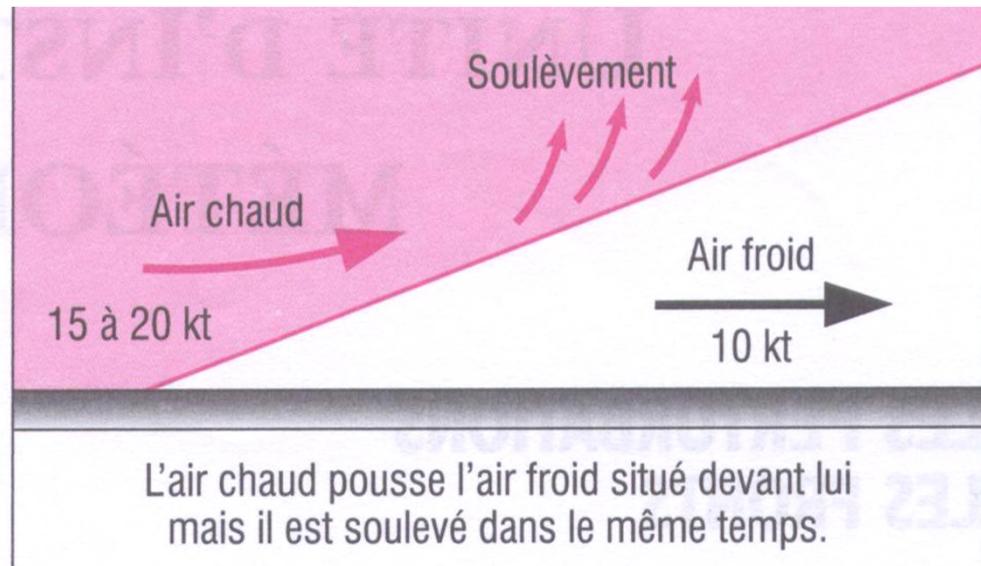
La surface de contact entre l'air froid et l'air chaud s'appelle **surface frontale froide** et sa trace au sol « **le front froid** » est schématisée sur les cartes par le symbole:



Front froid

PERTURBATIONS ET FRONTS

Côté Est de la perturbation un autre phénomène se produit.
L'air chaud déplacé vers le Nord-Est est en conflit avec l'air froid situé devant lui.
L'air chaud plus léger que l'air froid glisse au dessus.

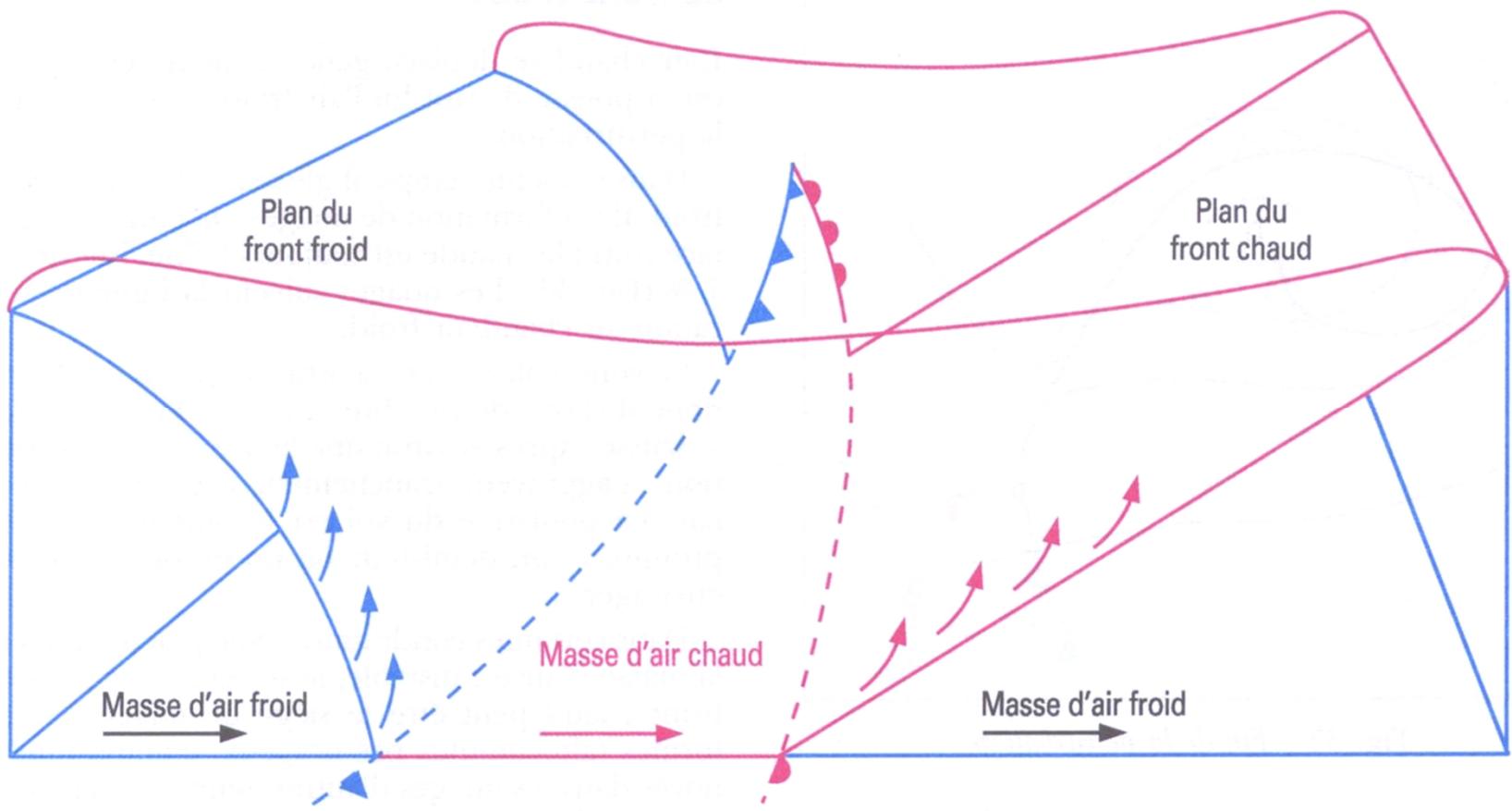


Front chaud

L'air chaud étant soulevé, une « usine » à nuages se forme, c'est « **le front chaud** » schématisé par le symbole:



PERTURBATIONS ET FRONTS



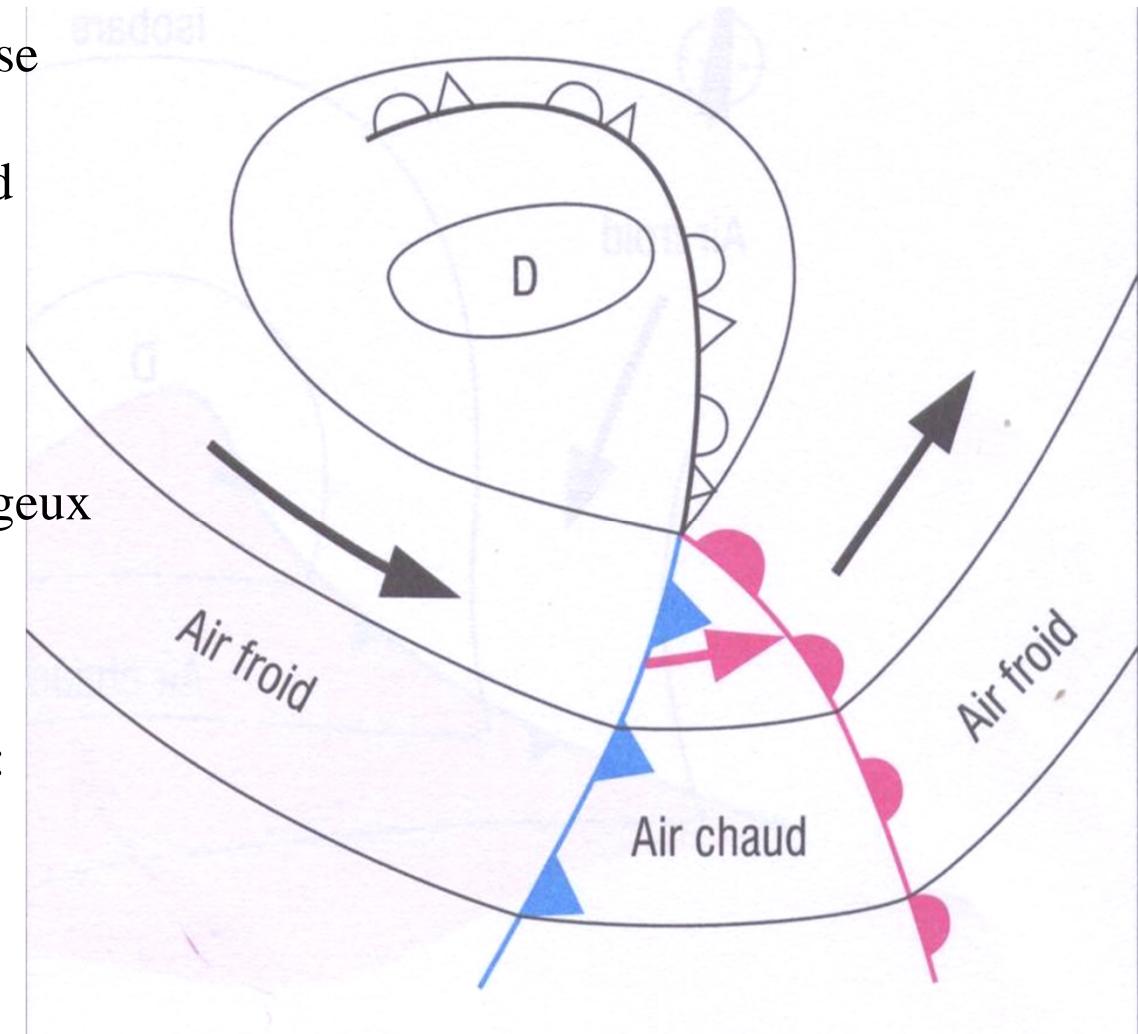
Soulèvement d'une masse d'air chaud au sein d'une perturbation

Stade 3:

L'air froid à l'arrière du système se déplace plus vite que l'air chaud. Il arrive un moment où l'air froid postérieur rattrape l'air froid antérieur.

L'air chaud est totalement rejeté en altitude mais il est encore nuageux et souvent pluvieux.

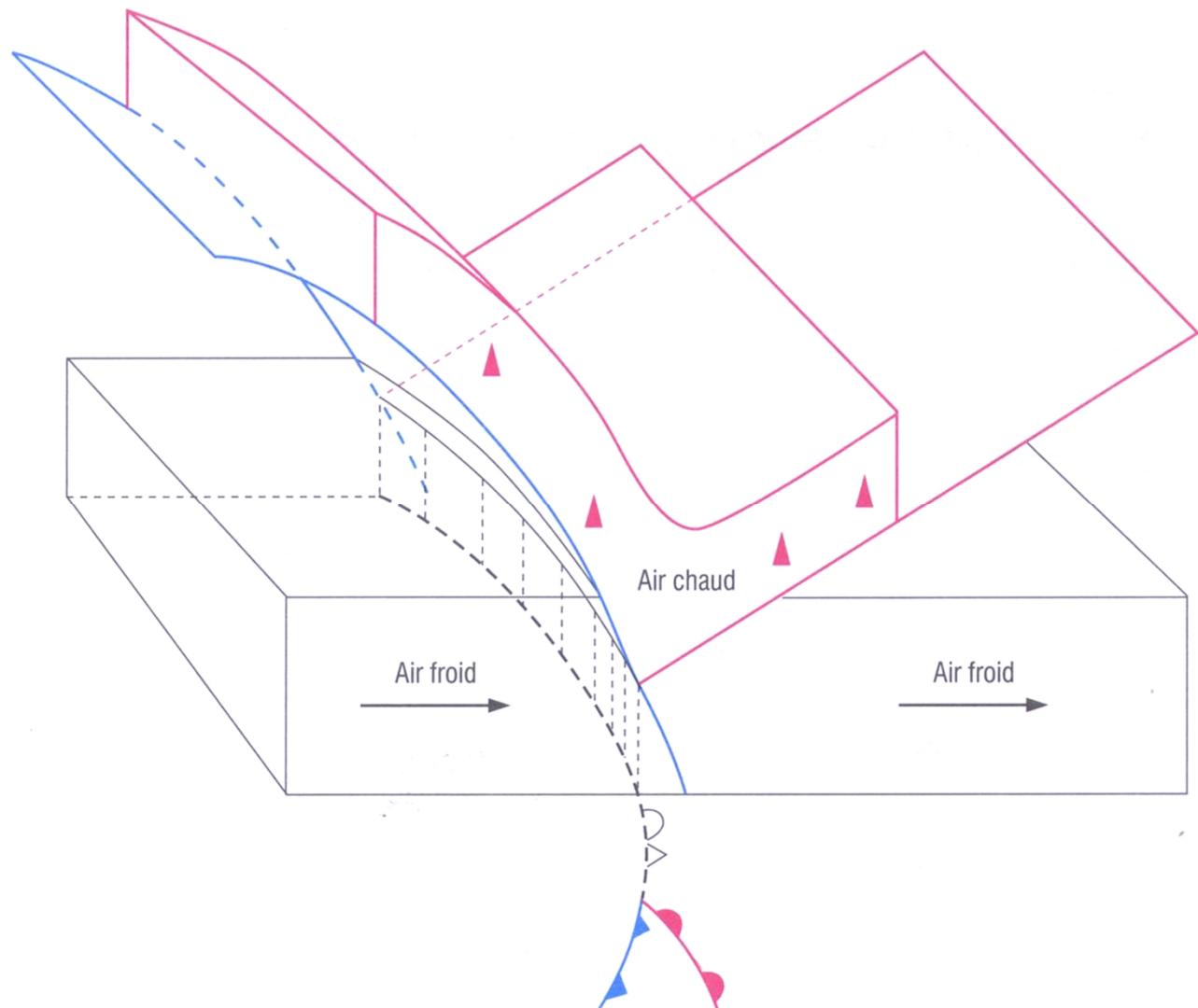
La vallée d'air chaud s'appelle:
l'occlusion et est symbolisée par:



L'occlusion s'enroule souvent autour du centre dépressionnaire en formant alors un VORTEX (ou spirale).

PERTURBATIONS ET FRONTS

Stade 3 (suite et fin):



PERTURBATIONS ET FRONTS

Stade 4:

La zone où l'air chaud est en contact avec le sol s'appelle le **secteur chaud**.

Ce secteur chaud occupe une surface au sol de plus en plus restreinte au fur et à mesure de l'allongement de l'occlusion

C'est la fin de la perturbation.

Le système est alors souvent peu actif, peu ou pas de précipitations et de plafond bas.

La durée de vie de la perturbation est de 3 à 6 jours, pendant lesquels elle a parcouru des milliers de km.

