

# ***COUR***

# ***D'AERONAUTIQUE***

## ***3<sup>ème</sup> PARTIE***

### **Introduction**

La météorologie est la science qui étudie le milieu aérien et tous les phénomènes qui s'y produisent, dans le but principal de prévoir l'évolution du temps, à plus ou moins long terme.

Bien que les premières études remontent à l'antiquité, la météorologie est une science relativement jeune dont les progrès sont étroitement liés à l'essor de l'aviation et au développement des techniques de mesures et d'observations. Les nombreux satellites météorologiques mis sur orbite depuis 1960 et complétant le réseau mondial de stations d'observations en surface sont devenus, avec les ordinateurs, de précieux outils pour le météorologiste dans son travail d'analyse et de prévision.

L'atmosphère est le milieu de l'aviateur. Il est donc indispensable pour lui d'acquérir un minimum de connaissances de base de la météorologie qui est l'un des éléments fondamentaux de la sécurité en aéronautique.

Le but de ce cours est de fournir au candidat pilote privé les éléments de base nécessaires à une bonne compréhension des phénomènes de manière à pouvoir, en toutes circonstances, prendre les décisions correctes qui s'imposent pour la sécurité des vols. Il est d'ailleurs obligatoire pour un pilote, de prendre connaissance des renseignements "météo" avant tout vol et, si nécessaire, au cours du vol.

Il faut accorder à la météorologie l'importance qu'elle mérite, eu égard aux dangers de certaines situations météorologiques. Bon nombre d'accidents mortels en VFR (plus de 60% des cas, selon certaines statistiques), trouvent leur cause principale dans l'inconscience du pilote qui, confronté à de mauvaises conditions météorologiques, n'a pas su les reconnaître à temps, ou s'est obstiné à les affronter, sans en mesurer le danger.

Cette nouvelle édition du cours est conforme au programme de formation théorique des candidats à la licence de pilote privé d'avion - PPL (A) -, défini par les "Règles Aéronautiques Communes - (JAR-FCL)" élaborées par les "Autorités Aéronautiques Communes (JAA)" de 28 pays d'Europe. Ce programme est donné en annexe 3 du fascicule 4.

## **Météorologie**

### **L'atmosphère**

#### **1.1**

### **Définition**

L'atmosphère est l'enveloppe gazeuse que la terre entraîne avec elle dans sa rotation. Le gaz qui compose l'atmosphère est ce que nous appelons l'AIR.

## Composition

L'air atmosphérique est un mélange de plusieurs gaz présents en proportions pratiquement constantes jusqu'à une altitude de l'ordre de 85 km.

La composition de l'air SEC, en volume, est la suivante :

OXYGENE : 21 % , AZOTE : 78 % , ARGON : 0,9 %

Le reste, soit 0,1 %, est constitué de gaz carbonique (0,03%) et de gaz rares (néon, hélium, krypton, hydrogène, xénon, radon, ozone).

L'atmosphère contient également :

- De la VAPEUR D'EAU, toujours présente (de quelques grammes à quelques décigrammes par mètre cube d'air sec), en quantité variable avec la latitude, l'altitude et la situation météorologique.
- De L'EAU CONDENSEE, sous forme de nuages, de brouillard, de neige et même de glace.
- Des POUSSIÈRES en suspension provenant de la pollution naturelle (sable, cendres volcaniques, pollens, sels, ...) ou artificielle (fumées industrielles, aérosols, résidus de combustion du charbon, pétrole, explosions nucléaires...).
- De l'anhydride carbonique (CO<sub>2</sub>).

En simplifiant, la composition de l'atmosphère peut se réduire à une équation très simple :

$$\text{ATMOSPHERE} = \text{AIR} + \text{EAU} + \text{POUSSIÈRES}$$

## Subdivisions de l'atmosphère

(Fig. 1.1)

1.3.1

### Subdivision basée sur la composition de l'atmosphère

L'atmosphère peut être divisée en deux couches en fonction des caractéristiques des gaz qui les composent :

a. **L'HOMOSPHERE**, allant du sol jusqu'à une altitude de  $\pm 85$  km. Bien que l'air se raréfie et, par conséquent, que sa densité diminue avec l'altitude, l'homosphère se caractérise par le fait que les PROPORTIONS des gaz composant l'air sec, définies ci-dessus, RESTENT CONSTANTES sous l'effet d'un brassage continu.

b. **L'HETEROSPHERE**, située entre  $\pm 85$  km et  $\pm 300$  km d'altitude, dans laquelle les proportions relatives des gaz varient. La proportion d'éléments lourds diminue tandis que celle des éléments légers augmente avec l'altitude.

1.3.2

### Subdivision basée sur la répartition verticale de la température

**L'HOMOSPHERE** peut être divisée à son tour en fonction de la distribution verticale de la température. On distingue 3 couches : la troposphère, la stratosphère, et la mésosphère.

#### a) LA TROPOSPHERE

C'est la première couche de l'homosphère, celle qui nous intéresse, en contact avec la surface terrestre. Elle est caractérisée par une décroissance de la température avec l'altitude, jusqu'à une surface fictive appelée TROPOPAUSE, qui marque l'arrêt de cette décroissance.

La variation de la température avec l'altitude, dans la troposphère, suit habituellement la loi suivante :

- variation irrégulière dans les 1000 premiers mètres, par suite de l'influence du relief ;
- ensuite décroissance d'environ 6,5 °C par km jusqu'à la tropopause.

La troposphère contient les 3/4 de la masse atmosphérique totale, et presque toute la vapeur d'eau. Elle est donc le siège de la quasi totalité des perturbations atmosphériques.

Fig 1.1 REPARTITION SCHEMATIQUE DE LA TEMPERATURE

**L'altitude et la température de la TROPOPAUSE varient :**

1. **AVEC LA LATITUDE** (fig. 1.2)  
L'altitude de la tropopause est de 6 à 8 km aux pôles et de 16 à 18 km à l'équateur (environ 11 km aux latitudes moyennes). Il en résulte que la température DE LA TROPOPAUSE est plus élevée au-dessus des pôles (environ -50° C) qu'à l'équateur (environ -85° C).
2. **EN UN MEME LIEU**, en fonction de la situation atmosphérique générale, les saisons et les types de masses d'air.  
L'altitude de la tropopause est plus basse dans l'air d'origine polaire ou dans les cyclones (dépressions) que dans l'air d'origine tropicale ou dans les anticyclones (hautes pressions).

**Remarques :**

- La régularité de la décroissance de la température avec l'altitude peut être assez souvent perturbée par des augmentations momentanées et localisées, appelées INVERSIONS DE TEMPERATURE (fig. 2.12), dont nous reparlerons plus loin.
- Il y a toujours inversion de température au niveau de la tropopause (fig. 1.1), ce qui permet de déterminer son altitude par des sondages.

#### b) LA STRATOSPHERE

La stratosphère est la couche qui enveloppe la troposphère. Elle est caractérisée par une augmentation de la température jusqu'à une surface fictive appelée STRATOPAUSE, située à une altitude de ± 50 km, où l'on retrouve des températures comparables à celles qui règnent au niveau du sol. ( fig. 1.1)

#### c) LA MESOSPHERE

La mésosphère est la couche qui enveloppe la stratosphère. La température y décroît à nouveau jusqu'à la MESOPAUSE, située à ± 85 km d'altitude, où la température est de l'ordre de -100°C. Au-delà de cette couche s'étendent les régions de la haute atmosphère.

Fig 1.2 Representation schematique de la troposphere

**Remarque :**

Si l'on figure le globe terrestre par une sphère de 1 mètre de diamètre, l'épaisseur de la TROPOSPHERE serait représentée par une pellicule de 0,5 à 1,5 mm d'épaisseur.

Fig 1.3 et 1.4 CARACTERISTIQUES DE L'ATMOSPHERE STANDARD

Altitude mètres	Pression		Temp. ° C
	mmHg	hPa ou mb	
20000	41,0	54,7	- 56,5
15000	90,3	120,3	- 56,5
11000	170,0	227,0	- 56,5
10000	198,1	264,2	- 50,0
9000	230,4	307,2	- 43,5
8000	266,9	355,8	- 37,0
7000	307,8	410,4	- 30,5

6000	353,7	471,6	- 24,0
5000	405,0	540,0	- 17,5
4000	462,2	616,2	- 11,0
3000	525,8	700,9	- 4,5
2000	596,2	794,9	+ 2,0
1500	632,5	843,1	+ 5,2
1000	674,1	898,7	+ 8,5
0	760,0	1013,2	+ 15,0

Altitude	Pression		Temp. ° C
	mmHg	hPa ou mb	
45000	112,0	148,2	- 56,5
40000	141,2	188,2	- 56,5
35000	179,4	239,1	- 54,2
30000	226,2	301,5	- 44,4
25000	282,4	376,5	- 34,5
20000	349,5	466,0	- 24,6
15000	429,2	572,1	- 14,7
10000	522,8	696,9	- 4,8
8000	564,7	752,7	- 0,8
6000	609,2	812,0	+ 3,1
5000	632,5	843,1	+ 5,1
4000	656,5	875,1	+ 7,1
3000	681,2	908,1	+ 9,1
2000	706,8	942,1	+ 11,0
1000	733,0	977,2	+ 13,0
0	760,0	1013,2	+ 15,0

## Définition d'une atmosphère standard

L'atmosphère obéit aux lois générales de la thermodynamique des gaz (étude des échanges de chaleur).

Les paramètres fondamentaux d'étude de l'atmosphère seront donc **la pression, la température, le volume et l'humidité**, car ce sont eux qui régissent la formation des vents, des nuages et des précipitations.

Ces paramètres étant essentiellement variables dans le temps et dans l'espace, il s'est avéré nécessaire de définir, pour l'étude, une "atmosphère de référence" appelée **ATMOSPHERE STANDARD** (ou **ISA = International Standard Atmosphere**) qui servira de moyenne de référence pour définir les variations des principaux paramètres qui caractérisent les conditions météorologiques d'un lieu donné ou d'un moment donné.

Les caractéristiques de l'atmosphère standard ont été définies par l'O.A.C.I. (Organisation de l'Aviation Civile Internationale), à partir de moyennes climatologiques.

**Ces caractéristiques sont les suivantes :**

**Au niveau moyen de la mer (MSL) (Mean Sea Level) :**

température : + 15° C

pression : 1013,2 hPa ou mb

**La pression décroît avec l'altitude** suivant la loi de LAPLACE (fig. 1.3)

**La température diminue de 6,5°C par 1000 m** (soit 2°C par 1000 pieds), jusqu'à une altitude de 11 km (36000 pieds = TROPOPAUSE STANDARD), au-dessus de laquelle elle conserve une valeur constante de -56,5°C. (fig.1.4)

Les tableaux 1.1 et 1.2 donnent les valeurs des pressions et températures en fonction de l'altitude, en atmosphère standard.

## **Généralités - Modes de propagation de la chaleur**

L'énergie calorifique qui produit et entretient les phénomènes observés dans l'atmosphère et à la surface de la terre est due au rayonnement solaire.

Que ce soit au sein de l'atmosphère ou à la surface de la terre, tous les échanges de chaleur se font suivant trois modes : le rayonnement, la conduction et la convection.

### 2.1.1

#### **Le rayonnement**

(fig.2.1)

L'énergie calorifique, ou chaleur, peut se propager sous forme d'ondes électromagnétiques de même nature que les ondes radios, par exemple. Ce mode de propagation ne nécessite aucun milieu matériel c'est d'ailleurs le seul mode de propagation qui puisse exister dans le vide.

Pour qu'un rayonnement puisse engendrer un effet d'échauffement, il faut qu'il soit intercepté par un corps matériel susceptible de l'ABSORBER et de le transformer en chaleur.

Exemples :

- une ampoule électrique, dans laquelle règne un vide partiel et dont le filament est porté à haute température, émet un rayonnement que vous pouvez intercepter avec la main. Vous percevrez un réchauffement d'autant plus intense que vous vous rapprocherez de la source de rayonnement.
- placez-vous face à un foyer ; seul le devant du corps est réchauffé. Si vous placez un écran devant vous, vous ne ressentirez plus la chaleur ; c'est maintenant l'écran qui absorbe le rayonnement.

*Fig. 2.1 - Propagation de la chaleur par rayonnement*

### 2.1.2

#### **La conduction**

C'est un mode de propagation s'effectuant de proche en proche, à l'échelle moléculaire. Tous les corps conduisent la chaleur de cette façon, mais avec une efficacité plus ou moins grande selon leur "conductibilité". (fig. 2.2)

Les métaux sont bons conducteurs, mais les gaz (en particulier l'air) sont mauvais conducteurs.

*Fig. - 2.2 Propagation de la chaleur par conduction*

Exemples :

- Placez l'extrémité d'une barre métallique dans la flamme d'un chalumeau, vous sentirez après quelques instants l'échauffement progressif à l'autre extrémité. Le métal est bon conducteur de la chaleur.
- Vous pouvez tenir une allumette enflammée sans ressentir d'augmentation de température à l'autre extrémité. Le bois est mauvais conducteur de la chaleur.
- L'isolation thermique d'une habitation est souvent réalisée en ménageant un creux dans les murs extérieurs, où l'air ralentit les transferts de chaleur, en raison de sa mauvaise conductibilité.

### 2.1.3

#### **La convection**

La convection est le principal mode de propagation de la chaleur dans les fluides (liquides ou gaz). Elle résulte du mouvement d'ensemble vertical que prend un fluide sous l'effet des différences de température en différents points de sa masse.

C'est ainsi que l'air, bien qu'il soit mauvais conducteur, se réchauffe néanmoins au contact direct d'une source de chaleur. Il se dilate, devient plus léger que l'air environnant et s'élève ; il est remplacé par de l'air plus froid qui s'échauffe à son tour créant ainsi un mouvement de convection dans toute la masse. (fig.2.3.a)

Dans la plupart des cas, les trois modes de propagation se manifestent simultanément comme le montre la fig. 2.3.b

*Fig. 2.3.a Propagation de la chaleur par convection.*

*Fig. 2.3.b Action simultanée des trois modes de propagation.*

## **Le rayonnement solaire**

Tout corps dont la température est supérieure à 0°K <sup>(1)</sup> émet un rayonnement qui peut être partiellement réfléchi ou absorbé et, dans ce cas, transformé en chaleur.

Ainsi le soleil, dont la température est de l'ordre de 6000°K, rayonne de l'énergie calorifique, dans une gamme de longueur d'ondes de 0,2 à 3 microns.

La terre elle-même rayonne donc de la chaleur, mais dans une gamme de longueurs d'ondes de 4 à 50 microns. Elle se réchauffe si elle absorbe plus d'énergie qu'elle n'en émet ; elle se refroidit dans le cas contraire.

<sup>(1)</sup> 0° K (zéro degré Kelvin) ou zéro absolu correspond à - 273° C

## **Quantité de la chaleur reçue par la terre**

2.3.1

### **Dans l'hypothèse de l'absence d'atmosphère**

L'intensité du rayonnement reçu par la terre dépend des facteurs suivants :

a) **de l'intensité du rayonnement** émis qui, à une distance moyenne terre-soleil de 150 millions de km, est de l'ordre de 2 calories/cm<sup>2</sup> /minute. <sup>(1)</sup>

b) **de l'inclinaison du rayonnement** solaire par rapport à la surface terrestre. En effet, un faisceau de rayon d'intensité (I) et de section (s) transmet une quantité de chaleur (I.s) par unité de temps.

Si ce faisceau est intercepté par un plan incliné d'un angle \* sur sa direction, cette quantité de chaleur se répartit sur une surface (S), avec une intensité (i).

*Fig. 2.4 Répartition de l'intensité avec la latitude.*

Or, dans le même temps, la quantité totale d'énergie reçue par les deux surfaces (s) et (S) est la même, de sorte que  $I.s = i.S$

- D'où  $i = I.s / S = I.\sin \alpha (< I)$  (Fig.2.4)

Ceci explique les grandes différences de température entre les pôles et l'équateur.

Les figures 2.5 et 2.6 représentent diverses positions de la terre sur la trajectoire elliptique qu'elle décrit autour du soleil. Cette trajectoire se situe dans un plan appelé l'écliptique, incliné de 23°27' par rapport au plan de l'équateur. De ce fait, un point de la surface terrestre n'est jamais "éclairé" sous un même angle au cours de l'année, ni au cours d'une journée, à cause de sa rotation autour de l'axe des pôles.

c) **de la distance terre-soleil**, qui varie de 147 millions de km (distance minimale en HIVER dans l'hémisphère Nord) à 152 millions de km (distance maximale en ETE).

Or l'intensité de rayonnement varie en raison inverse du carré de la distance terre-soleil ; elle devrait donc être, à nos latitudes, plus importante en hiver qu'en été. Nous savons cependant que c'est l'inverse qui se produit ; l'influence de la distance terre-soleil est masquée par l'influence prépondérante de l'inclinaison variable des rayons solaires par rapport à la surface terrestre.

De ce qui précède, on peut conclure que la quantité de chaleur reçue en un lieu déterminé, en l'absence d'atmosphère, dépendrait essentiellement :

- de l'INTENSITE du rayonnement reçu ;
- de la DUREE D'INSOLATION, c'est à dire de la durée des jours.

*Fig. 2.5 - Deux positions de la terre par rapport au soleil*

*Fig. 2.6 - Trajectoire de la terre autour du soleil*

2.3.2

## En présence de l'atmosphère

La quantité de chaleur reçue à la surface de la terre est nettement plus faible que celle qu'elle recevrait en son absence. Ceci est dû :

a) à la **réflexion des nuages** qui réfléchissent une partie ( $\pm 55\%$ ) de l'énergie incidente ;

b) à la **réflexion à la surface de la terre** qui, en fonction de sa nature, réfléchit une partie plus ou moins importante de l'énergie incidente (neige et eau : 80 à 90%, terre :  $\pm 20\%$ ). L'énergie qui n'est pas réfléchiée est absorbée et transformée en chaleur qui élève la température du sol. (fig. 2.7) solaire sur les nuages et le sol.

*Fig. 2.7 – Réflexion du rayonnement*

c) à l'**absorption et la diffusion**, dans les couches inférieures de l'atmosphère, principalement par la vapeur d'eau et l'anhydride carbonique, les autres gaz n'ayant qu'un faible pouvoir absorbant.

<sup>(1)</sup> La calorie est la quantité de chaleur qu'il faut fournir à 1 gramme d'eau pour faire passer sa température de 14,5° C à 15,5° C. Dans le système international d'unité (S.I.), l'unité de quantité de chaleur ou d'énergie est le Joule (1 calorie = 4,1868 Joules).

## Le réchauffement de l'atmosphère

La fraction du rayonnement solaire absorbée par la surface terrestre provoque son réchauffement ; sa température s'élève. Sa conductibilité étant médiocre, l'élévation de température ne concerne qu'une mince couche superficielle.

Comme tout corps chaud (sa température moyenne est de l'ordre de 300° K) la terre émet elle-même un rayonnement dans la gamme des longueurs d'ondes de 4 à 50 microns, avec une intensité de l'ordre de 0,7 cal/cm<sup>2</sup>/minute. Ce rayonnement est, en grande partie, absorbé principalement par la vapeur d'eau et le gaz carbonique (CO<sub>2</sub>) des basses couches de l'atmosphère. Celles-ci se réchauffent également par conduction au contact du sol.

**L'air ainsi réchauffé s'élève (sa densité diminue) créant un mouvement de CONVECTION qui, avec la turbulence, est le principal moyen d'échange thermique dans les basses couches de l'atmosphère. (fig. 2.8 et 2.9).**

*Fig. 2.8 Convection thermique sur un sol chaud*

*Fig. 2.9 Brassage des couches d'air par turbulence*

## Température en un lieu

2.5.1

### Influence des différents facteurs

La température en un lieu dépend de la quantité de chaleur absorbée par la terre et des différents rayonnements qui en découlent. En fonction de ce qui précède, on peut dire que la température en un lieu dépend :

- de la latitude et de la saison
- de l'altitude
- de la couverture du sol (neige, forêts...)
- de la proximité des océans
- de la nature du sol (roches, eau...)
- du vent (turbulences)
- de la couverture nuageuse

Pour expliquer ce dernier point, il faut savoir que la chaleur spécifique <sup>(1)</sup> de l'eau est 5 fois plus importante que celle du sol. A insolation égale, il faudra donc 5 fois plus de temps pour réchauffer (ou refroidir) une masse d'eau qu'une même masse de terre ou de roche.

De plus l'eau a une plus grande conductivité que le sol ; elle s'échauffe sur une plus grande épaisseur que le sol. Elle peut donc emmagasiner une plus grande quantité de chaleur. C'est ainsi que les mers et océans constituent des réservoirs calorifiques importants qui réduisent, dans leur voisinage, l'amplitude des variations de température diurnes ou saisonnières.

Notons enfin qu'une partie de la quantité de chaleur absorbée par les eaux sert à en évaporer une quantité non négligeable ; certains auteurs estiment que la quantité d'eau évaporée quotidiennement équivaut à celle d'une pellicule de 2 mm répartie sur toute la surface du globe, ce qui correspond à une masse de plus de 1000 milliards de tonnes !

2.5.2

### Variation diurne

La variation diurne de la température résulte des variations correspondantes du rayonnement solaire et du rayonnement terrestre.

Le graphique de la figure 2.10 représente cette variation dans l'hypothèse d'une durée d'insolation de 12 heures, avec un ciel sans nuage.

Les courbes (a) et (b) représentent schématiquement l'intensité du rayonnement solaire et du rayonnement du sol, en fonction de l'heure.

La température de l'air (courbe (c)) résulte de la combinaison de ces deux variations :

- **la nuit**, le rayonnement de la terre abaisse la température du sol ; après le lever du soleil, elle continue à se refroidir jusqu'à ce qu'elle reçoive autant d'énergie qu'elle n'en émet. C'est à ce moment que la température passe par un minimum. (30' à 1 heure après le lever du soleil)
- **le jour**, l'énergie reçue étant plus importante que l'énergie perdue, la température augmente jusqu'à ce que les deux rayonnements soient à nouveau égaux ; elle passe donc par un maximum, deux heures environ après la culmination du soleil.  
Nous reviendrons plus loin sur l'importance de ce phénomène pour l'aviation.

Fig. 2.10 - Variation diurne de la température

Notons encore que, grâce à la réflexion du rayonnement terrestre sur la base des nuages, la diminution nocturne de la température est plus lente par ciel couvert que par ciel clair. (fig.2.11).



Au contraire, à cause de la réflexion du rayonnement solaire sur le sommet des nuages (fig.2.7), l'augmentation de la température diurne est plus lente par ciel couvert que par ciel clair.

*Fig. 2.11 -Rayonnement nocturne de la surface du sol et réflexion sur la base des nuages.*

2.5.3

## Variation avec l'altitude

Nous avons vu que l'atmosphère est principalement réchauffée "par le bas", au contact de la surface du sol. (voir § 2.4). Le rayonnement terrestre est essentiellement absorbé par la vapeur d'eau et l'anhydride carbonique des couches basses qui rayonnent à leur tour dans toutes les directions. Les couches immédiatement supérieures ne sont donc réchauffées que par une partie de l'énergie rayonnée par les premières. Ceci explique que la température diminue normalement lorsque l'altitude augmente, dans la troposphère, comme indiqué au chapitre 1.

2.5.4

## Inversions de température

On sait que la température décroît régulièrement dans la troposphère, avec un gradient (variation) de température de l'ordre de  $-6,5^{\circ}\text{C}$  par 1000 m, soit  $-2^{\circ}\text{C}$  par 1000 pieds.

Certains phénomènes peuvent altérer cette loi en provoquant ce qu'on appelle des **INVERSIONS DE TEMPERATURE**, correspondant à un accroissement (gradient positif) de la température avec l'altitude (fig. 2.12).

*Fig. 2.12 Inversions de température*

On peut rencontrer différents types d'inversions :

- a) **une inversion à la tropopause**, toujours existante ;
- b) **une inversion au sol** due à un refroidissement nocturne important de la surface terrestre, en l'absence de nuages, provoquant un refroidissement plus intense des basses couches avec formation éventuelle de brouillard, en cas de forte humidité ;
- c) **une inversion frontale** (liée à un front), dans lequel une masse d'air chaud surmonte une masse d'air plus froid ;
- d) **une inversion de subsidence**, dans un anticyclone, liée à une augmentation de température d'une couche stable, par compression verticale.

Remarque : L'isothermie (fig. 2.12) n'est qu'un cas particulier de l'inversion de température, où celle-ci reste constante avec l'altitude (gradient nul).

<sup>(1)</sup> La chaleur spécifique d'un corps est la quantité de chaleur nécessaire pour élever de  $1^{\circ}\text{C}$  la température d'une masse de 1 gramme de ce corps.

## Importance de la connaissance des températures

C'est à partir des températures et de leur répartition dans l'atmosphère que le météorologue peut, notamment, délimiter les masses d'air, positionner les fronts et prévoir leur activité, notions qui seront étudiées plus loin.

La visibilité et le plafond (hauteur de la base des nuages) sont aussi liés à la température.

La prévision des turbulences et des orages résulte également de la connaissance du gradient vertical de température.

Les performances d'un avion (puissance du moteur, vitesse, distance de décollage, givrage du carburateur et de la cellule...) sont, elles aussi, fonctions de la température.

Les champs de températures sont généralement représentés par des courbes isothermes (lignes joignant tous les points d'égale température) sur des cartes correspondant à différentes altitudes.

La connaissance des isothermes 0°C et -10°C est spécialement importante pour la détermination des zones de givrage possible.

## **Mesure de la température**

### 2.7.1

#### **Principes**

La notion de température est relative puisqu'elle résulte de la sensation de chaleur ou de froid que l'on peut ressentir au contact ou au voisinage d'un corps.

On mesure ou, plus exactement, on repère la température des corps à l'aide de THERMOMETRES.

On sait que tous les corps se dilatent sous l'effet d'une augmentation et qu'ils se contractent sous l'effet d'une diminution de température. Le PRINCIPE DU THERMOMETRE est donc la mesure des variations de volume d'un solide ou d'un liquide qui traduisent ses variations de température.

Certains thermomètres utilisent la dilatation d'un liquide (alcool, mercure) ou d'un solide (bilame). D'autres utilisent la mesure de la variation de résistance électrique de certains métaux en fonction de la température (thermomètre à résistance).

Les types communs sont les THERMOMETRES A MERCURE et à ALCOOL.

LE THERMOMETRE A MERCURE (fig. 2.13) se compose d'un tube capillaire fermé à l'une de ses extrémités, l'autre aboutissant à un réservoir en verre rempli de mercure. Des graduations gravées sur le tube permettent de lire les températures.

*Fig.2.13 – Thermomètre à mercure et échelles des températures*

*Fig. 2.14 Thermomètre à maxima*

*Fig. 2.15 Thermomètre à minima*

Citons encore :

- **le thermomètre à maxima** destiné à indiquer la plus haute température atteinte par l'air entre deux observations. Le modèle schématisé à la figure 2.14 comporte un index métallique que le mercure pousse dans le tube lorsqu'il se dilate, mais qui garde sa position lorsqu'il se rétracte.

*Fig 2.16 Principe du thermomètre enregistreur*

- **le thermomètre à minima** indiquant la température la plus basse. Ce type de thermomètre utilise l'alcool dont la température de congélation est de -117°C au lieu de -39°C pour le mercure. Un index en verre est conçu de telle manière qu'il puisse être entraîné par le ménisque de l'alcool lorsque celui-ci se rétracte, sans se déplacer lorsque l'alcool se dilate.
- **le thermomètre enregistreur** (fig. 2.16) qui permet une observation continue de la température. L'organe sensible (T) peut être une capsule métallique remplie d'alcool (tube de Bourdon) ou une lame bimétallique.

### 2.7.2

#### **Mesure de la température de l'air**

La mesure de la température de l'air, pour les besoins de la météo, doit se faire à l'abri des précipitations et des rayonnements solaire et terrestre, de façon telle que les thermomètres ne puissent pas mesurer leur propre température. Les thermomètres sont donc placés dans des abris ventilés, peints en blanc et placés à 1,5 m. au-dessus d'une surface gazonnée.

### 2.7.3

#### **Les échelles thermométriques**

Il existe 3 échelles de température, fixant à des valeurs déterminées les températures de la glace fondante et de l'eau bouillante, à une pression standard de 1013,2 hPa.

L'échelle internationale est l'échelle CELSIUS ; l'échelle FAHRENHEIT est cependant encore utilisée dans les pays anglo-saxons.

#### FORMULES DE CONVERSION D'ECHELLE :

de °F en °C :  $^{\circ}\text{C} = (^{\circ}\text{F} - 32) \times 5/9$

de °C en °F :  $^{\circ}\text{F} = (^{\circ}\text{C} \times 9/5) + 32$

de °K en °C :  $^{\circ}\text{C} = ^{\circ}\text{K} - 273$

de °C en °K :  $^{\circ}\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273$

ECHELLE	Glace fondante	Eau bouillante
CELSIUS (°C)	0	100
FAHRENHEIT (° F)	32	212
ABSOLUE (°K)	273	373

#### EXEMPLES :

$T = 20^{\circ}\text{C}$  ou  $(20 \times 9/5) + 32 = 68^{\circ}\text{F}$

$T = 50^{\circ}\text{F}$  ou  $(50 - 32) \times 5/9 = 10^{\circ}\text{C}$

$T = -10^{\circ}\text{C}$  ou  $(-10 \times 9/5) + 32 = + 14^{\circ}\text{F}$

$T = -40^{\circ}\text{F}$  ou  $(-40 - 32) \times 5/9 = - 40^{\circ}\text{C}$

#### Remarques :

Notons qu'une **différence de 100°C** sur l'échelle CELSIUS (ou centigrade) correspond à une **différence de 212 - 32 = 180°F** sur l'échelle de FAHRENHEIT.

Ainsi une **variation de 1°C** correspond à une **variation de 1,8°F**.

Inversement, une **variation de 1°F** correspond à une **variation de 1/1,8 ou 5/9 de °C**.

Le "Computeur-aviation" donne une échelle directe de transformation des °C et °F

L'échelle des températures absolues est utilisée en physique et n'est donnée ici que pour mémoire.

#### La pression atmosphérique

3.1

### Définition

Une pression (p) est une force (F) exercée par unité de surface (S) :  $p = F/S$

La PRESSION ATMOSPHERIQUE en un point est donc le POIDS d'une colonne d'air de SECTION UNITE s'élevant jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère.

### Mise en évidence de la pression atmosphérique

#### EXPERIENCE DE TORICELLI

fig 3.1

La figure 3.1 illustre l'expérience de TORICELLI (1643).

Un tube en verre entièrement rempli de mercure est maintenu fermé à l'aide du doigt, puis retourné avec l'ouverture vers le bas et plongé dans un récipient contenant également du mercure. Lorsque le doigt est retiré, le mercure descend dans le tube, créant le vide au sommet de celui-ci, jusqu'à une hauteur d'environ 760 mm au-dessus du niveau du mercure contenu dans le récipient.

Le niveau du mercure dans le bassin étant en équilibre, ceci signifie que la pression qui s'exerce dans le tube, sous une hauteur (h) de mercure, est la même que la pression atmosphérique qui s'exerce au niveau du bassin (x).

Cette expérience ne constitue rien d'autre qu'une mesure de la pression atmosphérique qui, pendant longtemps, a été exprimée en mm de mercure (mmHg).

## **Unités de pression**

### 3.3.1

#### **Unités légales**

Dans le Système International d'unités (SI), légalisé en Belgique depuis 1970, on utilise :

#### **a) Pour l'unité de force (ou de POIDS) : le NEWTON (N)**

Le NEWTON est la force qui communique à un corps, ayant une MASSE de 1 kg une accélération de 1 mètre par seconde par seconde ( $1\text{m/sec}^2$ ).

En particulier, l'accélération de la pesanteur étant de  $9,81\text{ m/sec}^2$ , le POIDS d'une masse de 1 kg est égal à 9,81 newton.

#### **b) Pour l'unité de pression :**

- le Newton par  $\text{m}^2$  ou PASCAL ( $1\text{Pa} = 1\text{N/m}^2$ )
- le bar =  $100.000\text{ Pa} = 100.000\text{ N/m}^2$
- le millibar (mb) =  $100\text{ Pa}$  ou  $1\text{ hPa}$  (hectopascal !)

Remarque : Malgré l'introduction récente de l'hectopascal en météorologie, on utilise encore souvent, son équivalent c'est-à-dire le millibar (mb).

L'expression, en unités légales, de la pression atmosphérique correspondant à celle d'une colonne de 760 mm de mercure s'obtient par le calcul suivant :

- masse volumique du mercure :  $13,595\text{ gr/cm}^3$
- volume du mercure, pour un tube de  $1\text{ cm}^2 = 76\text{ cm}^3$
- masse du mercure (volume x masse volumique) =  $76 \times 13,595 = 1032,84\text{ gr}$
- poids du mercure (masse (kg) x  $9,81\text{ m/sec}^2$ ) =  $1,03284 \times 9,81 = 10,132\text{ N}$
- PRESSION :  $10,132\text{ N/cm}^2$  ou  $10,132 \cdot 10^4\text{ Pa}$  ou **1013,2 hPa** (ou mb)

### 3.3.2

#### **Autres unités et formules de transformation**

Malgré la légalisation des unités SI dans la plupart des pays, on trouve fréquemment des instruments de mesure étalonnés :

- en atmosphère normale (atm),
- en mm de mercure (mmHg),
- en pouces de mercure (inch.Hg ou "Hg), dans les pays anglo-saxons.

La correspondance entre ces unités est immédiate :

$$760\text{ mm.Hg} = 1013,2\text{ hPa d'où } 1\text{mm.Hg} = 1,333\text{ hPa}$$

$$1\text{ " Hg} = 25,4\text{ mm.Hg} = 25,4 \times 1,333 = 33,86\text{ hPa ou mb}$$

Inversement, on a approximativement  $1\text{hPa} = 0,75\text{ mm.Hg} = 0,03\text{ " Hg}$

On peut également dresser un tableau de correspondance :

hPa (mb)	970,0	980,0	990,0	1000,0	1010,0	<b>1013,2</b>	1020,0	1030,0
mm.Hg	727,5	735,0	742,5	750,0	757,5	<b>760,0</b>	765,0	772,5
inch.Hg	28,65	28,94	29,24	29,53	29,83	<b>29,92</b>	30,12	30,42

## **Mesure de la pression atmosphérique - Les baromètres**

La pression atmosphérique se mesure à l'aide de deux types de baromètres : le baromètre à mercure et le baromètre anéroïde.

3.4.1

### **Le baromètre à mercure**

*Fig 3.2 Baromètre à mercure*

Il est basé sur l'expérience de TORICELLI (v.§ 3.2).

Un baromètre à mercure se compose essentiellement (fig.3.2) :

- a) d'un tube dont la base plonge dans un réservoir à mercure, lequel est muni d'une vis de réglage permettant d'ajuster le niveau du mercure au zéro de l'échelle ;
- b) d'un cylindre métallique de protection ouvert à sa partie supérieure et portant une échelle graduée munie d'un vernier permettant une lecture précise de la hauteur du mercure.

Comme dans tout instrument sensible à d'autres grandeurs que celle que l'on mesure, la lecture "brute" de la hauteur doit être corrigée en fonction des erreurs instrumentales et de la température notamment.

3.4.2

### **Le baromètre anéroïde**

<sup>(1)</sup>

Ce baromètre comporte un (ou plusieurs) boîtier(s) métallique(s) étanche(s), pratiquement vide(s) d'air (capsule de Vidi) (fig.3.4). Les déformations élastiques de ces capsules, sous l'effet des variations de la pression atmosphérique, sont amplifiées par un système de leviers et transmises à une aiguille se déplaçant devant un cadran gradué en hPa ou en mmHg.

La figure 3.5 schématise le principe de fonctionnement du barographe qui permet d'enregistrer les variations de pression en fonction du temps.

Les baromètres anéroïdes sont généralement compensés pour la température et possèdent une vis de réglage de l'index.

<sup>(1)</sup> anéroïde = qui fonctionne par déformation élastique d'une capsule ou d'un tube.

## **Variation de la pression avec l'altitude**

Par définition, la pression atmosphérique en un point est donnée par le poids de la colonne d'air, de section unitaire, qui surmonte ce point.

Si l'on s'élève en altitude, la hauteur de la colonne d'air qui surmonte le niveau où l'on se trouve diminue et, par conséquent, son poids diminue.

Donc : LA PRESSION DIMINUE A MESURE QUE L'ALTITUDE AUGMENTE

Fig. 3.6

(par un malheureux raccourci de langage nous dirons souvent que la pression diminue AVEC l'altitude).

La différence de pression ( $p_1 - p_2$ ) qui règne entre les altitudes  $Z_1$  et  $Z_2$  est égale au poids  $P$  de la colonne d'air de section unitaire de hauteur ( $Z_2 - Z_1$ ).

(fig. 3.6), soit :  $p_1 - p_2 = P/S$

Si  $\rho$  est la masse volumique de l'air entre  $Z_1$  et  $Z_2$ , et  $g$  l'accélération de la pesanteur, on a :

$$P = \rho \cdot g \cdot (Z_2 - Z_1) \cdot S$$

$$\text{d'où : } p_1 - p_2 = \rho \cdot g \cdot (Z_2 - Z_1)$$

$$\frac{p_1 - p_2}{Z_2 - Z_1} = \frac{\delta p}{\delta Z} = \rho \cdot g$$

Si la masse volumique de l'air était constante, le rapport  $\frac{\delta p}{\delta Z} = \rho \cdot g$  serait constant.

Autrement dit, on aurait, à tous les niveaux, une variation de pression identique pour une même variation d'altitude.

Or si l'on se reporte à la fig.1.3 (chapitre 1) on voit que la différence d'altitude correspondant à une même variation de pression varie avec l'altitude. Ainsi, à l'altitude de 1 km, il faut s'élever de 1 km pour obtenir une diminution de pression de 100 hPa, tandis qu'à une altitude de 12 km, il faut s'élever de 4 km pour obtenir une même différence de pression.

On en conclut que :

### LA MASSE VOLUMIQUE DE L'AIR ( $\rho$ ) DIMINUE LORSQUE L'ALTITUDE AUGMENTE

La loi de variation de pression avec l'altitude (Loi de LAPLACE) est approximativement logarithmique (fig. 1.3). Le lecteur intéressé par la question trouvera les développements théoriques en annexe 1.

Voyons ce que cela signifie, à l'aide de quelques données numériques relatives à l'atmosphère standard (fig. 1.3)

- a) à 5500 m la pression vaut  $\pm 50$  % de la pression au MSL<sup>(1)</sup>
- à 10000 m la pression vaut  $\pm 25$  % de la pression au MSL
- à 15000 m la pression vaut  $\pm 12$  % de la pression au MSL
- à 20000 m la pression vaut  $\pm 5$  % de la pression au MSL

- b) entre 0 et 1000 m la pression diminue de 114,6 hPa.
- entre 1000 et 2000 m la pression diminue de 103,8 hPa.
- entre 5000 et 6000 m la pression diminue de 68,4 hPa.

CONCLUSION :

### POUR UNE MÊME DIFFERENCE D'ALTITUDE LA DIFFERENCE DE PRESSION DIMINUE LORSQU'ON S'ELEVE DANS L'ATMOSPHERE

- c) Altitude : 0 m  $\Rightarrow$  pression = 1013,2 hPa.
- Altitude : 305 m  $\Rightarrow$  pression = 977,2 hPa.
- Différences : 305 m  $\Rightarrow$  36,0 hPa.

DONC : Au MSL, une différence de pression de 1 hPa correspond approximativement à une différence d'altitude de  $305/36 = 8,5$  m, ou 28 ft.

- d) Altitude : 3962 m  $\Rightarrow$  pression = 619,6 hPa.
- Altitude : 4267 m  $\Rightarrow$  pression = 595,5 hPa.
- Différences: 305 m  $\Rightarrow$  24,1 hPa.

DONC : A une altitude moyenne de 4000 m, une différence de pression de 1 hPa correspond approximativement à une différence d'altitude de  $305/24,1$  soit 12,65 m ou 41 ft.

CONCLUSION :

POUR UNE MÊME DIFFERENCE DE PRESSION, LA DIFFERENCE D'ALTITUDE AUGMENTE LORSQU'ON S'ELEVE.

e) Entre le MSL et 6500 ft, la différence de pression est de  $1013,2 - 796,6$  soit 216,6 hPa.

DONC : Entre le MSL et une altitude de 6500 ft la variation moyenne de l'altitude correspondant à une variation de pression de 1 hPa vaut :  $6500 / 216,6 = 30$  ft.

Ceci revient à admettre que la courbe du diagramme de la figure 1.3, dans la couche de 0 à 6500 ft, est en fait une droite, ce qui facilitera les calculs d'altimétrie, comme nous le verrons plus loin.

POUR SIMPLIFIER LES CALCULS NOUS ECRIVONS, CONFORMEMENT A L'USAGE EN AVIATION :

**1 hPa  $\equiv$  30 ft**

ce qui s'énonce : **une variation de pression de 1 hPa équivaut à une variation d'altitude de 30 ft**

<sup>(1)</sup> MSL : Mean Sea Level = Niveau moyen de la mer

## ***Conséquences de la diminution de pression avec l'altitude***

Nous avons vu que l'oxygène entre pour 21 % dans la composition de l'air dont la masse volumique diminue en altitude. La masse volumique de l'oxygène diminue aussi, de sorte que sa pression partielle décroît. (fig. 3.7)

a) La diminution de pression de l'oxygène est d'importance vitale pour l'aviateur.

L'homme est habitué à respirer l'air à des pressions voisines de la normale (1013 hPa). La pression partielle de l'oxygène dans l'air est donc de l'ordre de  $(0,21 \times 1013) = 210$  hPa au MSL et décroît rapidement en altitude ; elle n'est plus que de 99 hPa à 6000 m. Le manque d'oxygène provoque l'hypoxie avec toutes ses conséquences dangereuses (voir fascicule V - Performances et limites humaines). Pour les vols au-dessus de 3000 m, il faut assurer au pilote et aux passagers, un apport supplémentaire d'oxygène, ce qui peut se faire :

Fig 3.7

- en dotant le pilote d'un masque dans lequel de l'oxygène pur sous pression est mélangé à l'air
- en maintenant l'air à une pression voisine de la normale dans une cabine étanche.

b) La diminution de la pression partielle d'oxygène affecte également la carburation d'un moteur. En effet, le mélange air/essence va comporter de moins en moins d'oxygène. Le mélange devient trop riche en essence (voir cours de technique, Fascicule I). C'est pourquoi les avions sont munis d'une commande de mélange (mixture) qui permet d'appauvrir le mélange en altitude, en rétablissant une proportion air/essence optimum.

## ***Variation de la pression avec la latitude***

On sait que l'accélération de la pesanteur, ou gravité (g) varie avec la latitude. Elle est plus grande aux pôles qu'à l'équateur. Pour pouvoir être comparées entre elles, les pressions mesurées à différentes latitudes doivent être corrigées pour une valeur moyenne de  $g = 9,81$  m/sec<sup>2</sup> correspondant à une latitude de 45°.

## ***Variation de la pression en un lieu***

En un lieu d'observation donné, la pression atmosphérique varie constamment. Les variations sont de deux types :

Fig 3.8

a) **Variations diurnes et régulières** dues à une sorte de marée atmosphérique (fig. 3.8). La pression augmente de 4 h à 10 h et de 16 h à 22 h, tandis qu'elle diminue de 10 à 16 h et de 22 h à 4 h. L'amplitude de ces variations reste faible à nos latitudes où elle dépasse rarement 1 hPa ; elle peut atteindre 4 hPa à l'équateur.

b) **Variations irrégulières**, dues au passage de perturbations et de grandes masses d'air ayant des températures et des densités différentes. A nos latitudes, la pression au niveau de la mer peut varier de 950 à 1050 hPa.

## **Réduction de la pression au niveau de la mer**

On vient de voir que la pression atmosphérique est un paramètre essentiellement variable dans le temps et dans l'espace.

Si l'on veut comparer entre elles des pressions mesurées en divers lieux d'altitudes et de températures différentes, il est nécessaire de les affecter d'une correction qui consiste à calculer, pour chaque mesure, la pression correspondante à un niveau de référence unique, qui est généralement le niveau moyen de la mer (MSL). Cette opération porte le nom de "REDUCTION AU NIVEAU DE LA MER".

Deux méthodes sont utilisées pour effectuer cette réduction :

a) On ajoute à la pression observée la pression correspondant au poids d'une colonne d'air de hauteur égale à l'altitude topographique de la station, calculée sur base de données statistiques propres à chaque station. On obtient ainsi une pression équivalente à celle que mesurerait le baromètre s'il pouvait être descendu verticalement au niveau de la mer.

Cette pression appelée QFF (voir chapitre 4) est utilisée que par les météorologistes pour le tracé des cartes isobares.

b) On ajoute à la pression observée, la pression correspondant au poids d'une colonne d'air de hauteur égale à l'altitude topographique de la station, mais en supposant que cet air se trouve dans les conditions de l'atmosphère standard, c'est-à-dire, en admettant une variation de température de 6,5°C par 1000 m ; la pression ainsi obtenue s'appelle le QNH (voir chapitre 4).

## **Représentation des champs de pression**

3.10.1.

### **Les isobares**

Grâce au réseau de stations météorologiques, on peut connaître les pressions réduites au MSL, déterminées à la même heure en un grand nombre de points d'une région très étendue.

On peut ainsi pointer, sur une carte géographique, à l'emplacement des différentes stations la valeur de la pression réduite au MSL (QFF).

Si l'on joint entre eux, par une ligne continue, tous les points où la pression est la même, on obtient des lignes d'égales pressions ou ISOBARES, qui sont les intersections des différentes surfaces isobares avec le plan du MSL.

En effectuant cette opération pour différentes valeurs de la pression, choisies par exemple de 5 en 5 hPa, on obtient une carte qui schématise la situation "PRESSION" d'une région à un moment déterminé. (fig. 3.9)

Les isobares sont toujours des lignes fermées formant des figures dont les caractéristiques peuvent être définies comme suit :

1. DEPRESSION (D) (ou cyclone) ou LOW (L) (zone de basse pression).

Région d'isobares concentriques où la pression diminue à mesure que l'on se rapproche du centre. Leur étendue peut varier de quelques km<sup>2</sup> à plusieurs milliers de km<sup>2</sup>, avec des pressions minimales variant de 950 à 1013 hPa.

2. ANTICYCLONE (A) ou HIGH (H) (zone de haute pression)

Région d'isobares concentriques où la pression augmente à mesure que l'on se rapproche du centre. Leur étendue est semblable à celle d'un LOW, avec des pressions maximales variant de 1014 à 1050 hPa.

3. COL (C) ou MARAIS BAROMETRIQUE

Zone de transition, de pression quasi uniforme, située entre 2 anticyclones et 2 dépressions.



#### 4. CREUX ou THALWEG (T) ou TROUGH

Prolongement, dans une direction déterminée, d'une zone de basses pressions où les isobares présentent une forme de V, dont la pointe est dirigée vers les hautes pressions. Il s'agit, en quelque sorte, d'une "vallée" de basses pressions.

#### 5. CRETE ANTICYCLONIQUE ou DORSALE (d) ou RIDGE

Excroissance d'une zone de haute pression, s'étendant dans une direction déterminée, où les isobares ont une forme de V dont la pointe arrondie est orientée vers les basses pressions.

3.10.2

### Le gradient de pression

Le gradient horizontal de pression est la variation de pression par unité de distance, mesurée dans une direction perpendiculaire aux isobares. Il s'exprime en hPa/km ou en hPa/degré de latitude.

Le gradient de pression sera d'autant plus grand que l'entre distance des isobares sera faible et inversement.

Exemples :

- Deux points distants de 200 km présentent une différence de pression de 5 hPa.  
Le gradient de pression vaut :  $5/200 = 0,025$  hPa/km.
- Si la distance entre les deux points était de 100 km, le gradient vaudrait :  $5/100 = 0,05$  hPa/km

*fig3.9*

3.10.3

### Utilité des cartes isobares

Les cartes d'isobares ressemblent aux cartes topographiques à courbes de niveau, avec la différence que le relief représenté est le "relief isobarique", au lieu du relief topographique. Comme on l'a vu, on donne aux figures isobariques des dénominations empruntées au vocabulaire topographique (crête, col, thalweg, ...).

La comparaison de cartes d'isobares correspondant à des situations successives montre comment évolue la situation "pression" et ses déplacements.

Les isobares permettent également, comme on le verra plus loin, de déterminer la direction et la force du vent, ainsi que l'origine des masses d'air recouvrant une région donnée.

### La masse volumique de l'air

4.1

## Définitions

La **MASSE VOLUMIQUE** de l'air est sa masse par unité de volume ( $\text{gr/cm}^3$  ou  $\text{kg/m}^3$ )

La **DENSITE RELATIVE** de l'air est le rapport de sa masse volumique réelle à celle de l'air sec dans les conditions standard au MSL (1013,2 hPa et + 15°C) (sans dimension)

La masse volumique (ou la densité relative) de l'air est un paramètre important qui intervient dans divers problèmes en aéronautique. Ainsi :

- la portance ( $L = \frac{1}{2} \cdot C_L \cdot \rho \cdot S \cdot V^2$ ) est proportionnelle à la masse volumique de l'air ( $\rho$ ) ;
- la puissance d'un moteur est également liée à la masse volumique ;
- les instruments de mesure de la vitesse sont affectés par la masse volumique. (voir fascicule I)

## Calcul de la masse volumique

4.2.1

### Air sec

La masse volumique de l'AIR SEC se calcule au moyen de l'équation des gaz parfaits ( $p.v = R.T$ ) qui lie la pression, le volume et la température absolue du gaz, R étant une constante pour un gaz donné:

$$\rho = \frac{1}{v} = \frac{P}{R.T} \quad (\text{en kg/m}^3),$$

expression dans laquelle :

- P est la pression en N/m<sup>2</sup> ;
- T est la température absolue ;
- R est une constante qui, pour l'air sec, vaut 287,05 Joules/kg/deg.

Si l'on exprime la pression en hPa et la masse volumique en kg/m<sup>3</sup>, la formule s'écrit :

$$\rho = 0,3484 p/T$$

#### Exemples :

a) Au MSL, en atmosphère standard (T=15°C ou 288°K), on a :

- masse volumique :  $\rho_0 = 0,3484 \times 1013,2/288 = 1,226 \text{ kg/m}^3$
- densité relative :  $\delta = 1,226/1,226 = 1$

b) Si la température au même endroit s'élève à 32°C, pour une même pression (1013,2 hPa), la masse volumique et la densité relative deviennent :

$$\rho = 0,3484 \times 1013,2/(273+32) = 1,157 \text{ kg/m}^3$$
$$\delta = 1,157/1,226 = 0,943$$

c) A 2000 ft en atmosphère standard, on a respectivement  $p = 942,1$  hPa et  $T = 11^\circ\text{C}$ , soit  $284^\circ\text{K}$   
La masse volumique de l'air et sa densité relative valent donc :

$$\rho = 0,3484 \times 942,1/284 = 1,156 \text{ kg/m}^3$$
$$\delta = 1,156/1,226 = 0,943$$

On constate donc qu'une augmentation de 17°C (32 - 15) au MSL, par rapport aux conditions standard provoque, à même pression, une diminution de la masse volumique telle que l'air au MSL a une même masse volumique et donc une même densité relative qu'à une altitude de 2000 ft en atmosphère standard.

Tout se passera donc, du point de vue des performances de l'avion et du moteur, comme s'il se trouvait à une altitude de 2000 ft.

On peut ainsi définir une ALTITUDE-DENSITE qui servira à comparer les performances d'un avion:

**L'ALTITUDE-DENSITE EST L'ALTITUDE A LAQUELLE, EN ATMOSPHERE STANDARD, L'AIR EST A LA MEME DENSITE QU'AU NIVEAU DE L'AVION**

Le calcul de l'altitude-densité au moyen du ordinateur-aviation sera expliqué au § 5.11.

## 4.2.2

### Air humide

**La vapeur d'eau a une masse volumique inférieure à celle de l'air sec.** En conséquence, la masse volumique et la densité de l'air humide seront également inférieures à celles de l'air sec.

$$\rho = \frac{0,3484}{T} \cdot (p - \frac{3e}{8})$$

Elle est donnée par la formule :

dans laquelle **e** est la tension de vapeur ou pression partielle de la vapeur d'eau contenue dans l'air (v. chap.7).

### Variation de la masse volumique de l'air

La masse volumique de l'air étant fonction de la pression, de la température (et de la tension de vapeur si l'air est humide), elle est forcément liée aux variations de tous les facteurs météorologiques. Elle variera donc avec les champs de pression en surface, et surtout avec l'altitude.

Le diagramme de la fig. 4.1 donne la variation de la masse volumique de l'air sec en fonction de l'altitude, en atmosphère standard.

### L'altimétrie

#### 5.1

### Généralités

Nous avons vu que la pression atmosphérique décroît avec l'altitude et que cette pression peut se mesurer au moyen d'un baromètre. On en déduit logiquement qu'il est possible de mesurer une altitude à l'aide d'un baromètre.

L'utilisation d'un baromètre ordinaire gradué en hPa exigerait cependant la connaissance constante de la pression et de la température au niveau de la mer, et des tables ou abaques traduisant la relation "pression-altitude" suivant la formule de LAPLACE. Ceci serait évidemment impraticable dans un avion, où le pilote doit pouvoir lire instantanément son altitude.

Le problème a été résolu en graduant le cadran d'un baromètre anéroïde, non plus en pression, mais directement en HAUTEURS (ft ou m) au-dessus d'une surface isobare de référence, dont la pression peut être choisie à volonté.

### Principes

#### 5.2.1

**L'altimètre mesure des variations de pression (c'est un baromètre) et les convertit en variations de HAUTEUR, exprimées en ft (ou en m). Il est étalonné en ATMOSPHERE STANDARD.**

Du fait que la pression au sol est variable en un endroit et d'un endroit à l'autre, et que les conditions au MSL sont rarement celles de l'atmosphère standard, il est nécessaire de pouvoir régler le zéro de référence en fonction des conditions barométriques réelles.

Pour ce faire, l'altimètre est muni d'un bouton de réglage (v. fig. 5.1 et 5.2), encore appelé BOUTON DE CALAGE ou de SETTING, qui permet d'afficher, dans une fenêtre découpée dans le cadran, une pression de référence comprise entre 950 et 1050 hPa.

#### 5.2.2

**L'altimètre est réglé et calibré de manière à indiquer une hauteur 0 (zéro), lorsque sa capsule est soumise à la pression affichée.**

## Expérience

L'expérience suivante illustre les 2 principes énoncés ci-dessus :

1. Le soir, vous rangez votre avion au hangar. Avant de quitter, vous réglez l'aiguille de l'altimètre sur 0 ft et vous lisez, dans la fenêtre du cadran, une pression de 1010 hPa. Vous passez au bureau météo où le baromètre vous indique une pression atmosphérique de 1010 hPa.

**1<sup>ère</sup> constatation :**

**pour une indication 0 ft (zéro) de l'aiguille, la pression affichée correspond à la pression donnée par le baromètre de l'aérodrome**

2. Vous revenez le lendemain, personne n'a touché à l'altimètre, et vous constatez maintenant que l'aiguille indique +180 ft mais que la pression affichée est toujours 1010 hPa.

Ceci signifie simplement que la capsule de l'altimètre est soumise à une autre pression que la veille. La différence de pression correspond à une augmentation de la hauteur indiquée ; cela signifie que l'altimètre se trouve maintenant au-dessus de la surface isobare de référence encore affichée.

En effet, si vous ramenez maintenant l'aiguille à 0 ft à l'aide du bouton de réglage, vous constatez que la pression affichée devient à peu près 1004 hPa (le bureau météo vous confirmera que la pression ambiante est de 1004 hPa).

**2<sup>ème</sup> constatation :**

**la variation de pression atmosphérique, au cours de la nuit, n'a modifié que la position de l'aiguille, tandis que l'opération de réglage a modifié à la fois la position de l'aiguille et celle de l'échelle des pressions.**

**3<sup>ème</sup> constatation :**

**- pour diminuer l'indication de l'aiguille de l'altimètre de 180 ft à zéro, vous avez dû diminuer également la pression affichée de  $1010 - 1004 = 6$  hPa. (règle du § 3.5 : 1 hPa  $\equiv$  30 ft !)**

**- pour une DIMINUTION DE LA PRESSION AMBIANTE, l'altimètre SURESTIME la hauteur, si on ne change pas la pression affichée.**

Cette expérience montre clairement la nécessité d'un dispositif de réglage de la pression de référence, si l'on veut conserver des indications altimétriques correctes en toutes circonstances. Nous pouvons également en déduire une règle très simple qui sera très utile pour résoudre les problèmes d'altimétrie :

<b>POUR AUGMENTER L'ALTITUDE INDIQUEE <math>\Leftrightarrow</math> AUGMENTER LE CALAGE</b> <b>POUR DIMINUER L'ALTITUDE INDIQUEE <math>\Leftrightarrow</math> DIMINUER LE CALAGE</b>
--

## Description d'un altimètre

Très schématiquement, l'altimètre est constitué d'un boîtier étanche et fixe, soumis à la pression atmosphérique (pression statique), à l'intérieur duquel se trouve (fig.5.2)

1. un ensemble de capsules anéroïdes ;

2. un bilame corrigeant les effets de la température sur les capsules ;

3. un jeu de leviers et d'engrenages transformant les déformations des capsules en mouvements de rotation des aiguilles, avec un rapport d'amplification variable en fonction de la pression, de manière à suivre la loi de l'atmosphère standard ;

4. une couronne graduée en pression (hPa) ;
5. un bouton permettant la rotation de l'ensemble des capsules, cadran des pressions et aiguilles ;
6. une fenêtre découpée dans le cadran permettant de lire les pressions inscrites sur la couronne ;
7. un cadran fixe portant les graduations altimétriques (en pieds ou en m) ;

*Fig 5.1 Altimètre barométrique*

8. trois aiguilles de lecture (pour les centaines, les milliers et les dizaines de milliers de pieds) ;
9. un secteur hachuré de bandes noires et blanches lorsque l'altitude est inférieure à 10.000 ft.

Les déformations subies par les capsules sous l'effet des variations de pression en montée ou en descente sont transmises aux aiguilles tournant devant le cadran fixe, MAIS LA COURONNE DES PRESSIONS RESTE FIXE.

## Les erreurs instrumentales

Ce sont les erreurs dues :

- aux frottements dans les mécanismes et au jeu des engrenages ;
- à un défaut d'étanchéité du boîtier ou des capsules ;
- à l'effet d'hystérésis ou au vieillissement des capsules, entraînant un "retard" de lecture ;
- à la température.

Il peut aussi exister des erreurs dites d'installation, dues à une mauvaise position de la prise de pression statique sur la cellule de l'avion, laquelle peut être perturbée par des dépressions ou surpressions dynamiques, variant avec la vitesse et l'incidence.

On considère qu'un instrument présentant une erreur instrumentale de plus de 3 hPa (ou 90 ft) n'est plus en état de fonctionner normalement.

Il appartient au pilote de noter les erreurs instrumentales au sol et d'en tenir compte lors d'un changement de calage en vol.

L'erreur instrumentale globale peut être déterminée comme suit :

- Au sol, vous affichez 0 ft à votre altimètre et vous lisez, par exemple, 1010 hPa. La tour vous communique par ailleurs le QFE (voir ci-après), c'est-à-dire la pression réelle au niveau de l'aérodrome, soit 1012 hPa.
- L'erreur (= valeur vraie - valeur lue) est donc de  $1012 - 1010 = +2$  hPa (ou +60 ft si vous affichez 1012 hPa) qu'il faut accepter, mais dont il faudra tenir compte en vol. Ainsi, arrivant à un aérodrome où l'on vous annonce, par exemple QNH = 1014 hPa, vous afficherez 1012 hPa ( $1014 - 2$ ), pour corriger l'erreur instrumentale.

Notons, à ce sujet, qu'il est plus commode de voler avec une altitude indiquée correcte (donc avec une pression affichée erronée), que l'inverse.

Nous retiendrons la règle suivante, pour la correction des erreurs, en hPa :

$\text{ERREUR} = \text{VALEUR VRAIE} - \text{VALEUR LUE (positive ou négative) ou,}$ $\text{VALEUR A AFFICHER} = \text{VALEUR VRAIE} - \text{ERREUR (avec son signe!)}$
---

N.B.- En cas de blocage de la prise de pression, l'altimètre indiquera constamment l'altitude à laquelle le blocage s'est produit (v. fascicule 1).

## Définitions des altitudes et hauteurs

Beaucoup utilisent, en aéronautique, des termes dont ils ne connaissent pas parfaitement la signification, ce qui peut conduire à des erreurs graves. Il n'est donc pas superflu de rappeler les définitions générales suivantes (v. fig. 5.3) :

**ALTITUDE :**

c'est la distance verticale qui sépare un avion (mais aussi un point, un objet ou un obstacle quelconque) du NIVEAU MOYEN DE LA MER. On peut préciser, lorsqu'il y a un doute : ALTITUDE MSL ou encore ALTITUDE QNH. (Les cartes aéronautiques indiqueront par exemple : 4500 ft AMSL [Above Mean Sea Level])

**ELEVATION :**

c'est l'altitude TOPOGRAPHIQUE, ou hauteur d'un point du terrain (du sol), au-dessus du niveau de la mer.

**HAUTEUR :**

c'est la distance verticale qui sépare un avion (un point, un objet) et une surface de référence (sol ou autre). On précise souvent : HAUTEUR/SOL ou AGL (Above Ground Level) ou encore GND (ground), ou SFC (Surface). On désigne aussi par hauteur l'encombrement vertical d'un objet ou édifice quelconque, au-dessus du sol.

Exemple:

Un avion volant à une ALTITUDE de 2000 ft, au-dessus du sol dont l'ELEVATION est de 500 ft, se trouve à une HAUTEUR de 1500 ft (ou à 1500 ft AGL).

On retiendra l'équation simple :

$$\text{ALTITUDE} = \text{HAUTEUR} + \text{ELEVATION}$$

## Calages altimétriques

Les ALTITUDES, ELEVATIONS et HAUTEURS définies ci-dessus sont des grandeurs STRICTEMENT GEOMETRIQUES qui ne dépendent pas de la pression atmosphérique ou de la température puisqu'elles font référence à des niveaux TOPOGRAPHIQUES.

L'altimètre, malheureusement, ne peut fournir que des grandeurs ALTIMETRIQUES CONVENTIONNELLES puisque son fonctionnement est basé sur les caractéristiques d'une atmosphère standard, elle-même conventionnelle.

Il en résulte que les indications altimétriques ne seront utilisables, pour le pilote, que lorsque la surface isobare prise comme référence coïncidera avec un élément de référence tel que le SOL, ou le MSL et que l'atmosphère sera standard.

D'où la notion de CALAGE ALTIMETRIQUE qui consiste à afficher, dans la fenêtre du cadran, une pression correspondant à une surface de référence bien précise, qu'elle soit topographique (SOL ou MSL) ou conventionnelle (isobare 1013,2 hPa). (fig. 5.4)

Les différents calages utilisés, avec leur dénomination du code Q <sup>(1)</sup> sont définis comme suit :

$$\text{QFE} = \text{PRESSION QUI REGNE AU NIVEAU OFFICIEL DE L'AERODROME}$$

C'est la pression lue au baromètre, corrigée des erreurs instrumentales, de température et de gravité et réduite au niveau de la piste en fonction de l'atmosphère réelle. C'est donc la pression que mesurerait le BAROMETRE de la station s'il pouvait être descendu verticalement jusqu'au niveau de la piste. (fig. 5.4)

- **POUR L'ALTIMETRE :** C'est la pression lue dans la fenêtre du cadran, en l'absence d'erreurs instrumentales, **lorsque l'aiguille est réglée à 0 ft au niveau de la piste.**
- **LES INDICATIONS ALTIMETRIQUES** au calage QFE seront donc :
- **au sol :** 0 ft.
- **en vol :** la HAUTEUR de l'avion au-dessus de l'aérodrome.

Ceci n'est évidemment valable qu'aux abords immédiats de l'aérodrome. Ailleurs, l'isobare QFE ne correspond plus nécessairement au même repère topographique et la hauteur lue n'a plus de signification précise.

**QNH = PRESSION LUE AU BAROMETRE CORRIGEE DES ERREURS INSTRUMENTALES,  
DE TEMPERATURE ET DE GRAVITE ET REDUITE AU MSL D'APRES LES DONNEES  
DE L'ATMOSPHERE STANDARD ( $\delta T = 6,5^{\circ}\text{C}$  par 1000 m).**

Le QNH est donc la pression qu'il faudrait afficher sur un ALTIMETRE pour indiquer une hauteur de 0 ft au MSL, s'il pouvait être descendu verticalement jusqu'à ce niveau (fig. 5.4). Si, avec ce calage, on remonte verticalement l'altimètre jusqu'au niveau de la piste, il indiquera très exactement l'altitude officielle de l'aérodrome. Il ne saurait en être autrement puisque la hauteur de réduction de la pression au MSL est calculée en atmosphère standard et que l'altimètre est lui-même étalonné en atmosphère standard.

LES INDICATIONS ALTIMETRIQUES, au calage QNH, seront donc :

- **au sol** : l'ALTITUDE officielle de l'aérodrome (ou son ELEVATION)
- **en vol** : l'ALTITUDE de l'avion (au-dessus du MSL), à condition que le vol s'effectue au-dessus d'une région où le QNH reste constant. Si la surface isobare de référence n'est pas parallèle au MSL, comme c'est le cas sur la figure 5.4, l'altitude indiquée en vol n'est plus L'ALTITUDE MSL mais la hauteur de l'avion au-dessus de l'isobare de référence.

**1013,2 hPa = calage STANDARD**

#### NECESSITE DE CE CALAGE :

Pour assurer la sécurité des vols, il est nécessaire d'assurer l'espacement vertical entre les avions venant de divers horizons avec des QNH de départ différents. Le seul moyen de les "étager" est de les obliger à voler parallèlement à la même surface isobare, avec un même calage altimétrique. **La pression de référence adoptée internationalement est de 1013,2 hPa.**

#### INDICATION ALTIMETRIQUE :

La surface isobare 1013,2 hPa n'est plus un repère topographique. Sa position dans l'espace varie en fonction des pressions locales; elle peut se trouver aussi bien sous le niveau MSL qu'au-dessus. **ON NE LIT DONC NI UNE ALTITUDE, NI UNE HAUTEUR TOPOGRAPHIQUE. L'altitude indiquée s'appelle dans ce cas une ALTITUDE-PRESSION (PRESSURE-ALTITUDE).**

#### UTILISATION :

Nous renvoyons au cours de Réglementation (fascicule 4) pour ce qui concerne les conditions d'utilisation du calage standard. Signalons seulement que les avions volant au-dessus de l'ALTITUDE DE TRANSITION doivent adopter ce calage et voler à un NIVEAU DE VOL (FLIGHT LEVEL) exprimé en centaines de pieds. Par exemple **FL 65 indique une altitude-pression de 6500 ft.**

#### REMARQUES:

1. **Le QNE d'un aérodrome** est l'altitude-pression de celui-ci, c'est-à-dire l'altitude indiquée au sol par l'altimètre calé sur la pression standard de 1013,2 hPa (fig. 5.4). Actuellement tombé en désuétude dans nos régions, le QNE est utilisé, notamment sur les altiports, lorsque le QFE est trop faible pour pouvoir être affiché sur un altimètre dont l'échelle des pressions affichables varie seulement de 950 à 1050 hPa.
2. **Le QFF** est la pression lue au baromètre d'une station, corrigée des erreurs instrumentales, de température et de gravité et réduite au MSL, en fonction des caractéristiques de l'atmosphère réelle en cette station. C'est donc la pression réelle que mesurerait un BAROMETRE qui pourrait être descendu verticalement au MSL. Le QFF diffère peu du QNH et n'est utilisé que par les météorologistes pour le tracé des isobares sur les cartes météorologiques. A titre d'exemple, les valeurs déterminées à SPA le 02 novembre à 10 h UTC étaient : QFE = 971,9 hPa; QNH = 1029,3 hPa et QFF = 1030,8 hPa.

<sup>(1)</sup> Pour abrégé les transmissions en alphabet morse à l'époque de la radiotélégraphie, la terminologie aéronautique avait été condensée en groupes de 3 lettres commençant tous par la lettre Q, initiale de "Question". En raison de sa simplicité, le code Q est toujours en usage actuellement, aussi bien dans le langage courant qu'en radiophonie, malgré la disparition de la télégraphie

## Terminologie des indications altimétriques

Une indication altimétrique n'est pratiquement jamais une ALTITUDE TOPOGRAPHIQUE telle que définie au § 5.6. Néanmoins l'usage a consacré officiellement la terminologie suivante :

**ALTITUDE INDIQUEE:** indication des aiguilles de l'altimètre, quel que soit le calage. On précise souvent ALTITUDE QNH ou HAUTEUR QFE.

**ALTITUDE PRESSION (PRESSURE ALTITUDE):** indication des aiguilles de l'altimètre calé sur 1013,2 hPa.

**ALTITUDE VRAIE (TRUE ALTITUDE) :** altitude QNH corrigée pour la température. (voir § 5.10).

**ALTITUDE DENSITE (DENSITY ALTITUDE) :** altitude à laquelle, EN ATMOSPHERE STANDARD , l'air a la même densité qu'à l'altitude où se trouve l'avion. L'exemple de calcul du § 4.2.1 montre qu'une augmentation de 17°C par rapport à la température standard au MSL diminue la densité relative de l'air à la valeur de 0,943, soit la densité que l'on trouve à 2000 ft en atmosphère standard. Ces 2000 ft représentent l'altitude densité du MSL. C'est cette valeur qu'il faudra prendre en compte pour déterminer, par exemple, les performances au décollage de l'avion au MSL (voir fascicule 1).

## Les erreurs altimétriques

Nous savons que les indications de l'altimètre varient avec la pression réelle qui règne à son niveau (voir § 5.3), quelles que soient les variations de l'altitude réelle. D'autre part, **l'altimètre est étalonné en atmosphère standard.**

En conséquence, les indications de l'altimètre sont sujettes à des erreurs dues aux variations locales et horizontales de la pression et aux différences entre les caractéristiques de l'atmosphère réelle et celles de l'atmosphère standard.

5.9.1

### Erreurs dues aux variations locales de la pression

La pression varie en un même lieu, parfois de plusieurs hPa en une journée.

Exemple :

- Vous décollez pour un vol local, avec un calage QFE = 1020 hPa (altitude indiquée de 0 ft)
- Vous atterrissez après 3 heures de vol, sans avoir changé le calage alors que la pression à ce moment est devenue QFE = 1017 hPa. Votre altimètre indique maintenant, au sol : (3 hPa x 30') soit +90 ft au lieu de 0 ft.
- L'altitude réelle est donc surestimée.

**On retiendra donc :**

---

**SI PRESSION REELLE < PRESSION INDIQUEE ⇔ ALTITUDE REELLE < ALTITUDE INDIQUEE**  
**SI PRESSION REELLE > PRESSION INDIQUEE ⇔ ALTITUDE REELLE > ALTITUDE INDIQUEE**

---

5.9.2

### Erreurs dues aux variations horizontales de la pression

La figure 5.5 illustre les erreurs altimétriques dues aux variations horizontales de la pression, LORSQUE L'ALTIMETRE RESTE CALE SUR UNE MÊME PRESSION DE REFERENCE.

"Voler à altitude indiquée constante", ce qui est généralement la règle en croisière, signifie en réalité "voler à une hauteur constante au-dessus de la surface isobare de référence correspondant à la pression affichée " ou encore "voler à pression constante".

L'avion de la figure 5.5 survole d'abord une région de haute pression (H) au calage QNH = 1020 hPa ; son altitude indiquée est 600 ft. Sa trajectoire suit la surface isobare 1000 hPa, en se dirigeant vers une région de basse pression (L), sans changer de calage. Sa hauteur par rapport à la surface isobare 1020 hPa reste constante ; les isobares plongeant vers le sol, le QNH en (L) n'est plus que de 1010 hPa, et l'avion se trouve à une altitude réelle de (1010 - 1000) x 30 = 300 ft.



On mesurera aisément le danger d'une telle situation. On retiendra donc l'avertissement :

**EN VOL VERS UNE DEPRESSION, L'ALTIMETRE SURESTIME L'ALTITUDE REELLE, L'AVION DESCEND, IL Y A DANGER.**

Au contraire, en volant vers un anticyclone, l'altimètre sous-estime l'altitude réelle.

On voit l'intérêt, en voyage, de demander aussi souvent que possible le QNH de la région que l'on survole.

Rappelons que dans la FIR de Bruxelles (voir cours de règlement), on peut obtenir le **QNH REGIONAL**, qui est le plus faible de ceux relevés par les stations civiles de EBBR, EBOS, ELLX, EBSP et les stations militaires.

*Fig 5.5 Altitude indiquées constante*

5.9.3

## Erreurs aux variations de température

On a démontré au § 3.5, que la différence de hauteur ( $\delta_z$ ) entre deux niveaux de pression déterminés ( $\delta_p$ ) est inversement proportionnelle à la masse volumique de l'air:  $\delta_z = \delta_p / \rho \cdot g$  (1)

Nous savons également que la masse volumique de l'air est inversement proportionnelle à la température :  $\rho = p / RT$  (2)  
En remplaçant  $\rho$  dans la formule (1) par sa valeur (2) on obtient :  $\delta_z = \delta_p \cdot RT / p \cdot g$

*Fig 5.6 Erreurs d'altitude dues à la température*

On constate donc que si la température augmente, la différence de hauteur ( $\delta_z$ ) entre deux niveaux de pression augmente également, et inversement, pour une diminution de température cette différence de hauteur diminue.

En conséquence, si la température réelle  $T_R$  est supérieure à la température standard ( $T_{ST}$ ), l'écart entre les surfaces isobariques augmente par rapport à l'écart standard; c'est évidemment l'inverse lorsque  $T_R < T_{ST}$ . C'est ce qu'illustre le figure 5.6.

En conclusion :

**POUR UNE MÊME ALTITUDE INDIQUEE, L'ALTITUDE REELLE VARIE DANS LE MÊME SENS QUE LA TEMPERATURE.**

## Altitude vraie

Par définition, l'ALTITUDE VRAIE d'un avion est sa distance verticale par rapport au niveau moyen de la mer (MSL). Nous avons vu que celle-ci est donnée par l'altitude indiquée au calage QNH, POUR AUTANT QUE :

- les surfaces isobares restent parallèles au niveau MSL, et
- que la température à l'altitude indiquée soit égale à la température standard.

Ces conditions ne sont généralement pas remplies puisque le QNH varie d'un endroit à l'autre, de même que la température.

Pour déterminer l'altitude vraie, il faut connaître :

1. l'altitude QNH (le réseau météo nous permet de le connaître avec une bonne précision le QNH de la région survolée) ;
2. la température extérieure (elle peut être lue directement au thermomètre qui équipe pratiquement tous les avions) ;

### 3. la formule de correction.

Le COMPUTEUR-AVIATION permet de calculer l'altitude vraie à partir de :

- l'altitude QNH
- l'altitude-pression (il suffit de la lire en passant momentanément au calage 1013,2 hPa, ou
- e la calculer au moyen du QNH et de l'altitude QNH)
- la température.

N.B. Sur les échelles du computeur, la température est notée COAT (Corrected Outside Air Temperature = température extérieure corrigée). La température à utiliser est donc théoriquement une température CORRIGEE pour tenir compte de l'échauffement du thermomètre dû à la compressibilité de l'air aux vitesses élevées, mais qui n'est sensible qu'à partir d'une vitesse supérieure à 230 kt ( $\pm$  400 km/h).

Compte tenu de la vitesse de nos avions, nous pouvons considérer que la COAT est égale à la température mesurée (OAT).

La FORMULE suivante permet d'obtenir, avec une approximation satisfaisante, la correction à appliquer à l'altitude QNH pour obtenir l'altitude vraie :

$$\text{Correction (ft)} = 4 \times (\text{altitude QNH (ft)} / 1000) \times (T_R - T_{ST})$$

#### EXEMPLES DE CALCUL DE L'ALTITUDE VRAIE

1. On connaît :

QNH = 1010 hPa ; Altitude QNH = 2000 ft ; COAT = 0°C. Calculer l'altitude vraie.

Solution :

- Altitude pression = 2000 + (1013 - 1010) x 30 = 2090 ft.
- Sur le computeur, dans la fenêtre ALTITUDE du disque intérieur, placer l'altitude-pression (PRESSURE-ALTITUDE.) en regard de la COAT (°C) : (2090  $\Leftrightarrow$  0°C)
- On lit l'altitude vraie (TRUE ALTITUDE) sur l'échelle extérieure (T. ALT), en regard de l'altitude QNH (QNH. ALT. ou CAL. ALT. sur certains modèles de computeurs) lue sur le disque intérieur (2000  $\Leftrightarrow$  1925)
- On trouve ainsi ALTITUDE VRAIE = 1925 ft.

Ainsi l'altitude vraie est inférieure à l'altitude indiquée car la température extérieure (0°C) est inférieure à la température qui devrait régner à 2000 ft en atmosphère standard, [soit 15 - (2 x 2) = 11°C] (diminution de 2°C par 1000 ft.).

La formule de correction approchée aurait donné : Correction = 4 x (2000/1000) x (0 - 11) = - 88 ft. et une altitude vraie de (2000 - 88) = 1912 ft.

2. Reprenons les mêmes données que ci-dessus (QNH = 1010 hPa) et montons à 10000 ft QNH où le thermomètre nous indique OAT = -16°C. Quelle est l'altitude vraie?

Solution :

- Altitude pression = 10000 + (3 x 30) = 10090 ft.
- Procédons comme ci-dessus au moyen du computeur :
- RESSURE ALTITUDE  $\Leftrightarrow$  COAT soit 10090  $\Leftrightarrow$  -16°C
- QNH. ALT  $\Leftrightarrow$  T. ALT soit 10000  $\Leftrightarrow$  9600 ft = ALT. VRAIE

(La formule de correction approchée aurait donné : Correction = 4 x 10000/1000 x (-16 - (-5)) = -440 ft. et une altitude vraie de 10000 - 440 = 9560 ft)

**NOUS CONSTATONS :**

a) que nous n'avons pas dû modifier, pour le second problème, la position du disque intérieur du computeur, parce que la différence entre la température extérieure et la température standard est égale dans les deux cas (-11°C) ;

b) que la différence (ALT. INDIQUÉE - ALT. VRAIE) est de 75 ft à l'ALT. QNH 2000 ft et de 400 ft à l'ALT. QNH 10000 ft.

**EN CONCLUSION :**  
**POUR UN MÊME ÉCART DE TEMPÉRATURE, PAR RAPPORT À LA TEMPÉRATURE STANDARD, L'ERREUR ALTIMETRIQUE AUGMENTE AVEC L'ALTITUDE.**

## **Altitude-densité : calcul au computeur**

Nous avons vu, au chapitre 4, l'importance de la masse volumique de l'air (ou de sa densité) sur les performances d'un avion. Les constructeurs définissent généralement celles-ci en fonction de l'altitude-pression en atmosphère standard, autrement dit en fonction de l'altitude-densité, définie au chapitre 4.

Malheureusement un altimètre barométrique ne mesure, par définition, que des variations de pression. Il ignore les variations de densité. Il faut donc pouvoir calculer l'altitude-densité correspondant à des conditions de vol différentes des conditions standard. Ceci peut se faire très simplement au moyen du COMPUTEUR-AVIATION, si l'on connaît l'altitude-pression et la température extérieure.

### **EXEMPLES DE CALCUL**

1. Altitude pression = 5000 ft et température extérieure, OAT = - 5°C

Remarquons au passage, que la température standard (ISA) à 5000 ft est de +5°C (on peut la déterminer au moyen de la fenêtre bleue "ALTITUDE"  $\uparrow$  en plaçant 15°C en face de 0 ft).

Sur le disque intérieur du computeur  $\uparrow$  se trouve une fenêtre ROUGE marquée "AIR SPEED". Dans cette fenêtre, amener l'altitude-pression en regard de la COAT, soit 5000 ft  $\leftrightarrow$  -5°C.

La lecture de l'altitude-densité correspondante se fait directement sous l'index de la fenêtre ROUGE marquée DENSITY ALTITUDE, soit 3800 ft.

**C'est cette altitude qu'il faut considérer pour déterminer les performances de l'avion dans les tables données par le constructeur dans le manuel de vol.**

Dans le cas présent, l'altitude-densité est inférieure à l'altitude-pression, ce qui est logique puisque, la température extérieure à 5000 ft étant inférieure à la température standard, la densité de l'air est supérieure à la densité standard. Tout se passe donc, pour les performances, comme si l'avion se trouvait à 3800 ft ISA.

2. Montons à 10000 ft d'altitude-pression où la température extérieure est de -15°C (au lieu de -5°C pour l'atmosphère standard). En procédant comme ci-dessus, on trouve l'altitude-densité correspondante : soit 8800 ft.

Nous voyons que la différence ALTITUDE PRESSION - ALTITUDE DENSITE est la même que dans le cas précédent, soit 1200 ft ; parce que la différence entre la température ISA et la température extérieure réelle est la même dans les deux cas, soit -10°C

3. Soit une altitude-pression de 5000 ft, avec une température extérieure de +15°C.

On trouve l'altitude densité = 6100 ft. Dans ce cas l'altitude-densité est supérieure à l'altitude-pression (+1100 ft), parce que la température extérieure est supérieure à la température ISA à 5000 ft (+ 5°C).

**EN CONCLUSION :**

- Si TEMP. REELLE < TEMP.ISA, on a ALT-DENSITE < ALT-PRESSION et inversement
- POUR UNE MÊME DIFFERENCE (TEMPERATURE REELLE - TEMPERATURE ISA), LA DIFFERENCE (ALT. PRESSION - ALT. DENSITE) EST LA MÊME, QUELLE QUE

## SOIT L'ALTITUDE DE L'AVION.

Ⓐ Pour le ordinateur "ARISTO"

### Problèmes d'altimétrie

5.12.1

#### Quelques règles pratiques

Dans les exercices qui suivent, nous adoptons, pour la facilité des calculs numériques, les conventions suivantes, qui ne changent rien aux principes de résolution :

a) 1 hPa  $\cong$  30 ft  $\cong$  9 m (règle pratique déjà citée au § 3.5)

b) la pression de référence 1013,2 hPa est arrondie à 1013 hPa.

c) Sauf indication contraire, tous les calculs seront faits sans correction de température. Ainsi l'altitude vraie en un point sera considérée comme étant l'altitude QNH.

d) Pour faciliter la présentation des calculs, nous noterons par deux nombres, séparés par une barre oblique (/), l'altitude indiquée et la pression affichée correspondante.

Par exemple, la notation 2000 / 1010 signifie :  
Altitude indiquée = 2000 ft pour une pression affichée 1010 hPa  
ou encore : Hauteur de 2000 ft au-dessus de la surface isobare 1010 hPa.

e) Compte tenu de la règle indiquée au § 5.3 et de l'équivalence admise (1 hPa  $\cong$  30 ft  $\cong$  9 m), on peut écrire :

ALTITUDE INDIQUEE / PRESSION AFFICHEE	
AJOUTER 30 ft ←	→ AJOUTER 1 hPa.
SOUSTRAIRE 30 ft ←	→ SOUSTRAIRE 1 hPa.

Compte tenu de tout ce qui précède, on notera encore qu'une MÊME POSITION d'un avion dans l'espace (qu'il soit au sol ou en vol) peut être représentée par plusieurs couples de valeurs ALTITUDE INDIQUEE / PRESSION AFFICHEE.

Ainsi les couples 2000/1010, 2120/1014 et 1700/1000 représentent la MÊME POSITION DE L'AVION DANS L'ESPACE, mais définie par rapport à DES SURFACES DE REFERENCE DIFFERENTES.

5.12.2

### Problèmes résolus

1. On donne : Altitude de l'aérodrome : 1700 ft et QNH = 1003 hPa.  
L'altimètre d'un avion survolant l'aérodrome indique : 2700 ft / 1010 hPa.  
On demande : Altitude et hauteur de l'avion.

Solution : Pour obtenir l'altitude, il suffit d'afficher le QNH = 1003 hPa, donc de diminuer le calage de 7 hPa.  
D'où l'altitude = 2700 - (7 x 30) = 2490 ft. et la hauteur = 2490 - 1700 = 790 ft.

2. Données : un avion décolle de A (Alt. 210 ft et QFE = 1006 hPa), pour atterrir en B (Alt. 330' et QNH = 1001 hPa). Il a survolé en route un point C à une altitude indiquée de 15000 ft (élévation de C = 3300 ft et QNH (C) = 1009 hPa).  
L'altimètre reste constamment calé au QNH de A.

On demande l'altitude indiquée à l'atterrissage en B et la hauteur au passage en C

## figure

Solution:

a) Calcul du QNH en A, à partir de l'équivalence :  $0 \text{ ft} \setminus 1006 = 210 \text{ ft} \setminus \text{QNH (A)}$   
Pour passer de 0 à 210 ft, il faut augmenter la pression affichée de  $210/30 = 7 \text{ hPa}$ .  
**D'où QNH (A) =  $1006 + 7 = 1013 \text{ hPa}$ .**

b) Calcul de l'altitude indiquée en B, à partir de l'équivalence :  $330 \setminus 1001 = ? \setminus 1013$   
Affichant 1013, au lieu de 1001, soit 12 hPa en plus, **l'altimètre indiquera en B :**  
 $330 + (12 \times 30) = 690 \text{ ft}$ .

c) Au-dessus de C, l'altimètre est calé au QNH (A) = 1013 hPa.  
Pour passer de  $15000 \setminus 1013$  à Alt. en C  $\setminus 1009$ , il faut diminuer la pression affichée de 4 hPa. D'où : - l'altitude de l'avion en C =  $15000 - (4 \times 30) = 14880 \text{ ft}$ .  
- la hauteur en C =  $14880 - 3300 = 11580 \text{ ft}$ .

3. Le plus haut sommet d'une région montagneuse est à une altitude de 8000 ft.

Le QNH y est de 950 hPa.

A quelle altitude indiquée, avec le calage standard, un avion doit-il voler pour garder une hauteur de 1500 ft au-dessus du sommet ?

Solution : Son altitude QNH doit être  $8000 + 1500 = 9500 \text{ ft}$ .  
On doit donc avoir l'équivalence :  $9500 \text{ ft} \setminus 950 \text{ hPa} = ? \setminus 1013$   
Au calage 1013 on aura :  $(1013 - 950) = 63 \text{ hPa}$  en plus.  
**D'où l'altitude indiquée demandée :  $9500 + (63 \times 30) = 11390 \text{ ft}$ .**

Question subsidiaire : Que se passerait-il s'il volait à une altitude indiquée de 9500 ft au calage 1013 hPa ?

Calculons l'altitude QNH, à partir de l'équivalence  $9500 \setminus 1013 = ? \setminus 950$

On obtient : Altitude =  $9500 - (63 \times 30) = 7610 \text{ ft}$ , soit 390 ft PLUS BAS que le sommet !!

**DEDUCTION :** Si vous devez voler en FL (FLIGHT LEVEL) (calage 1013), votre altitude réelle sera plus faible que l'altitude indiquée, si le QNH est  $< 1013 \text{ hPa}$ .

## En conclusion

L'importance de ce chapitre est telle, pour le pilote, qu'il devra en retenir tous les principes et toutes les définitions relatifs à l'altimétrie.

Avec un peu d'entraînement à la résolution d'exercices le candidat pilote arrivera très rapidement à résoudre tout type de problème.

### Le vent

6.1

## Définitions

Le VENT est le mouvement horizontal de l'air par rapport au sol. Il est déterminé par :

### a) LA DIRECTION D'OU IL SOUFFLE

- **Sur les cartes météorologiques**, la direction du vent est donnée par rapport au **NORD GEOGRAPHIQUE** ;
- Sur un aéroport, la **direction du vent annoncée par la tour** est donnée par rapport au **NORD MAGNETIQUE**, comme le QFU (orientation magnétique) de la piste en usage.

La direction du vent est déterminée au moyen d'une girouette.

b) **SA VITESSE**, le plus souvent exprimée en Noeuds (kt) et quelquefois, selon l'utilisateur, en km/h ou en m/sec. Elle est déterminée au moyen d'un anémomètre.

**On note le vent comme suit :**

- 260°/15 kt = vent soufflant **DU** 260° (vers le 080°), avec une vitesse de 15 kt
- 230°/10 G 20 kt = vent soufflant du 230°, avec une vitesse moyenne de 10 kt, comportant des pointes ou rafales à 20 kt. (Gusty)
- 240°/10 QNT 20 = même signification que ci-dessus, QNT signifiant, dans le code Q, les rafales.
- 000/00 = vent calme
- VRB/2kt = vent de direction variable, vitesse 2 kt.

Sur les cartes météo, le vent se représente par une hampe orientée dans la direction d'où il vient ; sa vitesse est indiquée par des barbules placées à l'extrémité de la hampe. La figure 6.1 en donne des exemples.

*Fig. 6.1*

La manche à air, présente sur tous les aérodromes, permet de visualiser la direction du vent près du sol et d'estimer sa vitesse.

## **6.2 - Relation entre le vent et la pression - Loi de buys-ballot ou de rotation des vents**

Cette loi donne la direction du vent en fonction de la répartition du champ de pression et peut s'énoncer comme suit :

**DANS L'HEMISPHERE NORD,  
le vent tourne autour des zones de Hautes pressions dans le sens Horlogique,  
et dans le sens inverse autour d'une zone de basse pression,  
suivant une trajectoire sensiblement parallèle aux isobares.**

En conséquence, dans l'hémisphère Nord, un observateur placé **DOS AU VENT**, trouve les hautes pressions à sa droite et les basses pressions à sa gauche (Low on the Left) (fig. 6.2a).

La règle est inversée dans l'hémisphère SUD.

La portée pratique de cette règle est importante pour un pilote qui aurait omis de prendre connaissance de la situation météorologique.

En effet, s'il constate qu'il **Dérive** vers la **Droite**, comme le montre la figure 6.2b, c'est qu'il vole **VERS** une **Dépression**. Dès lors (voir chap. 5 § 9.2) s'il vole à pression constante, il suit une surface isobare qui plonge vers le sol et son altitude réelle diminue au fur et à mesure qu'il s'avance dans la dépression : Danger. D'où la règle mnémotechnique :

**Si DERIVE DROITE, DANGER, l'avion DESCEND**

## **Fig. 6.2a- Sens de rotation des vents (hémisphère NORD) Fig. 6.2b - Vol vers une dépression (dérive droite)**

### **Explication du mécanisme**

6.3.1

### **Le vent géostrophique**

Le vent est le résultat des différences de pression existant entre des zones voisines (fig. 6.3). Suivant le principe des vases communicants, si une dépression se crée, elle doit être comblée.

Fig 6.3 Circulation du vent

L'air des zones de haute pression va se déplacer pour remplir la dépression. Ce déplacement est le vent ; il s'effectue sous l'action d'une force due au gradient horizontal de pression ( $F_g$ ). Cette force a pour expression :

$$F_g = M \cdot G / \rho, \text{ dans laquelle :}$$

$G$  est le gradient horizontal de pression ( $\delta p / \delta l$ );

$\rho$  est la masse volumique de l'air ;

$M$  est la masse d'air en mouvement.

Si aucune autre force n'agissait, le vent, sous l'action de la seule force du gradient de pression, devrait souffler en ligne droite, des zones de hautes pressions vers les zones de basses pressions, perpendiculairement aux isobares.

Or, on constate que le vent souffle, au contraire, dans une direction SENSIBLEMENT PARALLELE AUX ISOBARES.

Il faut donc bien admettre que le vent est soumis à d'autres forces.

On sait que la rotation de la Terre provoque, sur tout corps EN MOUVEMENT, une ACCELERATION qui dévie sa trajectoire, vers la DROITE dans l'hémisphère NORD et vers la gauche dans l'hémisphère SUD. Cette accélération est appelée accélération de CORIOLIS.

On sait par ailleurs qu'une force  $F$ , appliquée à un corps de masse  $M$ , lui communique une accélération  $a = F/M$ . Si donc un corps subit une accélération, ce ne peut être que sous l'effet d'une force. En conséquence, on peut associer à l'accélération de CORIOLIS, une FORCE dite "FORCE DE CORIOLIS".

Cette force a pour expression

$$F_c = 2 M \cdot \omega \cdot V \cdot \sin \varphi, \text{ dans laquelle :}$$

$M$  est la masse du corps,  $\omega$  est la vitesse angulaire de rotation de la terre,

$V$  est la vitesse linéaire du corps en mouvement et  $\varphi$  est la latitude du lieu.

Fig. 6.4 Naissance du vent géostrophique

Considérons maintenant une "particule" d'air (A) au repos (fig. 6.4). L'apparition d'un gradient de pression, et par conséquent d'une force de gradient ( $F_g$ ) provoque le déplacement de A, dans la direction de la force, c'est-à-dire des hautes pressions vers les basses pressions ; elle prend ainsi une ACCELERATION, ce qui signifie que sa vitesse augmente à chaque instant.

EN MÊME TEMPS apparaît la force de CORIOLIS ( $F_c$ ) qui augmente avec la vitesse de la particule A.

A l'instant  $t_1$  après la mise en mouvement, la particule A, dont la vitesse est  $V_1$  est soumise à l'action simultanée de  $F_g$  et  $F_{c1}$  dont la résultante  $R_1$ , déviée vers la droite, continue à accélérer le déplacement.

A l'instant  $t_2$ , la vitesse de A est  $V_2 > V_1$ . Son déplacement a été dévié vers la droite, sa trajectoire est une courbe. La force de Coriolis  $F_{c2} > F_{c1}$ , qui s'exerce perpendiculairement à la trajectoire, a tourné également vers la droite, tandis que la force du gradient  $F_g$ , de grandeur constante <sup>(1)</sup>, conserve toujours sa direction perpendiculaire aux isobares. La composition des deux forces donne une résultante  $R_2 < R_1$  qui continue à accélérer la particule A, et à tourner vers la droite.

Le même processus se répète tout au long de la trajectoire, jusqu'à ce que les forces  $F_g$  et  $F_c$  s'équilibrent.

Le graphique de la figure 6.4 montre en effet que la résultante R des forces  $F_g$  et  $F_c$  diminue de plus en plus et finit par s'annuler à l'instant  $t_5$  où  $F_{c5}$  est égale et opposée à  $F_g$  ( $R_5 = 0$ ). L'équilibre est établi et la particule A, animée d'une vitesse  $V_5$  constante, poursuit son déplacement sur une trajectoire rectiligne, parallèle aux isobares.

**Ce vent, qui résulte de l'équilibre de la force de gradient et de la force de Coriolis s'appelle le VENT GEOSTROPHIQUE ; il souffle à une vitesse constante, parallèlement à des isobares rectilignes.** Sa vitesse peut être tirée de l'égalité des deux forces  $F_g$  et  $F_c$ , soit :

$$2 \omega \cdot V \cdot \sin \varphi = M \cdot G / \rho \text{ d'où } V = G / 2 \omega \cdot \rho \cdot \sin \varphi$$

Elle est donc proportionnelle au gradient horizontal de pression et, pour un même gradient, elle diminue lorsque la latitude augmente.

6.3.2

## Le vent de gradient

Les isobares sont rarement rectilignes. Aux deux forces précédentes se combine alors la FORCE CENTRIFUGE, qui est toujours dirigée vers l'extérieur d'une trajectoire courbe. A nos latitudes, cette force est généralement beaucoup plus faible que celle du gradient.

<sup>(1)</sup> Dans le cas de la figure 6.4, nous avons envisagé deux isobares rectilignes de manière telle que  $F_g$  reste constante en grandeur et direction.

Fig 6.5

Soit un point A, dans une zone de dépression (fig. 6.5). En régime établi, il est soumis, comme dans le cas précédent :

- à la force de gradient ( $F_g$ ), dirigée vers le centre de basse pression ;
- à la force de Coriolis ( $F_c$ ) ;
- et en plus, à la force centrifuge (C), dirigée vers l'extérieur de la trajectoire, donc dans le même sens que  $F_c$ .

Le vent en A résulte donc de l'équilibre  $F_g = F_c + C$  ; il est dirigé vers la droite, par rapport à la direction de  $F_g$  et tangentielllement aux isobares. On détermine de la même manière la direction du vent en B.

**On constate ainsi, dans l'hémisphère NORD, que le vent tourne en sens inverse des aiguilles d'une montre autour d'une dépression.**

Par un raisonnement analogue pour les points E et D dans une zone de haute pression, on voit que le vent résulte cette fois de l'équilibre des forces  $F_g + C = F_c$ , et qu'il tourne autour du centre de haute pression, dans le sens des aiguilles d'une montre.

On retrouve ainsi la loi de rotation des vents ou de BUYS-BALLOT.

Le vent qui résulte de l'équilibre de  $F_g$ ,  $F_c$  et C s'appelle le VENT DE GRADIENT.

Fig 6.6

Le calcul de la vitesse du vent de gradient montre que, A GRADIENT EGAL, le vent sera plus fort autour d'un anticyclone qu'autour d'une dépression. Cependant **le gradient de pression est généralement beaucoup plus faible dans un anticyclone et on enregistre ainsi des vents plus faibles dans les anticyclones que dans les dépressions. (fig. 6.6)**

**Le vent de gradient représente avec une bonne approximation le vent réel soufflant en altitude, en dehors de la couche de frottement, c'est-à-dire en atmosphère libre.**

Fig. 6.6

6.3.3

## Le vent de surface

(fig. 6.7)

La rugosité de la surface du sol entraîne des variations de la direction et de la vitesse du vent, dans une couche dite "COUCHE DE FROTTEMENT", d'une épaisseur de  $\pm 2000$  ft au-dessus de la terre ( $\pm 300$  ft au-dessus de la mer).



Les forces de frottement sont dirigées en sens inverse de la vitesse du vent, ce qui a pour effet, sur le vent de gradient :

- de réduire sa vitesse, et
- de le dévier A GAUCHE de sa trajectoire.

En effet, pour que le vent continue à souffler à une vitesse constante, il faut qu'il soit en équilibre sous l'action conjuguée de  $F_g$ ,  $F_c$ ,  $C$  et de la force de frottement  $W$ . (fig. 6.7).

Considérons un champ d'isobares rectilignes. Le schéma montre que le point A est soumis à la force  $F_g$ , équilibrée par la résultante de  $F_c$  et  $W$ . Comme  $F_c$  est toujours perpendiculaire à la direction du vent, il faut, pour respecter l'équilibre, que celle-ci tourne vers la gauche (dans l'hémisphère Nord).

LE VENT DE SURFACE DANS L'HEMISPHERE NORD EST DONC DEVIE VERS LA GAUCHE par rapport au vent de gradient ; la déviation augmente avec la force de frottement. Il converge vers un centre de basse pression et diverge d'un centre de haute pression (fig. 6.8)

*Fig 6.7*

6.3.4

## CONCLUSIONS PRACTIQUES

Nous retiendrons surtout de ce qui précède :

- a) **LE VENT**, en direction et vitesse, résulte de l'action combinée de quatre forces : la force du gradient horizontal de pression ( $F_g$ ), dirigée vers les centres de basse pression, la force de Coriolis ( $F_c$ ), la force centrifuge ( $C$ ) et les forces de frottement ( $W$ ).
- b) **LE VENT GEOSTROPHIQUE** résulte de l'équilibre des forces du gradient de pression et de Coriolis ( $F_g$  et  $F_c$ ).
- c) **LE VENT DE GRADIENT** résulte de l'équilibre des mêmes forces et de la force centrifuge ( $F_g$ ,  $F_c$  et  $C$ )
- d) **LE VENT DE SURFACE** résulte de l'équilibre des quatre forces ci-dessus.

Il tourne dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour d'une dépression, EN CONVERGEANT VERS LE CENTRE ; il tourne dans le sens Horlogique autour d'une Haute pression EN DIVERGEANT du centre (fig. 6.8).

e) Par rapport au vent de gradient :

- la déviation du vent de surface peut varier de 15 à 45° ; en moyenne de 30° au-dessus des terres et 10 à 20° au-dessus des mers ;
- la vitesse du vent de surface peut être réduite de 30 à 60 % suivant la nature de la surface (fig. 6.9).

On peut estimer le vent en altitude, à partir du vent de surface, au moyen de la règle classique :

**EN ALTITUDE, LE VENT EST PLUS FORT ET TOURNE A DROITE**

Exemple: Si le vent au sol est 230°/10 kt, on peut estimer qu'il sera à 2000 ft : 260°/15 kt.

f) La vitesse du vent est proportionnelle au gradient de pression ; elle augmente donc avec le resserrement des isobares. Les isobares étant plus rapprochées dans les dépressions, la vitesse du vent y est supérieure à celle qui existe dans les anticyclones. (fig. 6.6)

*Fig 6.8 Vent en surface*

*Fig 6.9 Variation du vent en vitesse et en direction dans la couche de frottement*

### 6.3.5

## **Effets du vent dans les cyclones et anticyclones**

L'air qui pénètre en "s'enroulant" vers le centre d'une dépression (fig. 6.8) chasse l'air précédemment en place et le mouvement ascendant favorise une condensation génératrice de nuages et de pluie.

Autour d'une haute pression, le vent s'échappe en se "déroulant" et est remplacé par de l'air descendant des couches supérieures ; l'affaissement provoqué entraîne la disparition des nuages. Ce mouvement descendant est appelé SUBSIDENCE.

## **Action perturbatrice du sol et du relief sur l'écoulement de l'air**

Les types de vents étudiés ci-dessus se rapportent aux grands courants liés aux dépressions et anticyclones. Nous n'avons pas tenu compte du relief ni de situations locales qui perturbent la régularité de l'écoulement de l'air ou qui créent des vents locaux dont la direction et la vitesse peuvent être très différentes du vent de gradient.

### 6.4.1

## **Influence thermique du sol**

### 6.4.1.1

## **Brise de mer et brise de terre (Fig. 6.10)**

Par suite de l'échauffement inégal du sol et de l'eau sous l'effet du rayonnement solaire, l'amplitude des variations diurnes de température est beaucoup plus importante au-dessus de la terre qu'au-dessus de l'eau.

Le jour, en bordure de mer, le sol se réchauffe plus vite que la surface des eaux. A son contact, l'air s'échauffe et s'élève. Il se crée un gradient de pression dirigé vers la terre et une circulation de l'air s'établit dans le même sens : c'est la BRISE DE MER.

La nuit, les conditions sont inversées ; le sol se refroidit plus vite que la surface des eaux. L'air, à son contact, se refroidit plus vite et la pression augmente. Un gradient de pression s'établit en sens inverse du précédent et l'air circule vers le large ; c'est la BRISE DE TERRE.

Ces brises peuvent renforcer ou atténuer les grands courants généraux, selon le sens de circulation.

*Fig. 6.10*

### 6.4.1.2

## **Brisés de pente et de vallée**

La nature du relief peut être la cause d'importants contrastes de température dans les couches d'air voisines du sol. Les perturbations du champ de pression qui en résultent peuvent influencer fortement la direction et la vitesse du vent ; c'est la cause principale des brises de pente et de vallée que l'on rencontre en montagne.

*Fig 6.11*

### **a) Brisés de pente**

Les pentes ensoleillées et l'air en contact s'échauffent plus vite que l'air qui surplombe la vallée (fig. 6.11). Une différence de pression s'établit entre les pentes et la vallée ; l'air chaud s'élève et est remplacé par de l'air froid qui remonte le long des pentes : c'est la BRISE MONTANTE ou VENT ANABATIQUE.

La nuit, au contraire, l'air au contact des pentes se refroidit plus vite que la masse d'air qui surplombe la vallée et s'écoule vers le fond de la vallée ; c'est la BRISE DESCENDANTE ou CATABATIQUE.

## b) Brises de vallée

On enregistre souvent des différences de température importantes entre une masse d'air située au creux d'une vallée et celle située au-dessus de la plaine voisine. En effet, pour une même insolation, le volume d'air contenu dans la vallée est inférieur à celui qui existe au-dessus de la plaine ; il se réchauffe et se refroidit donc plus vite.

Par le même mécanisme que ci-dessus, un gradient de pression s'établit entre la plaine et la vallée, créant un vent dirigé vers la vallée durant la journée (brise montante) et en sens inverse durant la nuit (brise descendante).

Généralement, brises de pente et de vallée se combinent pour former une circulation résultante assez complexe (fig. 6.12).

*Fig 6.12 Brises de vallée, montante et de descente*

6.4.2

## Influence mécanique du relief

Deux phénomènes peuvent prendre un aspect dangereux pour l'aviation, à savoir la turbulence et les courants verticaux.

LA TURBULENCE est une agitation tourbillonnaire de l'air résultant de variations brusques du vent en direction et en vitesse. Elle peut être d'origine :

- **MECANIQUE**, lorsque l'écoulement du vent est perturbé par un obstacle, ou lorsque des courants de vitesses et de directions différentes s'entrecroisent (fig. 6.13 et 6.14)
- **THERMIQUE**, lorsque l'écoulement du vent est perturbé par des courants verticaux de convection.

Fig 6.13. et 6.14

**LES COURANTS VERTICAUX**, sont causés par le relief qui dévie le vent ou par la forte convection qui crée les nuages à grand développement vertical. Ils peuvent être très dangereux pour l'aviation.

Quand un courant aérien se heurte à un obstacle, il doit le contourner et, de ce fait, changer brutalement de direction dans le sens vertical et horizontal (fig. 6.14). Le côté exposé au vent est une zone de fortes ascendances; le côté opposé est une zone de "rabbattants" et de turbulence qui s'étend parfois sur de longues distances et jusqu'à des altitudes élevées. (ondes orographiques).

Les turbulences dues au relief sont souvent violentes et dangereuses ; elles peuvent causer des pertes d'altitude brutales et importantes, même dans nos régions où nous connaissons, dans nos Ardennes, un aéroport réputé pour la difficulté des atterrissages et décollages en zone turbulente !

Nous reparlerons des turbulences et des courants verticaux au chapitre 12 consacré aux phénomènes dangereux pour l'aviation.

**LES EFFETS DE VALLEE** se produisent en région montagneuse (fig. 6.15).

Lorsque le vent s'oriente dans l'axe d'une vallée, sa vitesse peut augmenter considérablement, par effet de Venturi, dans les passages étroits. L'écoulement est fortement perturbé à l'entrée d'un étranglement par un courant ascendant, et à la sortie par un courant descendant turbulent. C'est le cas par exemple du Mistral qui est un vent du nord qui s'engouffre dans la vallée du Rhône où sa vitesse atteint souvent 50 kt.

Lorsque le vent souffle perpendiculairement à l'axe d'une vallée celle-ci peut être le siège de fortes turbulences créées par des courants ascendants le long du versant "sous le vent" et des courants descendants le long du versant "au vent".

## Etats, origine et importance de l'eau dans l'atmosphère

L'atmosphère contient de l'eau en permanence. Elle s'y trouve en quantités variables sous ses trois états physiques bien connus :

- gazeux (vapeur invisible) ;
- liquide (pluie, nuages, brouillard, bruine) ;
- solide (neige, grêle, grésil, aiguilles de glace).

L'eau joue un rôle très important dans l'atmosphère : celui de **REGULATEUR THERMIQUE** qui amortit les variations de température. Elle possède en effet une grande inertie thermique ; elle s'échauffe ou se refroidit lentement. Elle freine aussi le refroidissement nocturne en absorbant une partie du rayonnement terrestre.

C'est ainsi que dans les régions équatoriales très humides les écarts de température sont minimes vis-à-vis des écarts très importants qui se produisent dans les régions désertiques où l'air est très sec.

Les principales sources d'eau dans l'atmosphère sont :

- l'évaporation à la surface des masses liquides (océans, lacs, fleuves...) ;
- la sublimation des champs de neige et de glace ;
- l'évapo-transpiration des végétaux.

### L'eau dans l'atmosphère

7.2

## Phénomènes de changement d'état de l'eau

**a) VAPORISATION** : passage de l'état liquide à l'état gazeux. Cette transformation nécessite une certaine quantité de chaleur (calories).

**L'EVAPORATION** est une vaporisation lente qui se produit à toute température et uniquement à la surface libre du liquide.

Pour une température et une pression données, il existe une quantité maximum de vapeur qui peut être admise dans un volume d'air déterminé (v.§ 7.3) et correspondant à la **SATURATION**.

## Figure

**b) CONDENSATION** : passage de l'état gazeux à l'état liquide. Ce phénomène, inverse du précédent, s'effectue avec libération de chaleur.

Il ne peut s'effectuer qu'en présence de "noyaux de condensation", capables de fixer les molécules d'eau (poussières, particules, sels marins...).

La condensation peut s'effectuer par diminution de la température, par augmentation de la pression de vapeur (voir § 7.3) ou les deux.

S'il n'y a pas de noyaux de condensation, il peut se produire une **SURSATURATION**.

**c) FUSION** : passage de l'état solide à l'état liquide.

La fusion s'effectue à température constante et nécessite une certaine quantité de chaleur.

**d) CONGELATION** : passage de l'état liquide à l'état solide.

Cette transformation se fait avec libération de chaleur, à température constante (point de congélation).

Lorsque l'eau est refroidie à une température inférieure à son point de congélation, elle peut demeurer à l'état liquide. Elle est dite alors en **SURFUSION** ; celle-ci peut cesser par simple agitation, par introduction d'un cristal de glace ou par contact avec un corps étranger (verglas...). Ceci peut être dangereux pour la cellule de l'avion! (icing)

e) **SUBLIMATION** : passage de l'état solide à l'état gazeux (ou l'inverse encore appelé condensation solide), sans passage par l'état liquide (sublimation des champs de neige ou de glace).

Toutes ces transformations jouent des rôles importants, elles sont liées à la pression et à la température et nous y reviendrons au fil des chapitres suivants.

## L'humidité de l'air

7.3.1

## La tension de vapeur

La pression atmosphérique est le poids d'une colonne d'air par unité de surface. Ce poids est évidemment la somme des poids de tous les gaz qui le composent. En conséquence la pression atmosphérique de l'air humide est la somme des pressions partielles de la vapeur d'eau et de l'air sec.

La TENSION DE VAPEUR ( $e$ ) est la pression partielle de la vapeur d'eau contenue dans l'air. Elle est de l'ordre de 10 à 20 hPa.

La TENSION DE VAPEUR SATURANTE ( $e_s$ ) est la tension de vapeur maximale pour une température et une pression données. Il y a en effet une limite maximale de la teneur de l'air en vapeur d'eau. La tension de vapeur saturante augmente avec la température si la pression reste constante. A température constante, elle diminue quand la pression augmente.

7.3.2

## L'humidité relative

L'humidité absolue de l'air, exprimée en tension de vapeur ou en grammes d'eau par unité de volume d'air ne permet pas d'expliquer l'évolution de certains phénomènes. C'est pourquoi on définit, en météorologie, l'état hygrométrique de l'air par son HUMIDITE RELATIVE, qui est le rapport de la tension de vapeur à la tension de vapeur saturante:

$$HR = e / e_s$$

La difficulté de mesurer des pressions partielles a conduit à modifier cette définition, et à utiliser les grandeurs suivantes :

- **LE RAPPORT DE MELANGE (W)**, qui est la masse de vapeur d'eau, exprimée en grammes, contenue dans 1 kg d'air sec.
- **LE RAPPORT DE MELANGE SATURANT ( $W_s$ )**, qui est la masse maximum de vapeur que peut contenir un kg d'air sec, à température et pression déterminée.
- **L'HUMIDITE RELATIVE (U)**, qui est le rapport  $W / W_s$ , exprimé en % :

$$U (\%) = (W / W_s) \times 100$$

Le rapport de mélange saturant ( $W_s$ ), pour une pression donnée, varie avec la température (fig. 7.1). Il en est donc de même pour l'humidité relative de l'air lorsque son rapport de mélange est constant.

*Fig 7.1 Courbe d'équilibre...*

EXEMPLES:

- Soit de l'air à une température de 20°C, avec un rapport de mélange  $W = 10$  gr/kg (point A sur la fig. 7.1). Pour cette température, le rapport de mélange saturant vaut  $W_s = 14,9$  gr/kg. D'où l'humidité relative :  $U = (10 \times 100) / 14,9 = 67 \%$
- Si on augmente la quantité de vapeur d'eau, à même température, le point A se déplace en D lorsque le rapport de mélange est égal au rapport de mélange saturant  $W = W_s$ . L'humidité

relative est alors de 100 %. Tout supplément de vapeur d'eau ajoutée à ce moment devra se condenser.

- Sans changer le rapport de mélange ( $W = 10 \text{ gr/kg}$ , point A), si la température passe de 20 à 40°C (point B), l'humidité relative devient :  $U = (10 \times 100)/49,5 = 20 \%$ . On éprouverait alors une sensation de sécheresse bien que la quantité de vapeur d'eau ( $W$ ) n'ait pas varié.
- Toujours sans changer  $W$ , si la température descend à 10°C (point C), il ne peut rester que 7,7 gr/kg de vapeur. L'excédent se condense et l'humidité relative  $U = 100 \%$ .

7.3.3

## Température du point de rosée

**PAR DEFINITION, LE POINT DE ROSEE ( $T_d$ ) EST LA TEMPERATURE A LAQUELLE IL FAUT REFROIDIR L'AIR, A PRESSION CONSTANTE, POUR L'AMENER A SATURATION.**

Dans l'exemple précédent, la température du point de rosée de l'air représenté par le point A (fig. 7.1), est donc celle qui correspond au point E, soit 14°C.

Si la température continue à diminuer, p. ex. jusque 5°C, la température du point de rosée diminue également jusque 5°C, en suivant la courbe d'équilibre jusqu'à C' ; l'excès de vapeur se condense sous forme de gouttelettes d'eau.

La détermination de l'humidité de l'air se fait à partir de la mesure de la température "sèche" et de la température mesurée à l'aide d'un thermomètre "mouillé". Des diagrammes ou tableaux permettent d'en déduire le point de rosée  $T_d$  qu'il suffit de comparer à la température réelle de l'air pour obtenir une estimation de l'humidité. En effet, si l'on se reporte à l'exemple du § 7.3.2 (fig. 7.1), on voit que le point A correspond à une température  $T = 20^\circ\text{C}$  et une humidité relative de 67 %, tandis que le point B correspond à  $T = 40^\circ\text{C}$  et  $U = 20 \%$ .

Dans les deux cas, la température du point de rosée, correspondant au point E, est  $T_d = 14^\circ\text{C}$ .

**On voit donc que L'ECART ( $T - T_d$ ) EST D'AUTANT PLUS FAIBLE QUE L'HUMIDITE RELATIVE EST GRANDE.**

A la limite, si  $T = T_d$ , l'air est saturé, et une chute minimale de la température ou une augmentation minimale de l'humidité provoquera la condensation et la formation de brouillard si le vent est faible.

**C'est pourquoi un pilote doit tenir compte de l'écart entre la température et le point de rosée, qui lui sont communiqués dans les messages "météo".**

Imaginons en effet qu'un pilote veuille décoller au lever du soleil alors que  $T = 10^\circ\text{C}$  et  $T_d = 9^\circ\text{C}$ . Il doit savoir que la température continue à descendre après le lever du soleil (voir § 2.5.2) et qu'il y a un risque de formation de brouillard alors qu'il sera en vol.

Autre exemple : les données de l'aérodrome de départ à 17 h. sont  $T = 10^\circ\text{C}$  et  $T_d = 6^\circ\text{C}$ , tandis qu'au même moment, celles de l'aérodrome de destination sont  $T = 10^\circ\text{C}$  et  $T_d = 9^\circ\text{C}$ . S'il doit arriver à 18 h., il y a de fortes chances que la température aura diminué jusqu'au point de rosée, avec formation de brouillard.

7.3.4

## Variations de l'humidité relative

Comme pour la pression et la température, nous constatons des variations régulières et des variations irrégulières de l'humidité relative.

En général, le rapport de mélange varie peu au cours d'une journée. Par contre l'humidité relative varie au cours d'une journée en sens inverse de la température ; elle est forte le matin (où la température atteint son minimum, après le lever du soleil), ce qui explique la fréquence des brouillards matinaux.

On observe aussi des variations irrégulières dues aux changements de masse d'air en un même lieu.

Enfin, dans une même masse d'air, l'humidité relative augmente avec l'altitude par suite de la diminution de la température.

### 7.3.5

#### Mesure de l'humidité relative

Cette mesure peut se faire à l'aide de deux types d'instruments :

**a) l'hygromètre à cheveux**, qui utilise la propriété du cheveu de varier de longueur suivant l'humidité de l'air. Ces variations sont transmises à une aiguille mobile devant un cadran gradué en humidité relative (lecture directe).

**b) le psychromètre**, qui est constitué de 2 thermomètres à mercure, dont l'un a son bulbe mouillé par une mousseline humide. L'évaporation de l'eau sur le réservoir est d'autant plus intense que l'air est plus sec ; elle se fait avec absorption de chaleur du mercure dont la température devient plus faible que celle du thermomètre "sec". La différence de température des deux thermomètres sert à calculer l'humidité relative, au moyen de tables ou de diagrammes, ainsi que le point de rosée  $T_d$ .

#### Représentation de l'état de l'air

L'air non saturé peut être considéré comme un gaz parfait dont le comportement est régi par la relation  $p.v = R.T$ , dans laquelle  $p$  est la pression,  $v$  le volume,  $T$  la température absolue et  $R$  une constante dépendant de la nature du gaz.

Cette relation montre que si l'un des paramètres varie, l'un des deux autres, ou les deux, doi(ven)t aussi varier.

L'ETAT d'un volume d'air donné est donc défini par la PRESSION et la TEMPERATURE.

D'autre part la COMPOSITION de l'air humide peut être définie par son RAPPORT DE MELANGE ( $W$ ).

Pour représenter l'état de l'air, les météorologistes utilisent des diagrammes comportant, notamment, 3 réseaux de courbes : des isobares, des isothermes et des courbes d'égal rapport de mélange saturant (voir annexe 2).

Les sondages aérologiques permettent de connaître à un moment déterminé la température "sèche" ( $T$ ) et le point de rosée ( $T_d$ ) à différentes altitudes. Il suffit donc, pour représenter l'état de l'atmosphère, de reporter ces points sur un diagramme "altitude-température" (fig. 7.2).

La courbe joignant les points  $T$  est la COURBE D'ETAT ou COURBE D'ENVIRONNEMENT.

La courbe joignant les points  $T_d$  est la COURBE DES POINTS DE ROSEE.

Comme on l'a vu, l'écart ( $T - T_d$ ) varie en raison inverse de l'humidité relative (écart faible = humidité importante).

#### Transformations adiabatiques de l'air

La transformation d'un volume d'air est dite ADIABATIQUE lorsqu'elle s'effectue SANS ECHANGE DE CHALEUR avec le milieu environnant.

D'une manière générale, en météorologie, on admet que les phénomènes se produisent de manière adiabatique dans une masse d'air donnée. Ceci signifie que chaque volume d'air étudié est considéré comme isolé et n'échangeant pas de chaleur avec le milieu voisin. Il s'agit d'une approximation, mais qui se justifie par les déplacements suffisamment rapides des particules d'air et par leur inertie thermique ; on admet donc que l'échange de chaleur n'a pas le temps de s'opérer avec le milieu traversé.

On sait que pour comprimer un certain volume d'air, il faut produire un travail mécanique ; ce travail se transforme en chaleur. Si celle-ci ne peut pas s'évacuer rapidement, elle sert à élever la température de l'air comprimé.

Inversement, si un volume d'air se détend, il fournit un travail et se refroidit.

Ainsi, chaque fois qu'une particule d'air est soumise, pour une raison quelconque (mécanique ou thermique), à un mouvement ascendant, sa pression diminue ainsi que sa température.

On distingue deux cas (Fig. 7.3) :

a) DETENTE ADIABATIQUE SECHE : si la particule d'air en question n'est pas saturée, sa température diminue de  $10^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$ , soit  $\pm 3^{\circ}/1000\text{ ft}$  (ceci est valable, que l'air soit sec ou humide, tant qu'il n'est pas saturé).

b) DETENTE ADIABATIQUE SATUREE (ou pseudo-adiabatique) : dans ce cas la température diminue d'environ  $5^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$  (soit  $\pm 1,5^{\circ}/1000\text{ ft}$ ), dans les basses couches. Ceci résulte de la libération de chaleur due à la condensation qui freine la diminution de température due à la détente.

Considérons une particule d'air au sol à  $20^{\circ}\text{C}$ , forcée de s'élever en altitude. Son rapport de mélange (W) ne varie pas s'il n'y a pas d'apport de vapeur d'eau, mais sa température diminue de  $10^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$ , suivant l'adiabatique sèche (Fig. 7.4)

Fig 7.3 Adiabatiques

Si on a tracé, par ailleurs, pour le même rapport de mélange (W), la courbe de variation de Td en fonction de l'altitude, l'intersection de cette courbe et de l'adiabatique sèche détermine le NIVEAU DE CONDENSATION de la vapeur d'eau contenue dans la particule d'air, c'est-à-dire l'altitude à laquelle s'opère la condensation et, par conséquent, le début de la formation des nuages. (voir annexe 2)

La détermination du niveau de condensation permet, comme on le verra plus loin, de définir le type des nuages qui se formeront, selon le degré de stabilité ou d'instabilité de l'air.

Fig 7.4 Niveau de condensation

## Stabilité et instabilité

### 7.6.1

#### Définitions (fig. 7.5)

Un corps est dit en équilibre :

- STABLE si, lorsqu'on l'écarte de sa position d'origine, il y revient spontanément.
- INDIFFERENT si, lorsqu'on l'écarte de sa position d'origine, il reste dans sa nouvelle position.
- INSTABLE si, lorsqu'on l'écarte de sa position d'origine, il continue à s'en écarter spontanément.

Fig. 7.5

### 7.6.2

#### Equilibre vertical d'une particule d'air

Une particule d'air de volume V, au sein de l'atmosphère, est soumise à deux forces :

- Son POIDS, dirigé vers le bas ( $\mathbf{P} = \mathbf{V} \cdot \rho \cdot \mathbf{g}$ )
- La POUSSEE D'ARCHIMEDE, dirigée vers le haut ( $\mathbf{A} = \mathbf{V} \cdot \rho' \cdot \mathbf{g}$ )

Si la particule et l'atmosphère qui l'entoure ont la même masse volumique, les deux forces A et P sont égales et la particule est en équilibre indifférent.

On a vu par ailleurs (§4.2), que la masse volumique de l'air, pour une même pression, est inversement proportionnelle à la température.

fig 7.6

Par conséquent si Tp est la température de la particule et Ta celle de l'atmosphère extérieure, on aura :



- si  $T_p > T_a$ ,  $P < A$  : la particule s'élève
- si  $T_p = T_a$ ,  $P = A$  : la particule reste en équilibre
- si  $T_p < T_a$ ,  $P > A$  : la particule descend.

7.6.3

### Critères de stabilité

Si un volume d'air non saturé est soumis à un mouvement ascendant sous l'action d'une perturbation quelconque, il subit une détente adiabatique et se refroidit de  $10^\circ\text{C}/1000\text{ m.}$  (de  $5^\circ\text{C}/1000\text{ m.}$  s'il est saturé). Trois cas peuvent se présenter (fig. 7.7) :

#### a) ATMOSPHERE STABLE :

La masse d'air se refroidit plus vite que l'air environnant ; sa température est donc constamment inférieure à celle de l'environnement et elle reviendra à sa position initiale dès que cessera la cause de l'ascendance.

L'ADIABATIQUE EST A GAUCHE DE LA COURBE D'ETAT

#### b) ATMOSPHERE INSTABLE :

La masse d'air se refroidit moins vite que l'air environnant ; sa température est constamment supérieure à celle de l'environnement et elle continue à s'élever, même lorsque la cause de l'ascendance disparaît.

L'ADIABATIQUE EST A DROITE DE LA COURBE D'ETAT

#### c) ATMOSPHERE INDIFFERENTE :

La masse d'air reste constamment à la même température que celle de l'air environnant ; elle reste dans la position qu'elle occupe lorsque cesse la cause de l'ascendance.

L'ADIABATIQUE EST CONFONDUE AVEC LA COURBE D'ETAT

*Fig. 7.7 - Stabilité et instabilité*

REMARQUES:

1. Il y aura STABILITE ABSOLUE si la courbe d'ETAT est à droite de l'adiabatique SATUREE.
2. Il y aura INSTABILITE CONDITIONNELLE si la courbe d'ETAT est située entre les deux adiabatiques. (fig. 7.8)

En effet :

Si une particule d'air non saturé, atteignant le niveau de condensation (1), continue à être soulevée, son refroidissement se fera, à partir de ce niveau, suivant l'adiabatique saturée.

Si le mouvement s'arrête entre le niveau (1) et le niveau (2), où l'adiabatique saturée coupe la courbe d'état, la particule restera stable. Dans le cas contraire, l'instabilité se déclenche au niveau (2).

*Fig. 7.8 - Instabilité conditionnelle*

3. Suivant la position relative des adiabatiques et de la courbe d'ETAT relevée par sondage, le météorologiste pourra prévoir le type de nébulosité, (nuages cumuliformes en atmosphère instable et stratiformes en atmosphère stable) et le degré d'instabilité (voir annexe 2).

### Généralités

Au sens commun du terme, VISIBILITE signifie : qualité, ou caractère de ce qui est visible, discernable ou encore "possibilité de voir".

En aviation générale, nous volons dans des conditions météorologiques permettant le vol à vue (VMC = Visual Meteorological Conditions), suivant les règles de vol à vue (VFR = Visual Flight Rules) qui fixent des limites réglementaires de visibilité, en fonction des espaces aériens dans lesquels s'effectuent ces vols.

Indépendamment des limitations réglementaires, il est nécessaire d'avoir une bonne visibilité.

**En météorologie aéronautique, la VISIBILITE, dans une direction déterminée, est la plus grande distance à laquelle un objet peut être parfaitement distingué sur son arrière-plan (de jour) ou à laquelle une lumière peut être aperçue (de nuit).**

Les principaux facteurs qui peuvent réduire la transparence de l'air et, par conséquent, la visibilité sont :

- les poussières, naturelles ou artificielles, de toutes natures ;
- les hydrométéores qui sont, à l'exception des nuages, tous les phénomènes qui se présentent sous forme de particules d'eau liquide ou solide, tombant à travers l'atmosphère (précipitations de bruine, pluie, neige, grésil, grêle) ou en suspension (brume, brouillard).

Nous n'envisageons ici que les brumes et brouillards ; les précipitations seront examinées au chapitre 9.

**Brume, brouillard et visibilité**

## 8.2 - Définitions

Le BROUILLARD est constitué de gouttelettes d'eau, de tailles microscopiques, en suspension dans l'air, provoquant une diffusion intense de la lumière.

PAR CONVENTION, en météorologie aéronautique, on utilise les termes suivants :

- **BROUILLARD, lorsque la visibilité horizontale au sol est inférieure à 1 km, dans une direction au moins.**
- **BRUME, lorsque la visibilité horizontale au sol est comprise entre 1 et 5 km.**

## 8.3 - Classification des brouillards

Les brouillards résultent tous de la CONDENSATION de la vapeur d'eau atmosphérique en gouttelettes microscopiques, en quantité suffisante pour réduire la visibilité à moins de 1 km (on peut admettre qu'une quantité de 0,5 gr d'eau condensée par kg d'air suffit à créer un brouillard dense).

On peut les classer comme suit, selon leur processus de formation :

a) Brouillards d'évaporation (de lac, mer, rivière...)

b) Brouillards dus au refroidissement de l'air :

- brouillard de rayonnement ;
- brouillard d'advection ;
- brouillard de pente (refroidissement adiabatique).

c) Brouillards de mélange.

Deux ou plusieurs de ces processus peuvent évidemment se produire simultanément.

Lorsque sa température est négative (entre 0 et  $-25^{\circ}\text{C}$ ), le brouillard peut être constitué d'un mélange de gouttelettes d'eau surfondue et de cristaux de glace. La concentration de ces cristaux augmente nettement en dessous de  $-12^{\circ}\text{C}$ . Il s'agit alors de brouillard givrant.

## 8.4 - Brouillard d'évaporation

Le brouillard d'évaporation se forme par apport excessif de vapeur d'eau provenant de l'évaporation de grandes surfaces liquides ou humides. Il est fréquent au-dessus des mers, lacs, rivières, au lever du soleil et disparaît généralement assez vite avec l'augmentation de la température.

Il apparaît également dans l'air froid, sous un front chaud (v. chap. 11) par évaporation des précipitations provenant de l'air chaud ; il se forme, au sommet de l'air froid, une couche de stratus qui peut s'abaisser progressivement jusqu'au sol, surtout en fin de journée, par disparition des turbulences dues au rayonnement solaire. Une descente brutale de ce type de brouillard constitue un danger pour l'aviation.

## 8.5 - Brouillard de rayonnement

Le refroidissement des couches basses, par rayonnement nocturne du sol, peut provoquer la saturation et la condensation sous forme de bancs de brouillard, si l'humidité et le refroidissement sont suffisants. Ce refroidissement est plus marqué en l'absence de nuages.

Dans nos régions tempérées, on l'observe surtout de l'automne au printemps, en situation cyclonique (haute pression) ou de marais barométrique.

En terrain accidenté, le brouillard occupe surtout les vallées où l'air plus froid, donc plus lourd, s'écoule par pesantement.

La formation et l'évolution du brouillard de rayonnement dépend également de la vitesse du vent :

- si le VENT EST CALME ( $< 2$  kt), le refroidissement ne concerne qu'une mince couche d'air en contact avec le sol et détermine la formation de gelée blanche ou de rosée, suivant la température ;
- si le VENT EST MODERE (2 à 6 kt), la turbulence répartit le refroidissement dans une couche plus épaisse qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres ;
- un VENT de plus de 6 kt provoque une turbulence telle que le volume de répartition du refroidissement est trop important pour provoquer la condensation dans les couches basses ; il se forme alors des stratus.

Le brouillard de rayonnement subsiste jusqu'après le lever du soleil (température minimum) et peut :

- se dissiper à mesure que le sol se réchauffe ;
- s'élever pour former des stratus qui eux-mêmes s'évaporent ;
- persister toute la journée si le sol ne se réchauffe pas et même se "densifier" par apport de fumées dans les régions industrielles pour donner le smog (contraction de smoke [fumée] et fog [brouillard]).

Le brouillard de rayonnement est d'autant plus dangereux pour l'aviation, qu'il se produit :

- par vent faible et ciel dégagé, conditions qui paraissent favorables au vol ;
- très souvent quand la pression atmosphérique est élevée.

## 8.6 - Brouillard d'advection

Le brouillard d'advection est dû au DEPLACEMENT HORIZONTAL (= ADVECTION) d'une masse d'air chaud et humide sur une surface plus froide (sol ou mer), dont la température est inférieure à la température du point de rosée de la masse d'air. Les circonstances favorables à sa formation sont :

- humidité élevée ;
- grande différence de température entre la surface et la masse d'air ;
- vent modéré ne créant pas de turbulences capables de l'élever et le transformer en stratus.

Il peut se former à tout moment de la journée et en toutes saisons et disparaître s'il se déplace sur un sol plus chaud.

Le brouillard côtier en hiver est un exemple de brouillard d'advection.

## 8.7 - Brouillard de pente

De l'air stable poussé le long des pentes peut atteindre, par détente adiabatique, son niveau de condensation et former un brouillard (ou un nuage suivant la position de l'observateur) s'accrochant au relief. Ce brouillard qui cache les sommets est toujours dangereux pour l'aviation.

## 8.8 - Brouillard de mélange

Si deux masses d'air de températures différentes, mais proches de la saturation, entrent en contact et se mélangent par brassage, la température du mélange se situe entre les deux températures d'origine et il peut y avoir condensation si les conditions de température et d'humidité sont réunies.

## 8.10 - Influence des particules solides

Les poussières naturelles ou artificielles (fumées et pollutions diverses) peuvent rester en suspension dans l'air, seules ou mélangées au brouillard, spécialement en conditions de haute pression où une inversion de température les maintient dans les couches basses.

Elles peuvent être suffisamment denses pour réduire la visibilité, même en l'absence de brouillard (on l'appelle alors "BRUME SECHE"). En cas de brouillard, elles accélèrent sa formation par leur rôle de noyaux de condensation.

## 8.11 - Visibilité au sol

Les observateurs estiment la VISIBILITE HORIZONTALE en observant des points de repères situés à des distances connues. Elle varie souvent avec la direction observée.

Pour l'aviation, la visibilité communiquée est la plus mauvaise des observations effectuées en un même point. Elle est exprimée en mètres si elle est inférieure à 5 km et en km au-delà (QBA, dans le code Q). Toutefois:

- Si la visibilité minimum est < 5 km et que la visibilité maximum lui est supérieure d'au moins 50%, on indique le secteur géographique (N, NE, SE, ...) correspondant à la visibilité minimum.

- Si la visibilité minimum est < 1500 m et que la visibilité maximum est > 5 km, celle-ci est également indiquée (voir § 13.6).

## 8.12 - Visibilité en vol

La visibilité horizontale au sol, surtout si elle est réduite par la brume <sup>(1)</sup>, est une donnée importante. Mais le pilote devra, à partir de cette donnée, estimer la visibilité EN VOL, d'où l'éclairage et le fond sur lequel se détachent les objets sont très différents.

**Le pilote doit VOIR le sol EN AVANT ET AU-DESSOUS** de lui ; il devra estimer la visibilité OBLIQUE et VERTICALE (fig. 8.1 et 8.2).

**La visibilité oblique, dans la brume**, est pratiquement toujours inférieure à la visibilité horizontale ou verticale en raison de la plus grande longueur du rayon visuel traversant la brume ou le brouillard.

**La visibilité "face au soleil"** (into the sun) est toujours moins bonne qu'avec le soleil "dans le dos" (down-sun) ; elle peut être nulle dans la brume ou provoquer l'éblouissement et on ne pourra souvent voir le sol que dans un cône vertical étroit. Il sera parfois nécessaire de demander un changement de piste pour pouvoir atterrir ou décoller "dos au soleil", surtout en cas de brume.

**La nuit, la visibilité sera la meilleure face à la lune** dont la clarté met bien évidence les obstacles et le relief (la lune se lève à l'Est, comme le soleil !).

**Le vol dans la brume est toujours pénible et souvent dangereux (risques d'abordage).**

**La visibilité est toujours réduite dans toutes les précipitations** (v. chap. 9), où elle peut varier de 0 à  $\pm 3000$  m, suivant le type de précipitation.

## **Fig. 8.1 – Vol au-dessus de la brume**

## **Fig.8.2 – Vol dans la brume**

(1) Nous ne parlons ici que de la brume, étant donné que le brouillard, correspondant à une visibilité inférieure à 1 km interdit le vol en VFR.

# ***Les nuages et les précipitations***

## **9.1 - Définition**

Les nuages (et le brouillard) sont formés d'un ensemble visible de fines particules d'eau liquide (nuages de gouttelettes) ou solide (nuages de cristaux de glace), maintenues en suspension dans l'air par des courants ascendants.

N.B. : Les nuages ne diffèrent du brouillard que par leur altitude. Si la condensation se produit à plus de quelques dizaines de mètres du sol, il s'agit de nuages. Si elle commence au sol ou très près du sol, il s'agit de brouillard.

La masse nuageuse sera un "nuage" pour un observateur en plaine, mais du "brouillard" pour un observateur plongé dans la masse, au sommet d'une colline.

## **L'atmosphère**

## **9.2 - Classification des nuages**





Les nuages sont en constante évolution et peuvent se présenter sous une infinité de formes. Il est cependant possible de définir un nombre limité de formes caractéristiques. La classification établie par l'Organisation Météorologique Mondiale comporte dix "genres" de nuages.

Ces dix genres se rencontrent dans trois tranches d'altitude appelées étages :

- l'étage SUPERIEUR : au-dessus de 6000 m.(20000 ft)
- l'étage MOYEN : de 6000 à 2000 m.(20000 à 7000 ft)
- l'étage INFÉRIEUR : de 2000 m. à 0 m. (7000 à 0 ft)

Les limites des différents étages ne sont pas nettement définies et varient avec la latitude. On trouvera, rassemblés au tableau ci-dessous et à la figure 9.1 :

- les aspects caractéristiques des différents groupes de nuages ;
- les noms et abréviations des 10 genres ;
- les limites approximatives des 3 étages dans nos régions.

Étages	Nuages en voile ou en nappe continue, d'aspect assez uniforme, couvrant ou non la totalité du ciel	Nuages en bancs ou en couches plus ou moins continues (aspect ondulé, ridé, en forme de dallage, de lamelle, de galets, de rouleaux ?	Nuages pl séparés	
<b>Supérieur</b> (de 5 à 13 km)	 Nimbo-stratus (Ns) 	Cirrostratus (Cs)	Cirrocumulus (Cc)	Cirrus (Ci)
<b>Moyen</b> (de 2 à 7 km)		Altostratus (As)	Alto cumulus (Ac)	
<b>Inférieur</b> (de 0 à 2 km)		Stratus (St)	Strato-cumulus (Sc)	
<b>Nuages à grande extension verticale</b>  Base presque toujours dans l'étage inférieur  Sommet dans l'étage moyen ou supérieur				

N.B.

- Tous les nuages de l'étage supérieur (Cirrus, Cirrocumulus et Cirrostratus) sont constitués de cristaux de glace.
- Tous les nuages de l'étage moyen sont essentiellement constitués de gouttelettes d'eau (ou de neige en hiver), et de cristaux de glace à la partie supérieure.
- Tous les nuages de l'étage inférieur sont constitués de petites gouttelettes d'eau parfois mêlées à des cristaux de glace si la température descend en dessous de 0°C.

## Fig. 9.1 – Classification des nuages en fonction de leur altitude et de leur mode de formation

### Tableau

#### 9.3 Description des nuages

##### A - ETAGE SUPERIEUR

##### 1. CIRRUS (Ci)

- nuages séparés en forme de filaments blancs et délicats ou de bandes étroites, blancs ou en majeure partie blancs.
- aspect fibreux (chevelu) ou éclat soyeux ou les deux

### Fig

##### 2. CIRROSTRATUS (Cs)

- voile nuageux transparent et blanchâtre couvrant entièrement ou partiellement le ciel.
- aspect fibreux (chevelu) ou lisse, généralement accompagné d'un phénomène de halo

### Fig

##### 3. CIRROCUMULUS (Cc)

- banc, nappe ou couche mince de nuages blancs, sans ombre propre, composés de très petits éléments en forme de granules,

de rides etc. , soudés ou non, et disposés plus ou moins régulièrement. La plupart des éléments ont une largeur apparente inférieure à 1 degré.

## Fig

### B - ETAGE MOYEN

#### 4. ALTOSTRATUS (As)

- nappe ou couche moyenne grisâtre ou bleuâtre, couvrant entièrement ou partiellement le ciel, avec des parties plus minces laissant voir, au moins vaguement, le soleil ;
- aspect strié, fibreux ou uniforme ;
- extension verticale importante, jusqu'à plusieurs centaines de mètres ;
- peut donner de la pluie, de la neige ou des granules de glace.

## Fig

#### 5. ALTOCUMULUS (Ac)

- banc, nappe, ou couche de nuages blancs ou gris, ou les deux, généralement avec des ombres propres, composés de lamelles, galets, rouleaux etc.
- aspect parfois partiellement fibreux ou diffus, soudés ou non ; la plupart des petits éléments disposés régulièrement ont une largeur apparente comprise entre 1 et 5 degrés.

## Fig

#### 6. NIMBO-STRATUS (Ns)

- couche nuageuse grise, souvent sombre, dont l'aspect est rendu flou par des chutes plus ou moins continues de pluie ou de neige.
- Son épaisseur masque complètement le soleil ;
- il existe souvent, sous la couche, des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle.
- gouttelettes d'eau, parfois surfondue, gouttes de pluie ou cristaux et flocons de neige, qui n'atteignent pas toujours le sol.

## Fig

### C - ETAGE INFÉRIEUR

#### 7. STRATO-CUMULUS (Sc)

- banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, ayant des parties sombres, composé de dalles, galets, rouleaux etc. d'aspect non fibreux, soudés ou non, régulièrement disposés ;
- largeur apparente des éléments supérieure à 5°.
- gouttelettes d'eau, avec parfois des gouttes de pluie ou de neige roulée ; rarement des cristaux de glace ou de neige

#### 8. STRATUS (St)

- couche nuageuse généralement grise, à base uniforme, pouvant donner lieu à de la bruine, des prismes de glace ou de la neige en grains (aspect sombre) ;
- le contour du soleil est discernable lorsqu'il est visible au travers de la couche ;
- parfois sous forme de bancs déchiquetés (fracto-stratus) et résulte fréquemment de l'évolution d'un brouillard.

## D - NUAGES A GRANDE EXTENSION VERTICALE

### 9. CUMULONIMBUS (Cb)

- nuage dense et puissant, à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énorme tour. Une partie de sa région supérieure est généralement lisse, fibreuse ou striée et presque toujours aplatie ; elle s'étale souvent sous forme d'enclume ou de vaste panache à la tropopause.
  - en dessous de la base, souvent très sombre, existent souvent des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle et des précipitations.
  - compte tenu de sa grande extension, on y trouve l'eau sous toutes ses formes.
  - ils donnent lieu à de fortes averses de pluie, de neige ou de grêle, parfois à des manifestations orageuses (v § 12.4).
  - les Cb se présentent isolément ou disposés en une file continue.
  - ces nuages, dus à des mouvements de convection thermique intenses, sont le siège de courants ascendants pouvant atteindre 30m/sec (+ de 100 km/h.), donnant lieu à des turbulences considérables.
10. CUMULUS (Cu)

- ce dernier type de nuage est difficile à classer dans l'une ou l'autre catégorie ; la base des cumulus est presque toujours située à l'étage inférieur mais leur sommet se trouve souvent à l'étage moyen ou supérieur ;
- nuages séparés, généralement denses et à contours bien délimités, se développant verticalement en forme de mamelons, de dômes ou de tours, dont la région supérieure bourgeonnante ressemble souvent à un chou-fleur.
- parties éclairées par le soleil d'un blanc éclatant; base relativement sombre, sensiblement horizontale.
- aspect parfois déchiqueté (fracto-cumulus) ;
- constitués principalement de gouttelettes d'eau, ils peuvent donner lieu à des averses de pluie s'ils ont une grande extension verticale.
- cristaux de glace dans les zones à très basse température (<0°C).

## L'atmosphère

### 9.4 - Formation des nuages

Un nuage est le "produit" de la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique, autour de particules en suspension servant de noyaux de condensation.

Tous les nuages sont la conséquence d'un refroidissement de l'air jusqu'à une température inférieure au point de rosée (Td), où apparaît la condensation. Ce refroidissement peut se produire en surface ou dans toute la masse.

N.B. : La saturation de l'air peut également être atteinte par l'évaporation au-dessus des grandes étendues d'eau ou des surfaces très humides.

#### 9.4.1 - Refroidissement en surface

Le refroidissement en surface, ou en couche mince peut être provoqué par :

- a) Le contact de l'air humide avec un sol plus froid ;

L'air humide se refroidit par sa base et il y a condensation. S'il n'y a pas de vent, l'eau condensée se dépose sous forme de rosée. Si le vent est modéré, il y a formation de brouillard. Si le vent est plus fort, le brouillard s'élève pour former des nuages du genre stratus.

- b) Le mélange de deux masses d'air différentes, au voisinage de leur surface de séparation ;

Bien que des masses d'air différentes se mélangent difficilement, des turbulences de relief peuvent réaliser un brassage d'air chaud et humide avec un air froid et sec. La température du mélange peut atteindre le point de rosée et provoquer la condensation (brouillard ou couches de nuages de faible importance).

#### 9.4.2 - Refroidissement dans la masse

Le refroidissement de l'air dans sa masse peut se faire selon deux processus : rayonnement et détente.

Les échanges de chaleur par rayonnement ne sont cependant efficaces que dans l'air nuageux contenant une forte proportion d'eau. Dans l'ensemble, le refroidissement par rayonnement ne joue qu'un rôle secondaire, sauf dans le cas du rayonnement nocturne du sol qui refroidit l'air à son contact, avec formation possible de brouillard.



LA DETENTE EST LE PLUS ACTIF DES PROCESSUS DE REFROIDISSEMENT DANS LA MASSE, et l'on peut dire que les mouvements ascendants de l'air sont la cause principale de la formation des nuages.

Ces mouvements ascendants se rencontrent :

- a) dans les mouvements de CONVECTION THERMIQUE au-dessus de sols chauds (nuages de convection) ;
- b) dans les mouvements d'ASCENSIONS OROGRAPHIQUES ;
- c) dans les TURBULENCES (nuages de turbulence) ;
- d) dans les FRONTS constitués par la rencontre de 2 masses d'air différentes (nuages frontaux).

Le genre de nuages formés dépend de la stabilité ou de l'instabilité de l'air soulevé :

- les nuages stratiformes (Ci, Cs, As, Ns, St) se forment en air STABLE ;
- les nuages cumuliformes (Cu, Ac, Cb) se forment en air INSTABLE.

#### A. - NUAGES DE CONVECTION (fig. 9.2)

Le sol, chauffé par le rayonnement solaire, chauffe à son tour les couches d'air en contact avec lui. L'air chaud s'élève et la courbe d'état se modifie ; elle se déplace en restant pratiquement parallèle à l'adiabatique sèche (T3 - C).

**Le nuage se forme au niveau de condensation et se développe en fonction du degré d'instabilité. Son sommet se trouve à l'intersection de la courbe d'état et de l'adiabatique saturée, donc à la base d'une couche d'air stable.**

L'instabilité et l'humidité peuvent être telles que le cumulus se transforme en cumulonimbus montant jusqu'à la tropopause où il s'étale sous l'inversion.

## Fig 9.2

#### B. - NUAGES DE DETENTE OROGRAPHIQUE

Le vent rencontrant un massif montagneux soulève la masse d'air jusqu'au niveau de condensation ; le type des nuages formés dépend de la stabilité de la masse entraînée :

- a) Si l'air soulevé est stable le niveau de condensation est le même des deux cotés de l'obstacle (Fig. 9.3).

## Fig 9.3 et 9.4

- b) Si l'air soulevé est en instabilité conditionnelle (fig. 9.4), le soulèvement peut provoquer l'instabilité et les nuages formés sont instables (Cu, Cb).

Dans le cas de la fig. 9.4, le niveau de condensation est différent des 2 cotés de l'obstacle.

Au cours du soulèvement, la température de l'air diminue suivant l'adiabatique sèche (A-B) jusqu'au niveau de condensation, et suivant l'adiabatique saturée ensuite.

Les précipitations sur le versant au vent diminuent la quantité d'eau liquide dans le nuage. Au cours de la descente, l'évaporation par compression adiabatique se termine plus tôt, et la base du nuage est plus élevée (C) que sur le versant au vent.

La descente de l'air le long du versant sous le vent se poursuit en suivant l'adiabatique sèche, jusque D ; l'air y est donc plus chaud et plus sec. Ce processus s'appelle l'effet de FOEHN.

#### C. - NUAGES DE TURBULENCE (fig. 9.5)

La turbulence peut être considérée comme le résultat de tourbillons à axes horizontaux. Elle peut se produire à n'importe quelle altitude, mais elle existe toujours dans la couche de frottement, dès qu'il y a du vent.

La turbulence provoque un brassage des couches d'air répartissant l'humidité.

Si celle-ci devient suffisante, les mouvements ascendants résultant de la turbulence peuvent provoquer la saturation et la formation de nuages.

Selon l'altitude, les nuages formés sont du type St, Sc, Ac ou Cc.

Des nuages bas peuvent se former au lever du soleil dont le rayonnement renforce la turbulence ; ils disparaissent plus ou moins vite en fonction de l'augmentation de la température, ou se transforment en Sc ou Cu.

#### **D. NUAGES FRONTAUX**

Comme nous le verrons plus loin (chap. 12), un front est constitué par la rencontre de 2 masses d'air différentes où l'air chaud s'élève au-dessus de l'air plus froid. Le processus de formation des nuages y est semblable à celui résultant de l'ascension orographique.

## **Fig 9.5**

### **9.4.3 - Remarques générales**

La HAUTEUR DE LA BASE des nuages dépend de la température et du degré d'humidité.

La HAUTEUR DU SOMMET des nuages dépend :

- du degré d'instabilité (écart entre la courbe d'état et l'adiabatique saturée) ;
- du degré d'humidité ;
- de la vitesse d'ascension ;
- de la présence d'une inversion au-dessus de laquelle l'air a tendance à descendre et à bloquer l'ascendance.

## **9.5 - Observation des nuages**

### **9.5.1 - La nébulosité**

La NEBULOSITE est la quantité de nuages observés en un endroit. Elle s'évalue en OCTAS (huitièmes) de ciel couvert. On distingue :

- La NEBULOSITE TOTALE, qui est la fraction de ciel occupée par TOUS les nuages visibles ;
- La NEBULOSITE PARTIELLE, qui représente la fraction de ciel occupée par un genre de nuages. C'est cette nébulosité partielle qui intéresse le pilote ; elle est donnée dans les messages "météo". (v. chap. 13)

- Exemples: - un ciel complètement couvert (OVC = OVerCast) correspond à 8 octas ;  
- la moindre ouverture de ciel bleu visible du sol se traduit par 7 octas (BKN = Broken) ;  
- la présence du moindre nuage se traduit par 1 octa (FEW = quelques).

Le tableau suivant donne la correspondance entre les octas et les différents termes et abréviations utilisés pour désigner la nébulosité sur les cartes TEMSI (cartes du temps significatif prévu) et dans les messages d'observations et de prévisions (v. chap. 13).

## **TABLEAU**

### **9.5.2 - Hauteur des nuages et plafond**

L'observation des nuages comporte également la détermination :

- de la HAUTEUR au-dessus du sol ou de l'eau, de la base des différentes couches de nuages ;
- du PLAFOND, qui est la hauteur de la plus basse couche de nuages (en dessous de 20000 ft), qui couvre PLUS DE LA MOITIE DU CIEL.

Dans les messages, ces hauteurs s'expriment en centaines de pieds.

N.B. : Dans le code Q, QBB désigne la hauteur de la base des nuages au-dessus de l'altitude officielle d'un aérodrome.

Les cartes TEMSI (voir § 13.5) donnent l'ALTITUDE de la base et du sommet des nuages, en centaines de pieds ou en mètres.

### 9.5.3 Exemples

a) sur les cartes TEMSI :

$$\text{SCT/BKN Sc } \frac{2000}{800} = \text{Strato-cumulus épars (3 à 4/8) à morcelés (5 à 7/8),}$$
  
s'étendant de 800 à 2000 m.

$$\text{BKN Ac } \frac{150}{100} = 5 \text{ à } 7/8 \text{ Altocumulus de } 10000 \text{ à } 15000 \text{ ft.}$$

b) dans les messages (voir chapitre 13).

## 9.6 - Les précipitations

### 9.6.1 - Définitions

Les précipitations sont des chutes de particules d'eau, liquides ou solides, qui prennent naissance dans les nuages ; elles peuvent atteindre le sol ou s'évaporer complètement au cours de leur chute (elles portent alors le nom de Virga).

### 9.6.2 Classification (voir également fig. 9.1)

**PLUIE** : précipitation formée de gouttes d'eau de diamètre supérieur à 0,5 mm.

**BRUINE** : précipitation de gouttes très fines et très nombreuses inférieures à 0,5 mm, tombant lentement (appelée aussi CRACHIN).

**NEIGE** : précipitation de cristaux de glace, hexagonaux ou étoilés, rassemblés en flocons, lorsque la température est supérieure à - 5°C.

**NEIGE ROULEE** : grains de glace blancs et opaques de 2 à 5 mm, généralement mélangés à de la neige ou de la pluie.

**NEIGE EN GRAINS** : très petits grains de glace blancs et opaques inférieurs à 1 mm. (gouttelettes de bruine congelées).

**GRESIL ou GRANULES DE GLACE** : gouttes d'eau gelées, translucides de 2 à 5 mm.

**GRÊLE** : précipitation de granules ou morceaux de glace (grêlons) de dimensions variant de 5 à 50 mm. (ou plus).

Suivant le type, la durée et l'intensité des précipitations, on distingue :

- **les précipitations CONTINUES**, plus ou moins uniformes (bruine, pluie, neige), issues des nuages STRATIFORMES ;

- **les AVERSES** (pluie, neige, grêle), précipitations abondantes d'une durée de 5 à 20 minutes, issues des nuages CUMULIFORMES. Elles se caractérisent par leur début et leur fin brusques, avec de fortes variations d'intensité.

- **les GRAINS et ORAGES**, caractérisés par un changement brusque de la direction et de la vitesse du vent. Ils sont généralement accompagnés d'averses (neige, pluie, grêle, grésil), et assez souvent de tonnerre et d'éclairs.

REMARQUES:

- a) pluie et neige mêlées (ou neige fondante) peuvent se rencontrer dans une même précipitation ;
- b) pluie et bruine peuvent se trouver en SURFUSION et se congeler au moment de leur impact sur le sol (verglas), ou sur la cellule d'un avion !

### 9.6.3 - Formation des précipitations

La formation des précipitations a fait l'objet de nombreuses recherches et études ; le sujet ne semble pas épuisé. Nous avons choisi de donner ici un aperçu simplifié de mécanismes très complexes, l'essentiel étant surtout de mettre en garde les candidats pilotes contre les manifestations dangereuses de ces phénomènes.

On sait qu'un nuage est constitué de fines gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace résultant de la condensation de la vapeur d'eau autour de "noyaux de condensation", et restant en suspension dans l'air sous l'action de courants ascendants.

Pour tomber sous l'action de la pesanteur, ces particules doivent atteindre un diamètre de plus de 0,02 mm. La croissance d'une gouttelette jusqu'à la dimension d'une goutte de plusieurs mm de diamètre s'appelle "COALESCENCE". Celle-ci peut se produire de deux façons :

- a) des gouttelettes de dimensions différentes se déplacent à des vitesses différentes, il en résulte des chocs grâce auxquels les petites gouttes sont absorbées par les plus grosses qui acquièrent ainsi un poids suffisant pour tomber en pluie ou en bruine ;
- b) dans certains nuages, tels que les Cb, des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau peuvent coexister. Les gouttelettes d'eau, retombant, s'évaporent et la vapeur libérée se recondense sur les cristaux plus froids qui s'accroissent pour former des particules de neige ou de glace dont la vitesse de chute est suffisante pour leur faire quitter le nuage. Si leur chute les amène à traverser des couches d'air plus chaudes, elles se transforment en pluie. Dans le cas contraire les flocons de neige ou les grêlons ainsi formés sont d'autant plus gros que la hauteur des nuages est élevée et que la température est basse.

Dans les nuages privés de cristaux de glace, c'est le premier processus qui est mis en oeuvre. L'accroissement relativement lent des gouttelettes conduit à des précipitations faibles ou même nulles.

### 9.6.4 - Conséquences pour le vol

- a) Toutes les précipitations réduisent la VISIBILITE ; celle-ci peut varier de 0 dans la bruine et la neige, à  $\pm 3$  km dans certaines averses modérées.
- b) Les précipitations de pluie et de particules solides causent un martèlement susceptible d'endommager gravement la cellule et l'hélice d'un avion. (la vitesse linéaire des bouts de pale d'une hélice de 2 m. de diamètre, tournant à 2500 t/m est de 942 km/h !!).

Signalons encore le risque de givrage sur lequel nous reviendrons plus loin.

### 9.6.5 - Description des précipitations sur les cartes et dans les messages

Les cartes synoptiques, les cartes TEMSI et les messages "météo" comportent un certain nombre d'indications relatives aux précipitations. Nous résumons ci-après les principaux symboles et abréviations utilisés :

- a) Cartes

## IMAGE

- b) Messages

### Terminologie

#### ABREVIATIONS:

		<b>Anglaise</b>	<b>Française</b>
<b>Précipitations:</b>	RZ	Drizzle	Bruine
	RA	Rain	Pluie
	SN	Snow	Neige
	SG	Pellets of snow	Neige en grains
	IC	Ice	Poudrin de glace

	PL	Pellets	Granules de glace
	GR	Hail	Grêle
	GS	Frozen pellets	Grésil ou neige roulée
<b>Obscurcissement:</b>	BR	Mist ou Haze	Brume
	FG	Fog	Brouillard
	FU	Smoke	Fumée
	VA	Volcanic Ash(es)	Cendre(s) volcaniques
	DU	Dust	Poussière généralisée
	SA	Sand	Sable
	HZ	Dusty haze	Brume sèche (de poussière)
<b>Autres:</b>	PO	Swirl of dust (sand)	Tourbillon de poussière ou sable
	SQ	Squall	Grain (tempête)
	FC	Waterspout, whirlwind	Trombe
	SS	Sand - storm	Tempête de sable
	DS	Dust - storm	Tempête de poussière

On peut associer, à chacun de ces phénomènes, un qualificatif descripteur :

<b>Qualificatif :</b>	MI	Shallow	Mince
	BC	Patches	Bancs
	DR	Drifting	Chasse basse (à 2 m du sol ou moins)
	BL	Blowing	Chasse haute (à plus de 2m du sol)
	SH	Shower(s)	Averse(s)
	TS	Thunderstorm	Orage
	FZ	Freezing	Se congelant, givrant, surfondu
	PR	Partially	Couvrant partiellement

Ces abréviations sont précédées du signe (-) si le phénomène est de faible intensité, ou du signe (+) s'il est de forte intensité.

Exemples:

-DZ FG= faible bruine, brouillard .  
 +SNRA= fortes neige et pluie (l'intensité concerne les 2 types de précipitations).  
 -FZDZ= faible bruine se congelant (surfondu)  
 FZFG= brouillard givrant  
 SN BLSN= Neige (tombant des nuages) et chasse-neige élevée.  
 SHSN= averses de neige  
 SHRA= averses de pluie (averses modérées)  
 +SHRA= fortes averses de pluie  
 TSSNGS= orages avec précipitations de neige et de grésil  
 PRFG= brouillard couvrant partiellement la zone observée

NB. Les messages météorologiques pour l'aviation sont étudiés en détail au chapitre 13 § 6.

## 9.2 - Classification des nuages

Les nuages sont en constante évolution et peuvent se présenter sous une infinité de formes. Il est cependant possible de définir un nombre limité de formes caractéristiques. La classification établie par l'Organisation Météorologique Mondiale comporte dix "genres" de nuages.

Ces dix genres se rencontrent dans trois tranches d'altitude appelées étages :

- l'étage SUPERIEUR : au-dessus de 6000 m.(20000 ft)
- l'étage MOYEN : de 6000 à 2000 m.(20000 à 7000 ft)
- l'étage INFÉRIEUR : de 2000 m. à 0 m. (7000 à 0 ft)

Les limites des différents étages ne sont pas nettement définies et varient avec la latitude. On trouvera, rassemblés au tableau ci-dessous et à la figure 9.1 :

- les aspects caractéristiques des différents groupes de nuages ;
- les noms et abréviations des 10 genres ;
- les limites approximatives des 3 étages dans nos régions.

Étages	Nuages en voile ou en nappe continue, d'aspect assez uniforme, couvrant ou non la totalité du ciel	Nuages en bancs ou en couches plus ou moins continues (aspect ondulé, ridé, en forme de dallage, de lamelle, de galets, de rouleaux ?)	Nuages plus séparés	
<b>Supérieur</b> (de 5 à 13 km)	↑  Nimbo-stratus (Ns)  ↓	Cirrostratus (Cs)	Cirrocumulus (Cc)	Cirrus (Ci)
<b>Moyen</b> (de 2 à 7 km)		Altostratus (As)	Alto cumulus (Ac)	
<b>Inférieur</b> (de 0 à 2 km)		Stratus (St)	Strato-cumulus (Sc)	
<b>Nuages à grande extension verticale</b> Base presque toujours dans l'étage inférieur Sommet dans l'étage moyen ou supérieur				

N.B.

- Tous les nuages de l'étage supérieur (Cirrus, Cirrocumulus et Cirrostratus) sont constitués de cristaux de glace.
- Tous les nuages de l'étage moyen sont essentiellement constitués de gouttelettes d'eau (ou de neige en hiver), et de cristaux de glace à la partie supérieure.
- Tous les nuages de l'étage inférieur sont constitués de petites gouttelettes d'eau parfois mêlées à des cristaux de glace si la température descend en dessous de 0°C.

## 9.3 Description des nuages

### A - ETAGE SUPERIEUR

#### 1. CIRRUS (Ci)

- nuages séparés en forme de filaments blancs et délicats ou de bandes étroites, blancs ou en majeure partie blancs.
- aspect fibreux (chevelu) ou éclat soyeux ou les deux

## Fig

#### 2. CIRROSTRATUS (Cs)

- voile nuageux transparent et blanchâtre couvrant entièrement ou partiellement le ciel.
- aspect fibreux (chevelu) ou lisse, généralement accompagné d'un phénomène de halo

## Fig

#### 3. CIRROCUMULUS (Cc)

- banc, nappe ou couche mince de nuages blancs, sans ombre propre, composés de très petits éléments en forme de granules, de rides etc. , soudés ou non, et disposés plus ou moins régulièrement. La plupart des éléments ont une largeur apparente inférieure à 1 degré.

# Fig

## B - ETAGE MOYEN

### 4. ALTOSTRATUS (As)

- nappe ou couche moyenne grisâtre ou bleuâtre, couvrant entièrement ou partiellement le ciel, avec des parties plus minces laissant voir, au moins vaguement, le soleil ;
- aspect strié, fibreux ou uniforme ;
- extension verticale importante, jusqu'à plusieurs centaines de mètres ;
- peut donner de la pluie, de la neige ou des granules de glace.

# Fig

### 5. ALTOCUMULUS (Ac)

- banc, nappe, ou couche de nuages blancs ou gris, ou les deux, généralement avec des ombres propres, composés de lamelles, galets, rouleaux etc.
- aspect parfois partiellement fibreux ou diffus, soudés ou non ; la plupart des petits éléments disposés régulièrement ont une largeur apparente comprise entre 1 et 5 degrés.

# Fig

### 6. NIMBO-STRATUS (Ns)

- couche nuageuse grise, souvent sombre, dont l'aspect est rendu flou par des chutes plus ou moins continues de pluie ou de neige.
- Son épaisseur masque complètement le soleil ;
- il existe souvent, sous la couche, des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle.
- gouttelettes d'eau, parfois surfondue, gouttes de pluie ou cristaux et flocons de neige, qui n'atteignent pas toujours le sol.

# Fig

## C - ETAGE INFÉRIEUR

### 7. STRATO-CUMULUS (Sc)

- banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, ayant des parties sombres, composé de dalles, galets, rouleaux etc. d'aspect non fibreux, soudés ou non, régulièrement disposés ;
  - largeur apparente des éléments supérieure à 5°.
  - gouttelettes d'eau, avec parfois des gouttes de pluie ou de neige roulée ; rarement des cristaux de glace ou de neige
- ### 8. STRATUS (St)

- couche nuageuse généralement grise, à base uniforme, pouvant donner lieu à de la bruine, des prismes de glace ou de la neige en grains (aspect sombre) ;
- le contour du soleil est discernable lorsqu'il est visible au travers de la couche ;
- parfois sous forme de bancs déchiquetés (fracto-stratus) et résulte fréquemment de l'évolution d'un brouillard.

## D - NUAGES A GRANDE EXTENSION VERTICALE

### 9. CUMULONIMBUS (Cb)

- nuage dense et puissant, à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énorme tour. Une partie de sa région

supérieure est généralement lisse, fibreuse ou striée et presque toujours aplatie ; elle s'étale souvent sous forme d'enclume ou de vaste panache à la tropopause.

- en dessous de la base, souvent très sombre, existent souvent des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle et des précipitations.

- compte tenu de sa grande extension, on y trouve l'eau sous toutes ses formes.

- ils donnent lieu à de fortes averses de pluie, de neige ou de grêle, parfois à des manifestations orageuses (v § 12.4).

- les Cb se présentent isolément ou disposés en une file continue.

- ces nuages, dus à des mouvements de convection thermique intenses, sont le siège de courants ascendants pouvant atteindre 30m/sec (+ de 100 km/h.), donnant lieu à des turbulences considérables.

#### 10. CUMULUS (Cu)

- ce dernier type de nuage est difficile à classer dans l'une ou l'autre catégorie ; la base des cumulus est presque toujours située à l'étage inférieur mais leur sommet se trouve souvent à l'étage moyen ou supérieur ;

- nuages séparés, généralement denses et à contours bien délimités, se développant verticalement en forme de mamelons, de dômes ou de tours, dont la région supérieure bourgeonnante ressemble souvent à un chou-fleur.

- parties éclairées par le soleil d'un blanc éclatant; base relativement sombre, sensiblement horizontale.

- aspect parfois déchiqueté (fracto-cumulus) ;

- constitués principalement de gouttelettes d'eau, ils peuvent donner lieu à des averses de pluie s'ils ont une grande extension verticale.

- cristaux de glace dans les zones à très basse température (<0°C).

### 9.4 - Formation des nuages

Un nuage est le "produit" de la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique, autour de particules en suspension servant de noyaux de condensation.

Tous les nuages sont la conséquence d'un refroidissement de l'air jusqu'à une température inférieure au point de rosée (Td), où apparaît la condensation. Ce refroidissement peut se produire en surface ou dans toute la masse.

N.B. : La saturation de l'air peut également être atteinte par l'évaporation au-dessus des grandes étendues d'eau ou des surfaces très humides.

#### 9.4.1 - Refroidissement en surface

Le refroidissement en surface, ou en couche mince peut être provoqué par :

a) Le contact de l'air humide avec un sol plus froid ;

L'air humide se refroidit par sa base et il y a condensation. S'il n'y a pas de vent, l'eau condensée se dépose sous forme de rosée. Si le vent est modéré, il y a formation de brouillard. Si le vent est plus fort, le brouillard s'élève pour former des nuages du genre stratus.

b) Le mélange de deux masses d'air différentes, au voisinage de leur surface de séparation ;

Bien que des masses d'air différentes se mélangent difficilement, des turbulences de relief peuvent réaliser un brassage d'air chaud et humide avec un air froid et sec. La température du mélange peut atteindre le point de rosée et provoquer la condensation (brouillard ou couches de nuages de faible importance).

#### 9.4.2 - Refroidissement dans la masse

Le refroidissement de l'air dans sa masse peut se faire selon deux processus : rayonnement et détente.

Les échanges de chaleur par rayonnement ne sont cependant efficaces que dans l'air nuageux contenant une forte proportion d'eau. Dans l'ensemble, le refroidissement par rayonnement ne joue qu'un rôle secondaire, sauf dans le cas du rayonnement nocturne du sol qui refroidit l'air à son contact, avec formation possible de brouillard.

**LA DETENTE EST LE PLUS ACTIF DES PROCESSUS DE REFROIDISSEMENT DANS LA MASSE, et l'on peut dire que les mouvements ascendants de l'air sont la cause principale de la formation des nuages.**

Ces mouvements ascendants se rencontrent :

a) dans les mouvements de CONVECTION THERMIQUE au-dessus de sols chauds (nuages de convection) ;

b) dans les mouvements d'ASCENSIONS OROGRAPHIQUES ;



- c) dans les TURBULENCES (nuages de turbulence) ;
- d) dans les FRONTS constitués par la rencontre de 2 masses d'air différentes (nuages frontaux).

Le genre de nuages formés dépend de la stabilité ou de l'instabilité de l'air soulevé :

- les nuages stratiformes (Ci, Cs, As, Ns, St) se forment en air STABLE ;
- les nuages cumuliformes (Cu, Ac, Cb) se forment en air INSTABLE.

#### A. - NUAGES DE CONVECTION (fig. 9.2)

Le sol, chauffé par le rayonnement solaire, échauffe à son tour les couches d'air en contact avec lui. L'air chaud s'élève et la courbe d'état se modifie ; elle se déplace en restant pratiquement parallèle à l'adiabatique sèche (T3 - C).

**Le nuage se forme au niveau de condensation et se développe en fonction du degré d'instabilité. Son sommet se trouve à l'intersection de la courbe d'état et de l'adiabatique saturée, donc à la base d'une couche d'air stable.**

L'instabilité et l'humidité peuvent être telles que le cumulus se transforme en cumulonimbus montant jusqu'à la tropopause où il s'étale sous l'inversion.

## Fig 9.2

#### B. - NUAGES DE DETENTE OROGRAPHIQUE

Le vent rencontrant un massif montagneux soulève la masse d'air jusqu'au niveau de condensation ; le type des nuages formés dépend de la stabilité de la masse entraînée :

- a) Si l'air soulevé est stable le niveau de condensation est le même des deux cotés de l'obstacle (Fig. 9.3).

## Fig 9.3 et 9.4

- b) Si l'air soulevé est en instabilité conditionnelle (fig. 9.4), le soulèvement peut provoquer l'instabilité et les nuages formés sont instables (Cu, Cb).

Dans le cas de la fig. 9.4, le niveau de condensation est différent des 2 cotés de l'obstacle.

Au cours du soulèvement, la température de l'air diminue suivant l'adiabatique sèche (A-B) jusqu'au niveau de condensation, et suivant l'adiabatique saturée ensuite.

Les précipitations sur le versant au vent diminuent la quantité d'eau liquide dans le nuage. Au cours de la descente, l'évaporation par compression adiabatique se termine plus tôt, et la base du nuage est plus élevée (C) que sur le versant au vent.

La descente de l'air le long du versant sous le vent se poursuit en suivant l'adiabatique sèche, jusque D ; l'air y est donc plus chaud et plus sec. Ce processus s'appelle l'effet de FOEHN.

#### C. - NUAGES DE TURBULENCE (fig. 9.5)

La turbulence peut être considérée comme le résultat de tourbillons à axes horizontaux. Elle peut se produire à n'importe quelle altitude, mais elle existe toujours dans la couche de frottement, dès qu'il y a du vent.

La turbulence provoque un brassage des couches d'air répartissant l'humidité.

Si celle-ci devient suffisante, les mouvements ascendants résultant de la turbulence peuvent provoquer la saturation et la formation de nuages.

Selon l'altitude, les nuages formés sont du type St, Sc, Ac ou Cc.

Des nuages bas peuvent se former au lever du soleil dont le rayonnement renforce la turbulence ; ils disparaissent plus ou moins vite en fonction de l'augmentation de la température, ou se transforment en Sc ou Cu.

#### **D. NUAGES FRONTAUX**

Comme nous le verrons plus loin (chap. 12), un front est constitué par la rencontre de 2 masses d'air différentes où l'air chaud s'élève au-dessus de l'air plus froid. Le processus de formation des nuages y est semblable à celui résultant de l'ascension orographique.

## **Fig 9.5**

### **9.4.3 - Remarques générales**

La HAUTEUR DE LA BASE des nuages dépend de la température et du degré d'humidité.

La HAUTEUR DU SOMMET des nuages dépend :

- du degré d'instabilité (écart entre la courbe d'état et l'adiabatique saturée) ;
- du degré d'humidité ;
- de la vitesse d'ascension ;
- de la présence d'une inversion au-dessus de laquelle l'air a tendance à descendre et à bloquer l'ascendance.

## **9.5 - Observation des nuages**

### **9.5.1 - La nébulosité**

La NEBULOSITE est la quantité de nuages observés en un endroit. Elle s'évalue en OCTAS (huitièmes) de ciel couvert. On distingue :

- La NEBULOSITE TOTALE, qui est la fraction de ciel occupée par TOUS les nuages visibles ;
- La NEBULOSITE PARTIELLE, qui représente la fraction de ciel occupée par un genre de nuages. C'est cette nébulosité partielle qui intéresse le pilote ; elle est donnée dans les messages "météo". (v. chap. 13)

Exemples: - un ciel complètement couvert (OVC = OVerCast) correspond à 8 octas ;  
- la moindre ouverture de ciel bleu visible du sol se traduit par 7 octas (BKN = Broken) ;  
- la présence du moindre nuage se traduit par 1 octa (FEW = quelques).

Le tableau suivant donne la correspondance entre les octas et les différents termes et abréviations utilisés pour désigner la nébulosité sur les cartes TEMSI (cartes du temps significatif prévu) et dans les messages d'observations et de prévisions (v. chap. 13).

## **TABLEAU**

### **9.5.2 - Hauteur des nuages et plafond**

L'observation des nuages comporte également la détermination :

- de la HAUTEUR au-dessus du sol ou de l'eau, de la base des différentes couches de nuages ;
- du PLAFOND, qui est la hauteur de la plus basse couche de nuages (en dessous de 20000 ft), qui couvre PLUS DE LA MOITIE DU CIEL.

Dans les messages, ces hauteurs s'expriment en centaines de pieds.

N.B. : Dans le code Q, QBB désigne la hauteur de la base des nuages au-dessus de l'altitude officielle d'un aéroport.

Les cartes TEMSI (voir § 13.5) donnent l'ALTITUDE de la base et du sommet des nuages, en centaines de pieds ou en mètres.

### **9.5.3 Exemples**

a) sur les cartes TEMSI :

$SCT/BKN Sc \frac{2000}{800} = \text{Strato-cumulus épars (3 à 4/8) à morcelés (5 à 7/8)}$ ,  
s'étendant de 800 à 2000 m.

$BKN Ac \frac{150}{100} = 5 \text{ à } 7/8 \text{ Altocumulus de } 10000 \text{ à } 15000 \text{ ft.}$

## 9.6 - Les précipitations

### 9.6.1 - Définitions

Les précipitations sont des chutes de particules d'eau, liquides ou solides, qui prennent naissance dans les nuages ; elles peuvent atteindre le sol ou s'évaporer complètement au cours de leur chute (elles portent alors le nom de Virga).

### 9.6.2 Classification (voir également fig. 9.1)

**PLUIE** : précipitation formée de gouttes d'eau de diamètre supérieur à 0,5 mm.

**BRUINE** : précipitation de gouttes très fines et très nombreuses inférieures à 0,5 mm, tombant lentement (appelée aussi CRACHIN).

**NEIGE** : précipitation de cristaux de glace, hexagonaux ou étoilés, rassemblés en flocons, lorsque la température est supérieure à - 5°C.

**NEIGE ROULEE** : grains de glace blancs et opaques de 2 à 5 mm, généralement mélangés à de la neige ou de la pluie.

**NEIGE EN GRAINS** : très petits grains de glace blancs et opaques inférieurs à 1 mm. (gouttelettes de bruine congelées).

**GRESIL ou GRANULES DE GLACE** : gouttes d'eau gelées, translucides de 2 à 5 mm.

**GRÊLE** : précipitation de granules ou morceaux de glace (grêlons) de dimensions variant de 5 à 50 mm. (ou plus).

Suivant le type, la durée et l'intensité des précipitations, on distingue :

- **les précipitations CONTINUES**, plus ou moins uniformes (bruine, pluie, neige), issues des nuages STRATIFORMES ;

- **les AVERSES** (pluie, neige, grêle), précipitations abondantes d'une durée de 5 à 20 minutes, issues des nuages CUMULIFORMES. Elles se caractérisent par leur début et leur fin brusques, avec de fortes variations d'intensité.

- **les GRAINS et ORAGES**, caractérisés par un changement brusque de la direction et de la vitesse du vent. Ils sont généralement accompagnés d'averses (neige, pluie, grêle, grésil), et assez souvent de tonnerre et d'éclairs.

REMARQUES:

a) pluie et neige mêlées (ou neige fondante) peuvent se rencontrer dans une même précipitation ;

b) pluie et bruine peuvent se trouver en SURFUSION et se congeler au moment de leur impact sur le sol (verglas), ou sur la cellule d'un avion !

### 9.6.3 - Formation des précipitations

La formation des précipitations a fait l'objet de nombreuses recherches et études ; le sujet ne semble pas épuisé. Nous avons choisi de donner ici un aperçu simplifié de mécanismes très complexes, l'essentiel étant surtout de mettre en garde les candidats pilotes contre les manifestations dangereuses de ces phénomènes.

On sait qu'un nuage est constitué de fines gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace résultant de la condensation de la vapeur d'eau autour de "noyaux de condensation", et restant en suspension dans l'air sous l'action de courants ascendants.

Pour tomber sous l'action de la pesanteur, ces particules doivent atteindre un diamètre de plus de 0,02 mm. La croissance d'une gouttelette jusqu'à la dimension d'une goutte de plusieurs mm de diamètre s'appelle "COALESCENCE". Celle-ci peut se produire de deux façons :

- a) des gouttelettes de dimensions différentes se déplacent à des vitesses différentes, il en résulte des chocs grâce auxquels les petites gouttes sont absorbées par les plus grosses qui acquièrent ainsi un poids suffisant pour tomber en pluie ou en bruine ;
- b) dans certains nuages, tels que les Cb, des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau peuvent coexister. Les gouttelettes d'eau, retombant, s'évaporent et la vapeur libérée se recondense sur les cristaux plus froids qui s'accroissent pour former des particules de neige ou de glace dont la vitesse de chute est suffisante pour leur faire quitter le nuage. Si leur chute les amène à traverser des couches d'air plus chaudes, elles se transforment en pluie. Dans le cas contraire les flocons de neige ou les grêlons ainsi formés sont d'autant plus gros que la hauteur des nuages est élevée et que la température est basse.

Dans les nuages privés de cristaux de glace, c'est le premier processus qui est mis en oeuvre. L'accroissement relativement lent des gouttelettes conduit à des précipitations faibles ou même nulles.

#### 9.6.4 - Conséquences pour le vol

- a) Toutes les précipitations réduisent la VISIBILITE ; celle-ci peut varier de 0 dans la bruine et la neige, à  $\pm 3$  km dans certaines averses modérées.
- b) Les précipitations de pluie et de particules solides causent un martèlement susceptible d'endommager gravement la cellule et l'hélice d'un avion. (la vitesse linéaire des bouts de pale d'une hélice de 2 m. de diamètre, tournant à 2500 t/m est de 942 km/h !!).

Signalons encore le risque de givrage sur lequel nous reviendrons plus loin.

#### 9.6.5 - Description des précipitations sur les cartes et dans les messages

Les cartes synoptiques, les cartes TEMSI et les messages "météo" comportent un certain nombre d'indications relatives aux précipitations. Nous résumons ci-après les principaux symboles et abréviations utilisés :

- a) Cartes

## IMAGE

- b) Messages

### Terminologie

#### ABREVIATIONS:

		<b>Anglaise</b>	<b>Française</b>	
<b>Précipitations:</b>	RZ	Drizzle	Bruine	
	RA	Rain	Pluie	
	SN	Snow	Neige	
	SG	Pellets of snow	Neige en grains	
	IC	Ice	Poudrin de glace	
	PL	Pellets	Granules de glace	
	GR	Hail	Grêle	
	GS	Frozen pellets	Grésil ou neige roulée	
	<b>Obscurcissement:</b>	BR	Mist ou Haze	Brume
		FG	Fog	Brouillard

	FU	Smoke	Fumée
	VA	Volcanic Ash(es)	Cendre(s) volcaniques
	DU	Dust	Poussière généralisée
	SA	Sand	Sable
	HZ	Dusty haze	Brume sèche (de poussière)
<b>Autres:</b>	PO	Swirl of dust (sand)	Tourbillon de poussière ou sable
	SQ	Squall	Grain (tempête)
	FC	Waterspout, whirlwind	Trombe
	SS	Sand - storm	Tempête de sable
	DS	Dust - storm	Tempête de poussière

On peut associer, à chacun de ces phénomènes, un qualificatif descripteur :

<b>Qualificatif :</b>	MI	Shallow	Mince
	BC	Patches	Bancs
	DR	Drifting	Chasse basse (à 2 m du sol ou moins)
	BL	Blowing	Chasse haute (à plus de 2m du sol)
	SH	Shower(s)	Averse(s)
	TS	Thunderstorm	Orage
	FZ	Freezing	Se congelant, givrant, surfondu
	PR	Partially	Couvrant partiellement

Ces abréviations sont précédées du signe (-) si le phénomène est de faible intensité, ou du signe (+) s'il est de forte intensité.

Exemples:

-DZ FG= faible bruine, brouillard .  
 +SNRA= fortes neige et pluie (l'intensité concerne les 2 types de précipitations).  
 -FZDZ= faible bruine se congelant (surfondu)  
 FZFG= brouillard givrant  
 SN BLSN= Neige (tombant des nuages) et chasse-neige élevée.  
 SHSN= averses de neige  
 SHRA= averses de pluie (averses modérées)  
 +SHRA= fortes averses de pluie  
 TSSNGS= orages avec précipitations de neige et de grésil  
 PRFG= brouillard couvrant partiellement la zone observée

## 9.2 - Classification des nuages

Les nuages sont en constante évolution et peuvent se présenter sous une infinité de formes. Il est cependant possible de définir un nombre limité de formes caractéristiques. La classification établie par l'Organisation Météorologique Mondiale comporte dix "genres" de nuages.




Ces dix genres se rencontrent dans trois tranches d'altitude appelées étages :

- l'étage SUPERIEUR : au-dessus de 6000 m.(20000 ft)
- l'étage MOYEN : de 6000 à 2000 m.(20000 à 7000 ft)
- l'étage INFÉRIEUR : de 2000 m. à 0 m. (7000 à 0 ft)

Les limites des différents étages ne sont pas nettement définies et varient avec la latitude. On trouvera, rassemblés au tableau ci-dessous et à la figure 9.1 :

- les aspects caractéristiques des différents groupes de nuages ;
- les noms et abréviations des 10 genres ;
- les limites approximatives des 3 étages dans nos régions.

	Nuages en voile ou en nappe continue, d'aspect assez uniforme,	Nuages en bancs ou en couches plus ou moins continues (aspect ondulé, ridé, en forme de dallage, de lamelle, de galets, de rouleaux ?	Nuages pl séparés
--	--	---	-------------------

Étages	couvrant ou non la totalité du ciel			
<b>Supérieur</b> (de 5 à 13 km)	 ↑  Nimbo-stratus (Ns)  ↓ 	Cirrostratus (Cs)	Cirrocumulus (Cc)	Cirrus (Ci)
<b>Moyen</b> (de 2 à 7 km)		Altostratus (As)	Alto cumulus (Ac)	
<b>Inférieur</b> (de 0 à 2 km)		Stratus (St)	Strato-cumulus (Sc)	
<b>Nuages à grande extension verticale</b>  Base presque toujours dans l'étage inférieur Sommet dans l'étage moyen ou supérieur				

N.B.

- Tous les nuages de l'étage supérieur (Cirrus, Cirrocumulus et Cirrostratus) sont constitués de cristaux de glace.
- Tous les nuages de l'étage moyen sont essentiellement constitués de gouttelettes d'eau (ou de neige en hiver), et de cristaux de glace à la partie supérieure.
- Tous les nuages de l'étage inférieur sont constitués de petites gouttelettes d'eau parfois mêlées à des cristaux de glace si la température descend en dessous de 0°C.

## 9.3 Description des nuages

### A - ETAGE SUPERIEUR

#### 1. CIRRUS (Ci)

- nuages séparés en forme de filaments blancs et délicats ou de bandes étroites, blancs ou en majeure partie blancs.
- aspect fibreux (chevelu) ou éclat soyeux ou les deux

**Fig**

#### 2. CIRROSTRATUS (Cs)

- voile nuageux transparent et blanchâtre couvrant entièrement ou partiellement le ciel.
- aspect fibreux (chevelu) ou lisse, généralement accompagné d'un phénomène de halo

**Fig**

#### 3. CIRROCUMULUS (Cc)

- banc, nappe ou couche mince de nuages blancs, sans ombre propre, composés de très petits éléments en forme de granules, de rides etc. , soudés ou non, et disposés plus ou moins régulièrement. La plupart des éléments ont une largeur apparente inférieure à 1 degré.

**Fig**

### B - ETAGE MOYEN

#### 4. ALTOSTRATUS (As)

- nappe ou couche moyenne grisâtre ou bleuâtre, couvrant entièrement ou partiellement le ciel, avec des parties plus minces laissant voir, au moins vaguement, le soleil ;
- aspect strié, fibreux ou uniforme ;
- extension verticale importante, jusqu'à plusieurs centaines de mètres ;
- peut donner de la pluie, de la neige ou des granules de glace.

## Fig

### 5. ALTOCUMULUS (Ac)

- banc, nappe, ou couche de nuages blancs ou gris, ou les deux, généralement avec des ombres propres, composés de lamelles, galets, rouleaux etc.
- aspect parfois partiellement fibreux ou diffus, soudés ou non ; la plupart des petits éléments disposés régulièrement ont une largeur apparente comprise entre 1 et 5 degrés.

## Fig

### 6. NIMBO-STRATUS (Ns)

- couche nuageuse grise, souvent sombre, dont l'aspect est rendu flou par des chutes plus ou moins continues de pluie ou de neige.
- Son épaisseur masque complètement le soleil ;
- il existe souvent, sous la couche, des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle.
- gouttelettes d'eau, parfois surfondue, gouttes de pluie ou cristaux et flocons de neige, qui n'atteignent pas toujours le sol.

## Fig

### C - ETAGE INFÉRIEUR

#### 7. STRATO-CUMULUS (Sc)

- banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, ayant des parties sombres, composé de dalles, galets, rouleaux etc. d'aspect non fibreux, soudés ou non, régulièrement disposés ;
  - largeur apparente des éléments supérieure à 5°.
  - gouttelettes d'eau, avec parfois des gouttes de pluie ou de neige roulée ; rarement des cristaux de glace ou de neige
8. STRATUS (St)

- couche nuageuse généralement grise, à base uniforme, pouvant donner lieu à de la bruine, des prismes de glace ou de la neige en grains (aspect sombre) ;
- le contour du soleil est discernable lorsqu'il est visible au travers de la couche ;
- parfois sous forme de bancs déchiquetés (fracto-stratus) et résulte fréquemment de l'évolution d'un brouillard.

### D - NUAGES A GRANDE EXTENSION VERTICALE

#### 9. CUMULONIMBUS (Cb)

- nuage dense et puissant, à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énorme tour. Une partie de sa région supérieure est généralement lisse, fibreuse ou striée et presque toujours aplatie ; elle s'étale souvent sous forme d'enclume ou de vaste panache à la tropopause.
- en dessous de la base, souvent très sombre, existent souvent des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle et des précipitations.
- compte tenu de sa grande extension, on y trouve l'eau sous toutes ses formes.
- ils donnent lieu à de fortes averses de pluie, de neige ou de grêle, parfois à des manifestations orageuses (v § 12.4).
- les Cb se présentent isolément ou disposés en une file continue.
- ces nuages, dus à des mouvements de convection thermique intenses, sont le siège de courants ascendants pouvant atteindre

30m/sec (+ de 100 km/h.), donnant lieu à des turbulences considérables.

#### 10. CUMULUS (Cu)

- ce dernier type de nuage est difficile à classer dans l'une ou l'autre catégorie ; la base des cumulus est presque toujours située à l'étage inférieur mais leur sommet se trouve souvent à l'étage moyen ou supérieur ;
- nuages séparés, généralement denses et à contours bien délimités, se développant verticalement en forme de mamelons, de dômes ou de tours, dont la région supérieure bourgeonnante ressemble souvent à un chou-fleur.
- parties éclairées par le soleil d'un blanc éclatant; base relativement sombre, sensiblement horizontale.
- aspect parfois déchiqueté (fracto-cumulus) ;
- constitués principalement de gouttelettes d'eau, ils peuvent donner lieu à des averses de pluie s'ils ont une grande extension verticale.
- cristaux de glace dans les zones à très basse température (<0°C).

### 9.4 - Formation des nuages

Un nuage est le "produit" de la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique, autour de particules en suspension servant de noyaux de condensation.

Tous les nuages sont la conséquence d'un refroidissement de l'air jusqu'à une température inférieure au point de rosée (Td), où apparaît la condensation. Ce refroidissement peut se produire en surface ou dans toute la masse.

N.B. :La saturation de l'air peut également être atteinte par l'évaporation au-dessus des grandes étendues d'eau ou des surfaces très humides.

#### 9.4.1 - Refroidissement en surface

Le refroidissement en surface, ou en couche mince peut être provoqué par :

- a) Le contact de l'air humide avec un sol plus froid ;

L'air humide se refroidit par sa base et il y a condensation. S'il n'y a pas de vent, l'eau condensée se dépose sous forme de rosée. Si le vent est modéré, il y a formation de brouillard. Si le vent est plus fort, le brouillard s'élève pour former des nuages du genre stratus.

- b) Le mélange de deux masses d'air différentes, au voisinage de leur surface de séparation ;

Bien que des masses d'air différentes se mélangent difficilement, des turbulences de relief peuvent réaliser un brassage d'air chaud et humide avec un air froid et sec. La température du mélange peut atteindre le point de rosée et provoquer la condensation (brouillard ou couches de nuages de faible importance).

#### 9.4.2 - Refroidissement dans la masse

Le refroidissement de l'air dans sa masse peut se faire selon deux processus : rayonnement et détente.

Les échanges de chaleur par rayonnement ne sont cependant efficaces que dans l'air nuageux contenant une forte proportion d'eau. Dans l'ensemble, le refroidissement par rayonnement ne joue qu'un rôle secondaire, sauf dans le cas du rayonnement nocturne du sol qui refroidit l'air à son contact, avec formation possible de brouillard.

**LA DETENTE EST LE PLUS ACTIF DES PROCESSUS DE REFROIDISSEMENT DANS LA MASSE, et l'on peut dire que les mouvements ascendants de l'air sont la cause principale de la formation des nuages.**

Ces mouvements ascendants se rencontrent :

- a) dans les mouvements de CONVECTION THERMIQUE au-dessus de sols chauds (nuages de convection) ;
- b) dans les mouvements d'ASCENSIONS OROGRAPHIQUES ;
- c) dans les TURBULENCES (nuages de turbulence) ;
- d) dans les FRONTS constitués par la rencontre de 2 masses d'air différentes (nuages frontaux).

Le genre de nuages formés dépend de la stabilité ou de l'instabilité de l'air soulevé :



- les nuages stratiformes (Ci, Cs, As, Ns, St) se forment en air STABLE ;
- les nuages cumuliformes (Cu, Ac, Cb) se forment en air INSTABLE.

#### A. - NUAGES DE CONVECTION (fig. 9.2)

Le sol, chauffé par le rayonnement solaire, échauffe à son tour les couches d'air en contact avec lui. L'air chaud s'élève et la courbe d'état se modifie ; elle se déplace en restant pratiquement parallèle à l'adiabatique sèche ( $T_3 - C$ ).

**Le nuage se forme au niveau de condensation et se développe en fonction du degré d'instabilité. Son sommet se trouve à l'intersection de la courbe d'état et de l'adiabatique saturée, donc à la base d'une couche d'air stable.**

L'instabilité et l'humidité peuvent être telles que le cumulus se transforme en cumulonimbus montant jusqu'à la tropopause où il s'étale sous l'inversion.

## Fig 9.2

#### B. - NUAGES DE DETENTE OROGRAPHIQUE

Le vent rencontrant un massif montagneux soulève la masse d'air jusqu'au niveau de condensation ; le type des nuages formés dépend de la stabilité de la masse entraînée :

a) Si l'air soulevé est stable le niveau de condensation est le même des deux cotés de l'obstacle (Fig. 9.3).

## Fig 9.3 et 9.4

b) Si l'air soulevé est en instabilité conditionnelle (fig. 9.4), le soulèvement peut provoquer l'instabilité et les nuages formés sont instables (Cu, Cb).

Dans le cas de la fig. 9.4, le niveau de condensation est différent des 2 cotés de l'obstacle.

Au cours du soulèvement, la température de l'air diminue suivant l'adiabatique sèche (A-B) jusqu'au niveau de condensation, et suivant l'adiabatique saturée ensuite.

Les précipitations sur le versant au vent diminuent la quantité d'eau liquide dans le nuage. Au cours de la descente, l'évaporation par compression adiabatique se termine plus tôt, et la base du nuage est plus élevée (C) que sur le versant au vent.

La descente de l'air le long du versant sous le vent se poursuit en suivant l'adiabatique sèche, jusque D ; l'air y est donc plus chaud et plus sec. Ce processus s'appelle l'effet de FOEHN.

#### C. - NUAGES DE TURBULENCE (fig. 9.5)

La turbulence peut être considérée comme le résultat de tourbillons à axes horizontaux. Elle peut se produire à n'importe quelle altitude, mais elle existe toujours dans la couche de frottement, dès qu'il y a du vent.

La turbulence provoque un brassage des couches d'air répartissant l'humidité.

Si celle-ci devient suffisante, les mouvements ascendants résultant de la turbulence peuvent provoquer la saturation et la formation de nuages.

Selon l'altitude, les nuages formés sont du type St, Sc, Ac ou Cc.

Des nuages bas peuvent se former au lever du soleil dont le rayonnement renforce la turbulence ; ils disparaissent plus ou moins vite en fonction de l'augmentation de la température, ou se transforment en Sc ou Cu.

#### D. NUAGES FRONTAUX

Comme nous le verrons plus loin (chap. 12), un front est constitué par la rencontre de 2 masses d'air différentes où l'air chaud

s'élève au-dessus de l'air plus froid. Le processus de formation des nuages y est semblable à celui résultant de l'ascension orographique.

## Fig 9.5

### 9.4.3 - Remarques générales

La HAUTEUR DE LA BASE des nuages dépend de la température et du degré d'humidité.

La HAUTEUR DU SOMMET des nuages dépend :

- du degré d'instabilité (écart entre la courbe d'état et l'adiabatique saturée) ;
- du degré d'humidité ;
- de la vitesse d'ascension ;
- de la présence d'une inversion au-dessus de laquelle l'air a tendance à descendre et à bloquer l'ascendance.

## 9.5 - Observation des nuages

### 9.5.1 - La nébulosité

La NEBULOSITE est la quantité de nuages observés en un endroit. Elle s'évalue en OCTAS (huitièmes) de ciel couvert. On distingue :

- La NEBULOSITE TOTALE, qui est la fraction de ciel occupée par TOUS les nuages visibles ;
- La NEBULOSITE PARTIELLE, qui représente la fraction de ciel occupée par un genre de nuages. C'est cette nébulosité partielle qui intéresse le pilote ; elle est donnée dans les messages "météo". (v. chap. 13)

Exemples: - un ciel complètement couvert (OVC = OVerCast) correspond à 8 octas ;  
- la moindre ouverture de ciel bleu visible du sol se traduit par 7 octas (BKN = Broken) ;  
- la présence du moindre nuage se traduit par 1 octa (FEW = quelques).

Le tableau suivant donne la correspondance entre les octas et les différents termes et abréviations utilisés pour désigner la nébulosité sur les cartes TEMSI (cartes du temps significatif prévu) et dans les messages d'observations et de prévisions (v. chap. 13).

## TABLEAU

### 9.5.2 - Hauteur des nuages et plafond

L'observation des nuages comporte également la détermination :

- de la HAUTEUR au-dessus du sol ou de l'eau, de la base des différentes couches de nuages ;
- du PLAFOND, qui est la hauteur de la plus basse couche de nuages (en dessous de 20000 ft), qui couvre PLUS DE LA MOITIE DU CIEL.

Dans les messages, ces hauteurs s'expriment en centaines de pieds.

N.B. : Dans le code Q, QBB désigne la hauteur de la base des nuages au-dessus de l'altitude officielle d'un aérodrome.

Les cartes TEMSI (voir § 13.5) donnent l'ALTITUDE de la base et du sommet des nuages, en centaines de pieds ou en mètres.

### 9.5.3 Exemples

a) sur les cartes TEMSI :

SCT/BKN Sc  $\frac{2000}{800}$  = Strato-cumulus épars (3 à 4/8) à morcelés (5 à 7/8),  
s'étendant de 800 à 2000 m.

BKN Ac  $\frac{150}{100}$  = 5 à 7/8 Altocumulus de 10000 à 15000 ft.