

II. L'atmosphère

L'atmosphère est une couche gazeuse qui entoure la planète terre. Elle a une épaisseur de 1500 km. Elle s'étend de la terre jusqu'en milieu interplanétaire. En-dessous d'elle, on distingue d'autres sphères comme l'hydrosphère, la biosphère, la géosphère, la cryosphère, etc. Le soleil et la terre alimentent l'atmosphère en énergie. Elle a un rôle de régulateur thermique. C'est donc une enveloppe protectrice. C'est elle qui rend possible la vie sur terre.

L'atmosphère a une composition chimique. Elle est structurée et elle est dynamique dans l'espace et le temps.

Atmosphère : épaisse couche de gaz qui entoure la Terre

Biosphère : la partie de la Terre où existent les êtres vivants

Géosphère : partie solide de la Terre, comprenant les roches, les minéraux et les métaux.

Hydrosphère : toute l'eau à la surface de la Terre

Cryosphère : la partie aqueuse gelée de la Terre

II.1 Les gaz atmosphériques

L'atmosphère est essentiellement constituée d'un mélange gazeux, l'air. Ce mélange comprend surtout de l'azote (N_2 , 78 % en volume) et de l'oxygène (O_2 , 21 %) (Fig. 02). Pour le reste, soit 1 %, on y trouve de l'argon (Ar, presque 1 %), du dioxyde de carbone, ou gaz carbonique, (CO_2 , 0,03 %), et des traces infimes d'une multitude d'autres gaz (néon, krypton, hélium, ozone, hydrogène).

En plus Cette composition assez constante jusque vers 85 km d'altitude de ces gaz, on trouve des proportions variables de vapeur d'eau (c'est de l'eau à l'état gazeux) et que c'est sa condensation en fines gouttelettes, ou en cristaux de glace, qui donne les nuages.

Enfin, des particules solides plus ou moins fines sont présentes, constituées généralement par des poussières, par des cendres volcaniques éjectées dans l'atmosphère lors d'éruptions, par des résidus de combustion (feux de forêts, usines, etc.), et par de fins cristaux de chlorure de sodium provenant des océans. Ces particules ont un rôle important, non seulement dans les phénomènes d'absorption des rayonnements, mais aussi dans la formation des nuages et des précipitations, car elles constituent des noyaux autour desquels se condensent les gouttelettes d'eau.

Tableau 2.1 – Composition de l’atmosphère exprimée en ppm (parties pour un million, c’est-à-dire millièmes) par rapport à l’air sec.

Gaz atmosphériques	Volume	Masse	Volume en (%)
Azote (N2)	780 836	755 192	78
Oxygène (O2)	209 475	231 418	21
Argon (Ar)	9 340	12 882	0,9
Dioxyde de carbone (CO2)	322	489	0,1
Néon (Ne)	18,18	12,67	
Krypton (Kr)	1,14	3,30	
Méthane (CH4)	1,5	0,83	
Hélium (He)	5,24	0,724	
Dioxyde d’azote (NO2)	0,27	0,410	
Ozone (O3)	0,04	0,065	
Xénon (Xe)	0,087	0,395	
Hydrogène (H2)	0,5	0,035	
Monoxyde de carbone (CO)	0,19	0,19	

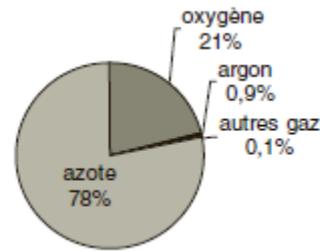


Fig. 1 – Composition de l’air en volume.

L’air est composé de 78 % d’azote, 21 % d’oxygène et 1 % d’autres gaz (parmi lesquels seulement 0,03 % de dioxyde de carbone), ainsi que d’une proportion variable de vapeur d’eau

II.2 Division de l’atmosphère en couches

Les propriétés de l’atmosphère varient selon l’altitude (l’air est d’autant plus dense que l’on se trouve près du sol, car les molécules de gaz sont attirées et retenues par l’attraction terrestre). D’autre part, les équilibres physico-chimiques ne sont pas les mêmes aux différents niveaux et entraînent des variations dans les proportions relatives de certains gaz à cause des réactions successives engendrées par les radiations solaires pendant leur traversée de l’atmosphère.

En effet, l’absorption des rayonnements énergétiques, reçus principalement du Soleil ou réémis par la surface de la Terre, dépendant de l’abondance de plusieurs de ces gaz, il en résulte que les températures de l’air peuvent varier considérablement selon l’altitude. En fonction de ces variations, l’on distingue quatre couches principales (Fig. 02).

1. La troposphère : Elle commence, vers le bas, à la surface du sol et sa limite supérieure, appelée **tropopause**, se situe vers 9 km au-dessus de pôles et vers 15 km au-dessus de l’équateur. Dans les conditions normales, la température y décroît lentement avec l’altitude pour ne plus atteindre que -50 à -60 °C à son sommet.

C’est la région de l’atmosphère où la vie se développe. Elle contient 80 % de la masse totale de l’air atmosphérique, dont la pression diminue avec l’altitude (Fig. 04), et pratiquement toute sa vapeur d’eau. C’est donc là que se forment les nuages et que les principaux phénomènes météorologiques se manifestent.

2. La stratosphère : surmonte la troposphère et est limitée vers le haut par la **stratopause**, située aux environs de 50 km d’altitude. L’air y est de 10 à 1 000 fois moins dense que près du

sol et sa température y augmente lentement vers le haut jusqu'à atteindre environ 10 °C en été. Cette augmentation de température est due principalement à la présence d'ozone qui, bien qu'en proportion infime, absorbe intensément le rayonnement ultraviolet du Soleil.

3. La mésosphère : plus élevée encore, est limitée en haut, vers 80 km, par la **mésopause**. Les températures y décroissent de bas en haut jusque vers -80 °C.

4. L'ionosphère : représente la partie la plus élevée de l'atmosphère. L'air y est très raréfié et les molécules de gaz sont ionisées par les rayonnements de haute énergie qui les frappent.

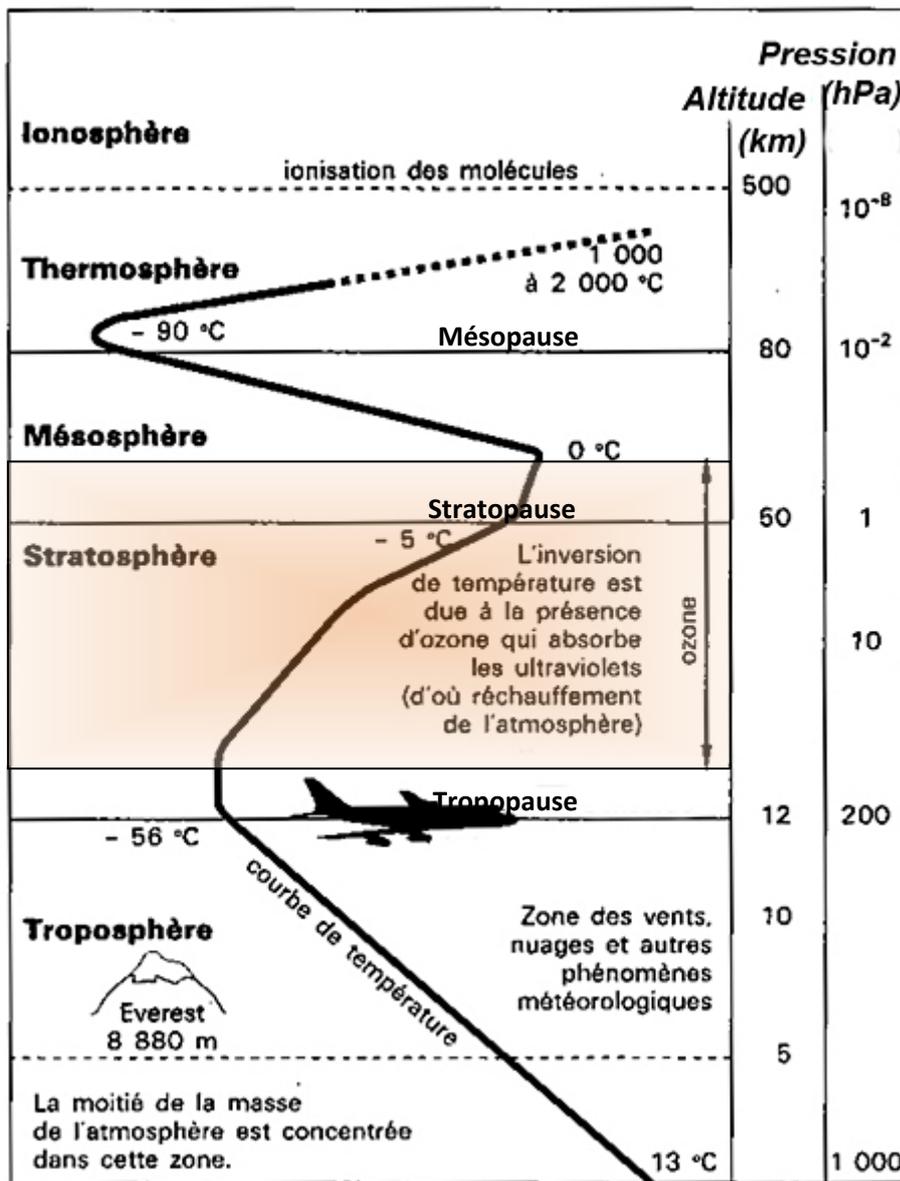


Fig. 2 – Division de l'atmosphère en couches

Ce schéma est établi en utilisant les valeurs de l'atmosphère standard internationale (voir tableau). Ce sont des moyennes, les vraies valeurs peuvent varier notablement, en particulier de l'équateur aux pôles

2.1 Calcul de la pression atmosphérique standard en altitude

Soit un cylindre de base S, de hauteur h, de masse m, d'une matière homogène de masse volumique ρ , posé verticalement (Fig. 3). L'accélération de la pesanteur, considérée comme constante, étant g, son poids est $F = mg = \rho Shg$ et il exerce donc sur sa base une pression $P = F/S = \rho hg$. Cette formule peut s'appliquer pour calculer la pression sur une section horizontale du cylindre quelle que soit sa hauteur. Mais, pour l'air, qui est compressible, il en va différemment, puisque sa masse volumique change avec l'altitude.

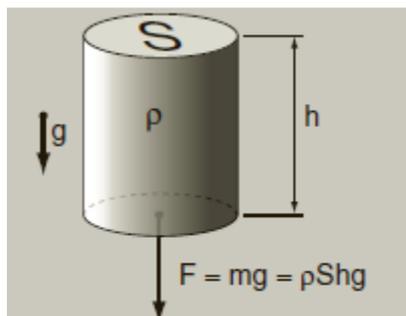


Fig. 3 – Poids d'un cylindre

Prenons le cas d'un cylindre vertical de base S_0 découpé dans l'atmosphère. La pression qui s'applique sur cette base du fait du poids de cette colonne d'air est P_0 . Pour une petite élévation d'altitude dh , cette pression va diminuer de $dP = -\rho g dh$. Pour calculer cette diminution, il faut faire intervenir l'équation des gaz parfaits $PV = nRT$, avec P : pression, V : volume, n : nombre de moles, R, constante des gaz parfaits, T : température en K.

En combinant les deux dernières expressions, on trouve $dP/P = -dhMg/RT$, M étant la masse molaire de l'air.

Si, dans un premier temps, on néglige l'influence de la variation de la température avec l'altitude, c'est-à-dire en posant T constant, on peut écrire, en intégrant: $\int \frac{dP}{P} = -\frac{Mg}{RT} \int dh$, soit $\log\left(\frac{P}{P_0}\right) = -\left(\frac{Mgh}{RT}\right)$, soit $P = P_0 e^{-(Mgh/RT)}$

Pour affiner ce résultat, on peut tenir compte de la variation de la température de l'air en fonction de l'altitude. En posant un taux de variation $\lambda = dT/dh$ constant, on peut écrire $T = T_0 + h\lambda$, T_0 étant la température à la base de la colonne d'air. Cela permet d'écrire $dP/P = -dT M g / RT \lambda$, et : $\int \frac{dP}{P} = -\frac{Mg}{RT} \int \frac{dT}{T}$, soit $\log\left(\frac{P}{P_0}\right) = -\left(\frac{T}{T_0}\right)^{-\frac{Mg}{R\lambda}}$, ou $P = P_0 \left(1 + \frac{h\lambda}{T_0}\right)^{-\frac{Mg}{R\lambda}}$

Ces calculs sont largement théoriques car, dans l'atmosphère réelle, les valeurs de plusieurs paramètres sont difficiles à connaître, notamment le gradient de température. C'est pourquoi,

pour les besoins courants, notamment aéronautiques, on a défini des atmosphères standards avec des valeurs conventionnelles.

L'atmosphère standard ISA (International standard atmosphère) utilise les valeurs suivantes :

- Masse molaire de l'air : $M = 0,0289644 \text{ kg/mol}$
- Accélération de la pesanteur (supposée constante) : $g = 9,80665 \text{ m/s}^2$
- Constante des gaz parfaits : $R = 8,31432 \text{ J/mol.K}$
- et, pour T_0 (température à la base) et λ (gradient de température), les valeurs qui se trouvent dans le tableau 2.2 ci-dessous pour les différentes couches de l'atmosphère.

Pour la troposphère (jusqu'à 11 km d'altitude), on trouve : $P = 101325(1 - 2,256 \times 10^{-5}h)^{5,256}$, avec P en pascals, et h en mètres (h étant, en toute rigueur, la cote géopotentielle, guère différente, dans notre cas, de l'altitude). Exemple : à 10 km d'altitude, la pression calculée est de 264 hPa.

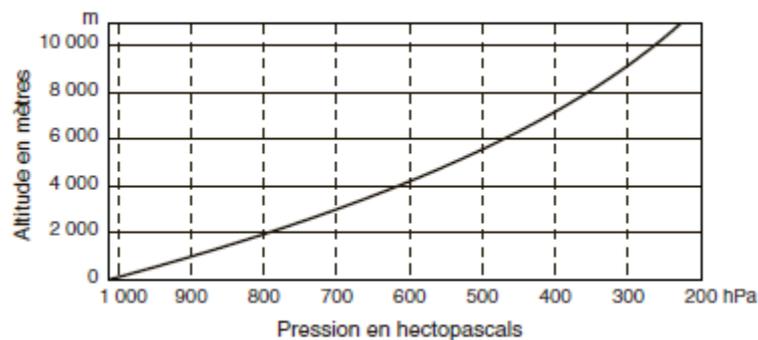


Fig. 4 – Pression atmosphérique standard en fonction de l'altitude dans la troposphère

II.3 L'eau dans l'atmosphère

II.3.1 La vapeur d'eau dans l'air

Comme tous les corps simples, l'eau peut se présenter sous différents états (ou phases) dont les propriétés physiques varient de façon continue. Ce sont principalement l'état solide (neige ou glace), l'état liquide, l'état gazeux (vapeur d'eau). Ces états ne dépendent que de la pression et de la température (Fig. 5). Si l'eau est seule en cause (système à un corps), on pourra la trouver en un seul de ces états, ou en deux au moment d'un changement de phase : passage solide-liquide ou inversement, passage liquide-gaz (évaporation) ou inversement (condensation) ; passage solide-gaz (sublimation) ou inversement ; ou encore en trois pour une seule valeur de la pression et une seule valeur de la température (point triple).

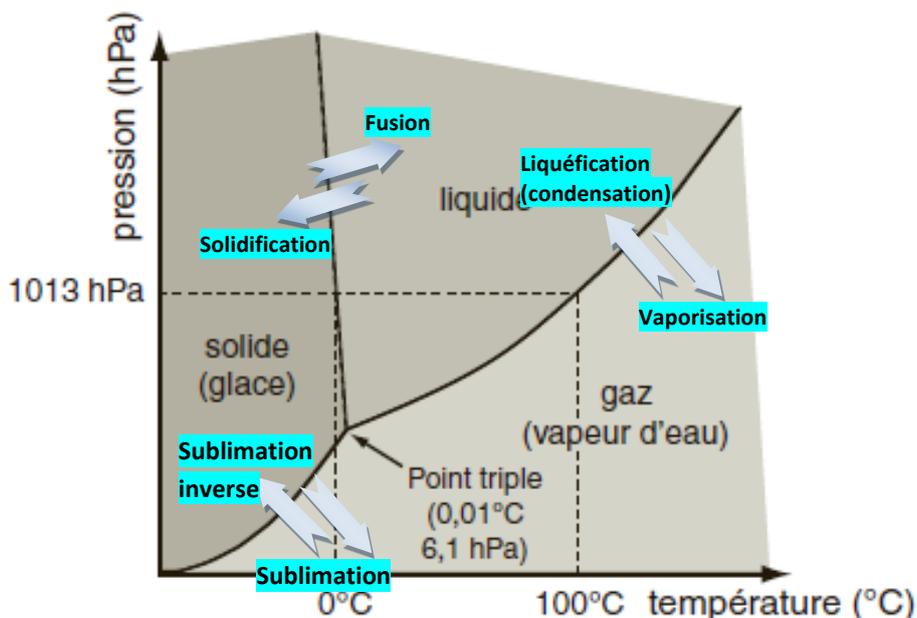


Fig. 5 – Diagramme de phases de l'eau seule (système à un corps)

Lorsque l'eau est en présence d'air (ce n'est plus alors un système à un corps), celui-ci pourra en contenir une partie sous forme de gaz (vapeur d'eau). Cette vapeur pourra donc coexister avec de l'eau liquide à une température inférieure à l'ébullition (100 °C à la pression atmosphérique normale) ou avec de l'eau solide à une température inférieure à 0 °C. Cette vapeur contribue à la pression exercée par l'air d'une quantité appelée « pression de vapeur d'eau ». Cette pression varie avec la température (Fig. 6). Elle est plus forte lorsque la vapeur d'eau est en présence d'eau liquide que de glace.

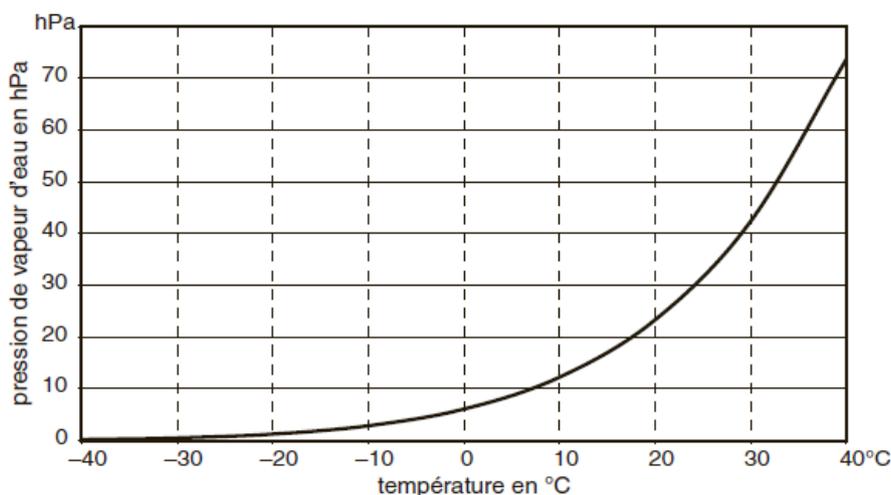


Fig. 6 – Pression de vapeur d'eau en fonction de la température

La pression de vapeur d'eau, très faible lorsque la température est basse, croît exponentiellement avec celle-ci.

Mélange air-eau

A ce "gaz parfait" s'ajoute la vapeur d'eau en quantité très variable. La pression partielle de la vapeur d'eau dans ce mélange est appelée "tension de vapeur". Elle ne peut, théoriquement, dépasser un certain seuil, appelé "tension de vapeur" saturante, qui ne dépend que de la température.

Température (° C)	-20	-10	0	10	20	30
Tension de vapeur saturante (en mm de Hg)	0,78	1,96	4,58	9,21	17,5	31,8
Masse d'eau sous forme vapeur (en g/m ³)	0,89	2,16	4,85	9,42	17,3	30,4

Au-delà de ce seuil, il y aura condensation sous forme de fines gouttelettes et création de nuages. La condensation d'un gramme d'eau libère 600 calories, ce qui permet d'élever de 1°C un mètre-cube d'air dans les conditions standards. Le passage de ce même gramme d'eau à l'état solide à 0° C ne libère que 80 calories. Enfin, à 0° C, la chaleur latente de sublimation de la glace est de 675 cal/g.

Pour caractériser le mélange air-eau, on utilise différents paramètres dont :

- 1) **l'humidité absolue H_a** : est la masse de vapeur d'eau présente dans un certain volume d'air humide (généralement exprimée en grammes de vapeur d'eau par mètre cube d'air humide). Avec les unités habituelles en climatologie, on a la relation :

$$H_a = 217 \cdot \frac{e}{T}$$

H_a : en g/m³, e : tension de vapeur en millibar, T : température absolue

- 2) **l'humidité relative h_r** : (ou **degré hygrométrique**), est le rapport de la pression partielle de vapeur d'eau qu'il contient à la pression de vapeur d'eau saturante dans les mêmes conditions de pression et de température, exprimé en pourcentage. C'est aussi le rapport entre la masse de vapeur d'eau du volume d'air concerné et la masse qu'il pourrait contenir à saturation.

$$H_r = \frac{e}{e_s} = \frac{H_a}{H_{a \text{ saturante}}}$$

- 3) **le rapport de mélange r** : Rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse l'air sec. Il peut s'exprimer (g/kg) sous la forme :

$$r = 622 \frac{e}{P_a - e}$$

Les valeurs de r sont très variables puisqu'elles oscillent entre 0,5 g/kg pour les airs secs et froids arctiques à 25 g/kg pour un air tropical humide.

- 1) **le Point de rosée T_r** : C'est la température à laquelle un mélange à r et P donné devient saturé.

II.3 Gradients de température dans l'atmosphère

II.3.1 Gradient vertical de température, émagrammes

Habituellement, la température de l'air décroît avec l'altitude. Cela tient au fait que la source de chaleur fournissant l'énergie calorifique de l'atmosphère est principalement le sol, qui absorbe l'énergie lumineuse solaire, et à la diminution de l'intensité de l'effet de serre en fonction de l'altitude. En mesurant les températures de l'air à différentes altitudes grâce à des sondages atmosphériques (par des ballons munis d'appareils de mesure), on peut définir un gradient vertical de température qui, en moyenne et en valeur absolue, est de $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ par km d'altitude (gradient dit normal). Mais ce gradient peut être très variable selon les conditions locales et l'histoire des masses d'air, et est loin de rester constant selon les altitudes.

À noter que l'on observe parfois des gradients positifs (la température de l'air croît avec l'altitude) correspondant à ce que l'on appelle des **inversions de température**. Les gradients de température peuvent être tracés sur des diagrammes nommés **émagrammes**, ou **téphigrammes** (Fig. 7).

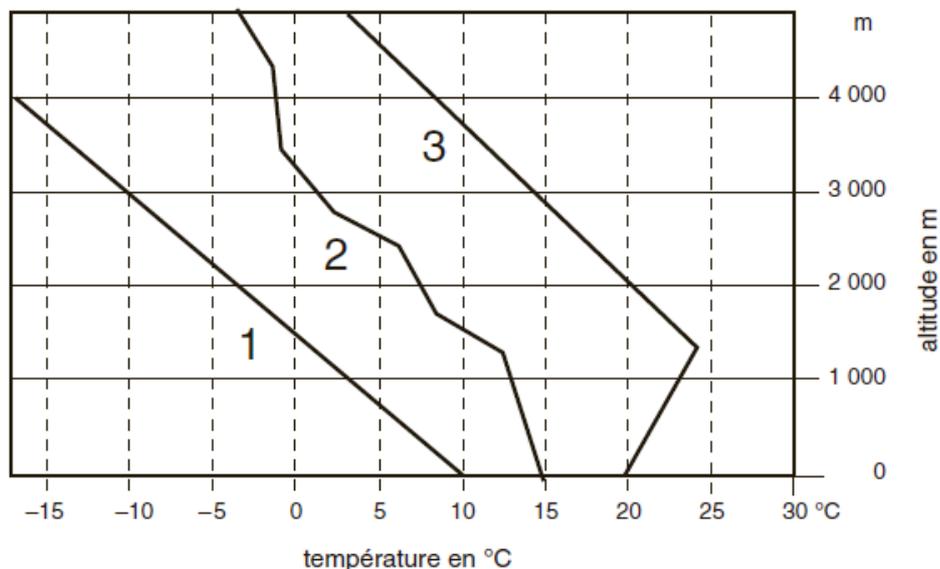


Fig. 7 – Gradients verticaux de température

« Émagramme montrant différents gradients verticaux de température. 1 : gradient de température uniforme dit « normal » ($6,5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$) ; 2 : exemple de gradient de température réel résultant d'un sondage atmosphérique ; 3 : gradient de température positif jusqu'à 1 200 m d'altitude (inversion de température), négatif ensuite ».

Gradient de température adiabatique

On dit qu'un processus affectant un système physique est adiabatique lorsqu'il se produit sans échange de chaleur avec l'extérieur. C'est pratiquement ce qui se passe dans l'atmosphère car l'air est un très mauvais conducteur de la chaleur. Si une certaine parcelle d'air, entraînée dans un mouvement ascendant, est portée à des altitudes croissantes, sa pression va diminuer et elle va donc se détendre en augmentant de volume. Cette augmentation de volume correspond à un travail effectué en repoussant l'air extérieur, ce qui va se traduire par un abaissement de température.

On calcule qu'il est, en valeur absolue, d'environ $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour 100 m si l'air n'est pas saturé en vapeur d'eau : c'est le **gradient de température adiabatique sec (Fig. 8)**. Si, au lieu de monter, l'air est amené à des altitudes décroissantes, il se réchauffera au même gradient.

En se détendant dans sa montée, l'air peut se refroidir jusqu'à une température et une pression où il est saturé en vapeur d'eau : des gouttelettes pourront alors apparaître (sous certaines conditions que nous verrons plus loin), formant brouillard ou nuage. Cette condensation se faisant avec dégagement de chaleur latente, le refroidissement de la masse d'air en fonction de la baisse de pression sera plus lent, de l'ordre de $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour 100 m : c'est le **gradient de température adiabatique (ou pseudo-adiabatique) saturé**

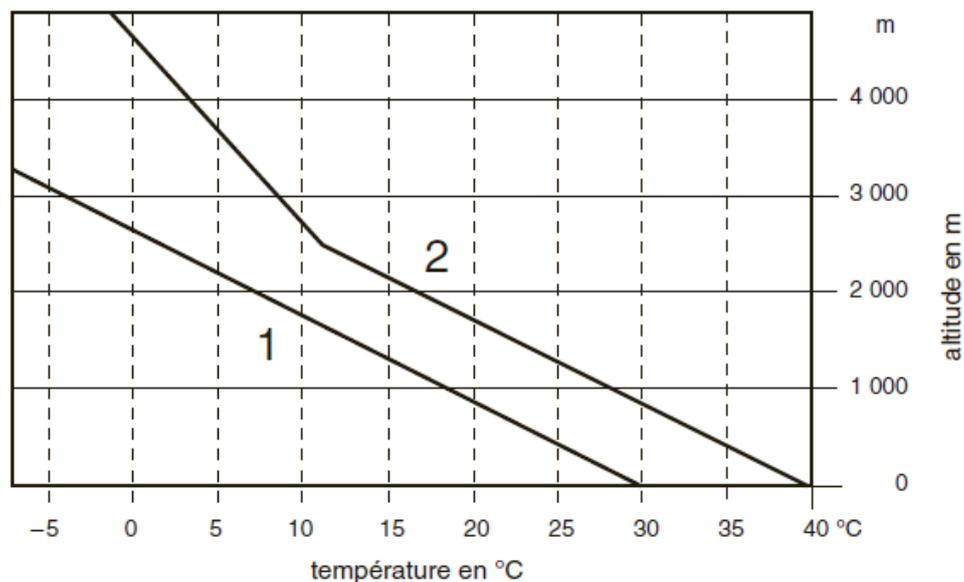


Fig. 8 – Gradients de température adiabatiques

« Émagramme montrant 1) une courbe correspondant à un gradient adiabatique sec ; 2) une courbe correspondant à un gradient adiabatique sec jusqu'à $2\,400\text{ m}$ d'altitude, puis saturé. »

II.3.2 Stabilités ou instabilité de l'air

Les considérations ci-dessus sur les gradients thermiques permettent de comprendre les conditions dans lesquelles des mouvements ascendants des masses d'air peuvent ou non engendrer des instabilités.

Si, dans une certaine région, le gradient thermique vertical atmosphérique réel est plus grand, en valeur absolue, que le gradient thermique adiabatique (on dit qu'il est super-adiabatique), alors, une masse d'air entraînée dans un mouvement vertical deviendra moins froide que les masses d'air environnantes. Elle sera donc moins dense que celles-ci, ce qui favorisera sa montée. Cela est encore plus marqué si la masse d'air ascendante se sature en humidité car, alors, elle se refroidit encore moins vite. On dit de ces gradients thermiques qu'ils sont instables (Fig. 9).

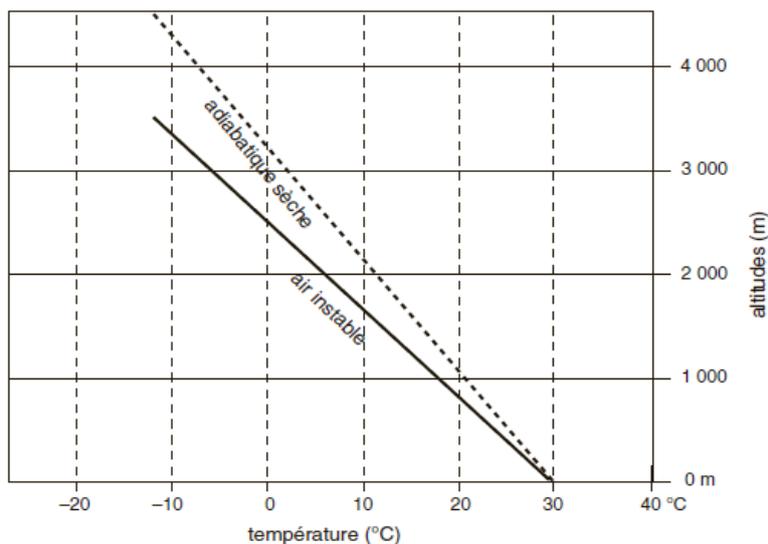


Fig. 9 – Émagramme d'un air instable

« Un air dont le gradient thermique vertical est plus fort que celui d'une adiabatique sèche est instable ».

Au contraire, si le gradient thermique vertical réel est plus petit, en valeur absolue, que le gradient thermique adiabatique, une masse d'air ascendante restera toujours plus froide, et donc plus dense, que son entourage, ce qui aura tendance à contrarier sa montée, et non à la favoriser. On dit que ce gradient thermique est stable (Fig. 10).

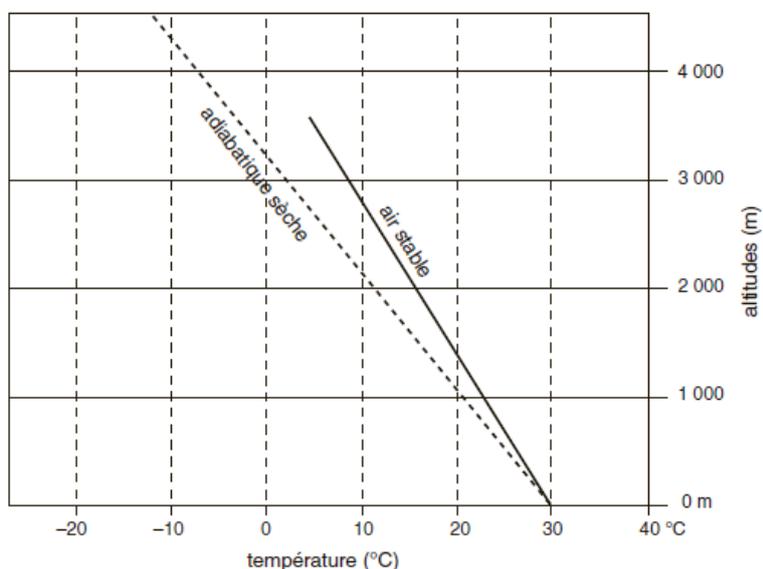


Fig. 10 – Émagramme d'un air stable

« Un air dont le gradient thermique vertical est plus faible que celui d'une adiabatique sèche est stable ».

Cette stabilité est particulièrement marquée dans le cas d'une inversion de température, ou le gradient thermique est inverse. L'air étant plus chaud vers le haut que vers le bas, les masses d'air basses ne peuvent s'élever et sont, en quelque sorte, prisonnières de cette inversion.

À partir de ces deux cas typiques, bien des modalités peuvent être rencontrées car le gradient réel peut varier selon les altitudes : une masse d'air ascendante peut ainsi être stable à certains niveaux et instable à d'autres.

Par ailleurs, un gradient thermique atmosphérique situé entre le gradient adiabatique sec et le gradient adiabatique humide donne lieu à une instabilité conditionnelle :

il y aura stabilité pour une masse d'air ascendante non saturée, mais instabilité pour une masse d'air ascendante saturée.

À noter que, sur beaucoup d'émagrammes (dits obliques), les lignes d'égale température sont inclinées vers la droite (souvent à 45°) de telle sorte que la courbe correspondant à un gradient de température standard soit plus proche de la verticale, ce qui facilite la lecture, souvent difficile, de ces diagrammes (Fig. 11).

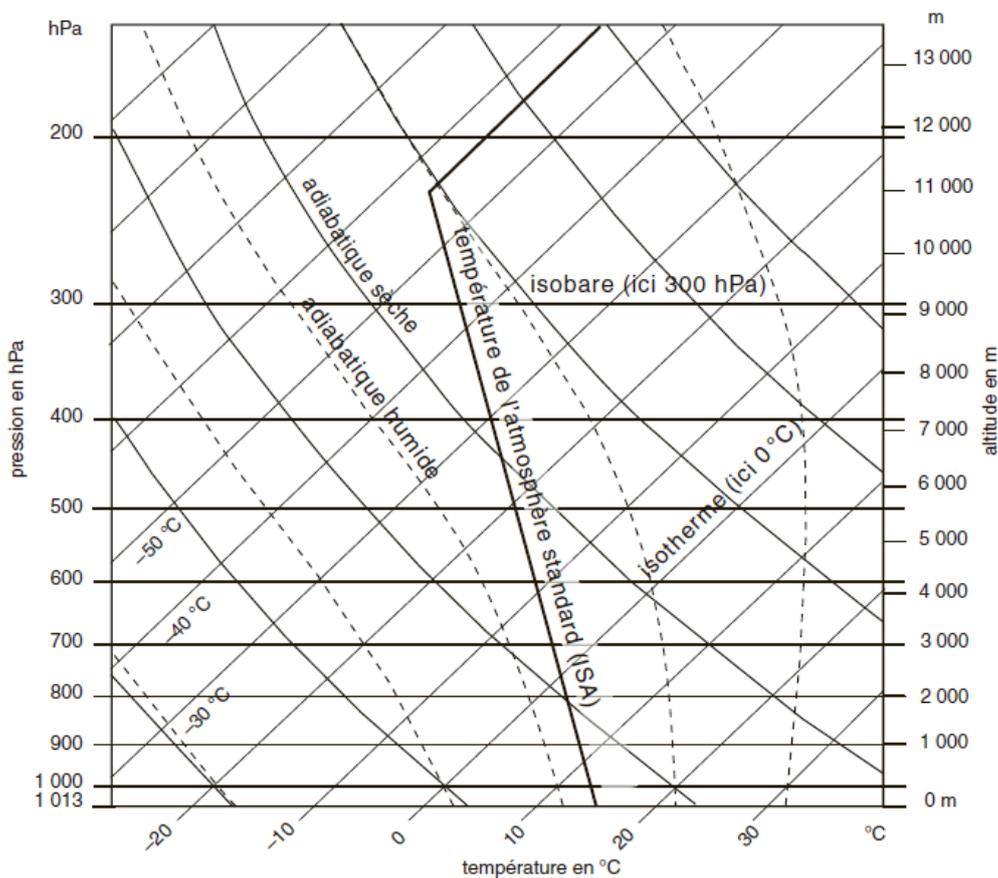


Fig. 11 – Exemple d'émagramme oblique

« Beaucoup d'émagrammes sont dessinés avec des lignes de températures obliques, comme celui qui est schématisé ci-dessus. La courbe de température de l'atmosphère standard et les adiabatiques sont alors plus proches de la verticale, ce qui permet de les dessiner et de les lire plus aisément. D'autres renseignements sont souvent indiqués ou annexés, notamment l »

II.4 Condensation, précipitations

II.4.1 Conditions de la condensation, sursaturation

On a vu que l'air ne pouvait contenir qu'une quantité limitée de vapeur d'eau, décroissante avec la température. Le maximum de cette quantité définit le point de rosée, à partir duquel l'air est saturé en vapeur d'eau et au-delà duquel l'eau se condense. Cependant, dans l'atmosphère, cette condensation exige la présence de noyaux de condensation, le plus souvent de très petites particules en suspension (poussières, ou cristaux de sel). En l'absence de tels noyaux, l'eau peut rester à l'état de vapeur largement au-delà de la quantité définie par le point de rosée, et l'air est alors dit **sursaturé** en vapeur d'eau.

Lorsque la condensation s'effectue, il y a formation de très petites gouttelettes d'eau, de diamètre habituellement de l'ordre de 0,01 mm. Vu leur petite taille, ces gouttelettes peuvent rester en suspension très longtemps et être entraînées dans des mouvements ascendants. Elles peuvent aussi aisément se vaporiser si les conditions de saturation ne sont plus réalisées.

Précipitations (pluie, grêle, neige)

Pour que la pluie se produise, il est nécessaire que l'eau de condensation des nuages forme des gouttes dont le poids soit plus élevé que la force dirigée vers le haut que leur appliquent les masses d'air dans leur mouvement ascendant. Cela exige que les gouttelettes formées par condensation grossissent pour former des gouttes plus d'un million de fois plus grosses. Plusieurs processus aboutissent à ce résultat.

Le processus le plus simple est celui où les gouttelettes se réunissent par coalescence au cours de collisions. Comme les probabilités de ces collisions ne sont pas très élevées, cela explique que beaucoup de nuages ne donnent pas de pluie. C'est cependant le seul processus utilisable pour des nuages chauds, c'est-à-dire qui ne peuvent donner lieu à la formation de glace.

Beaucoup de nuages, cependant, sont au moins en partie à une altitude où la température est au-dessous de zéro, ce qui permet que s'y forment des cristaux de glace. Très souvent, cette formation se fait alors qu'existent des gouttelettes d'eau en surfusion, parfois à des températures très basses ($-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, voire $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ ou moins).

Comme la pression de vapeur au-dessus de la glace est plus faible que la pression de vapeur au-dessus de l'eau, l'eau des gouttelettes tend à s'évaporer pour venir se condenser sur les cristaux de glace, entraînant leur croissance. Lorsque les cristaux de glace (c'est-à-dire de neige) sont suffisamment pesants, ils vont tomber à une vitesse plus grande que les gouttelettes, les collisions ainsi engendrées augmentant encore leur masse. Le processus va ainsi s'accélérer et on aura une chute de neige qui pourra atteindre le sol si les températures sont négatives. Si les températures deviennent positives, la neige va fondre au niveau de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ et se transformera en pluie.

À noter que la pluie peut se produire alors que l'eau est en surfusion. Elle se transforme alors immédiatement en glace en tombant sur le sol : c'est la pluie verglaçante.

La taille des flocons de neige et celle des gouttes d'eau, dépendent des conditions locales dans le nuage : épaisseur et température, courants ascendants. En tout état de cause pour que ces

processus soient actifs, un nuage doit avoir une épaisseur suffisante, habituellement supérieure à 1 500 m. condense. Cependant, dans l'atmosphère, cette condensation exige la présence de noyaux de condensation, le plus souvent de très petites particules en suspension

(poussières, ou cristaux de sel). En l'absence de tels noyaux, l'eau peut rester à l'état de vapeur largement au-delà de la quantité définie par le point de rosée, et l'air est alors dit sursaturé en vapeur d'eau.

Lorsque la condensation s'effectue, il y a formation de très petites gouttelettes d'eau, de diamètre habituellement de l'ordre de 0,01 mm. Vu leur petite taille, ces gouttelettes peuvent rester en suspension très longtemps et être entraînées dans des mouvements ascendants. Elles peuvent aussi aisément se vaporiser si les conditions de saturation ne sont plus réalisées.

Précipitations (pluie, grêle, neige)

Pour que la pluie se produise, il est nécessaire que l'eau de condensation des nuages forme des gouttes dont le poids soit plus élevé que la force dirigée vers le haut que leur appliquent les masses d'air dans leur mouvement ascendant. Cela exige que les gouttelettes formées par condensation grossissent pour former des gouttes plus d'un million de fois plus grosses. Plusieurs processus aboutissent à ce résultat.

Le processus le plus simple est celui où les gouttelettes se réunissent par coalescence au cours de collisions. Comme les probabilités de ces collisions ne sont pas très élevées, cela explique que beaucoup de nuages ne donnent pas de pluie. C'est cependant le seul processus utilisable pour des nuages chauds, c'est-à-dire qui ne peuvent donner lieu à la formation de glace.

Beaucoup de nuages, cependant, sont au moins en partie à une altitude où la température est au-dessous de zéro, ce qui permet que s'y forment des cristaux de glace. Très souvent, cette formation se fait alors qu'existent des gouttelettes d'eau en surfusion, parfois à des températures très basses ($-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, voire $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ ou moins).

Comme la pression de vapeur au-dessus de la glace est plus faible que la pression de vapeur au-dessus de l'eau, l'eau des gouttelettes tend à s'évaporer pour venir se condenser sur les cristaux de glace, entraînant leur croissance. Lorsque les cristaux de glace (c'est-à-dire de neige) sont suffisamment pesants, ils vont tomber à une vitesse plus grande que les gouttelettes, les collisions ainsi engendrées augmentant encore leur masse. Le processus va ainsi s'accélérer et on aura une chute de neige qui pourra atteindre le sol si les températures sont négatives. Si les températures deviennent positives, la neige va fondre au niveau de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ et se transformera en pluie.

À noter que la pluie peut se produire alors que l'eau est en surfusion. Elle se transforme alors immédiatement en glace en tombant sur le sol : c'est la pluie verglaçante.

La taille des flocons de neige et celle des gouttes d'eau, dépendent des conditions locales dans le nuage : épaisseur et température, courants ascendants. En tout état de cause pour que ces processus soient actifs, un nuage doit avoir une épaisseur suffisante, habituellement supérieure à 1500 m.

Lorsque le brouillard est peu dense, on parle de **brume**. Cependant, les brumes ne sont pas toujours le résultat de la condensation de vapeur d'eau. Certaines sont dues à la présence, dans

l'air, de particules solides, la plupart du temps de très fines poussières d'argile ou de sable arrachées par le vent à des zones désertiques. On parle alors de **brumes sèches**.

a) Nuages bas (base typiquement au-dessous de 2 km)

Les **stratus**, ne se distinguent guère d'un brouillard que par leur altitude. D'ailleurs un brouillard matinal peut évoluer en stratus.

Les **stratocumulus** sont des stratus à structure globulaire, souvent à arrangement régulier.

Les **nimbostratus** sont des nuages bas, épais, sombres, à aspect déchiré, générateurs de pluies continues.

b) Nuages d'altitude moyenne (base typiquement entre 2 et 7 km)

Les **altostratus** sont des nuages étendus, gris, peu denses, à aspect souvent fibreux, générateurs de pluies fines et continues.

Les **altocumulus** ressemblent à des altostratus, mais montrent une structure globulaire.

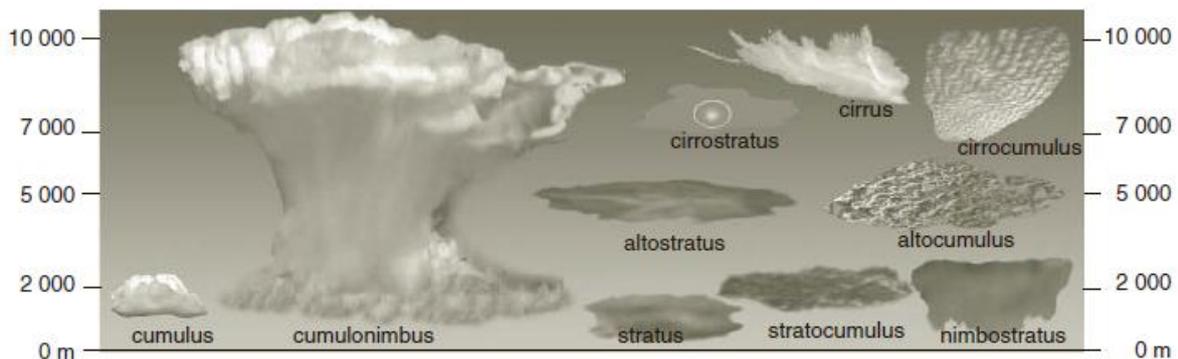


Fig. 37 – Principaux types de nuages

c) Nuages de haute altitude (base typiquement entre 5 à 14 km)

Les **cirrus**, sont des nuages peu épais, clairs, très bien caractérisés par un aspect fibreux. Ils sont signe de beau temps s'ils sont peu serrés et détachés les uns des autres.

Les **cirrostratus**, sont des voiles blanchâtres étendus donnant au ciel un aspect laiteux. Le soleil peut y montrer un halo. Ils annoncent du mauvais temps.

Les **cirrocumulus** sont des groupes de petits nuages globulaires, assemblés généralement en alignements parallèles.