

01 **1.1.5.1. Tension de vapeur, humidité relative, point de rosée.**

— En météorologie, l'air humide est considéré comme un mélange de deux gaz : l'air sec et la vapeur d'eau. La quantité de vapeur d'eau au sein de ce mélange est caractérisée par sa pression partielle e , exprimée en hPa, aussi appelée **tension de vapeur**. On constate que, pour une température donnée, cette pression e ne peut dépasser une certaine limite e_w . Lorsque cette limite, qui s'accroît avec la température, est atteinte, on dit que l'air est saturé. Tout apport de vapeur d'eau ultérieur se traduira par l'apparition de minuscules gouttelettes d'eau, formant des nuages en altitude ou un brouillard au sol (e_w varie de 0,2 hPa pour une masse d'air à -40 °C à 73,8 hPa pour une masse d'air à $+40\text{ °C}$).

t	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45
p	6,1	8,7	12,3	17,0	23,4	31,7	42,4	56,2	73,8	95,9
r_w	3,8	5,4	7,7	10,6	14,8	20,2	27,3	37,6	49	65,3

t : température de l'air en °C,
 p : pression de vapeur saturante en hPa
 r_w : quantité maximale de vapeur d'eau en gramme par kilogramme d'air sec

1.1.5.1. — Contenu en eau maximum selon la température de l'air.

05 Le tableau 1.1.5.1 donne quelques valeurs de e_w en fonction de la température de l'air. Elles sont calculées à l'aide de la formule suivante (formule de Tetens) :

09 $e_w = 6,11 \cdot 10^{7,5 \cdot t / (237,3 + t)}$

13 avec e_w en hPa et $t =$ température en °C

17 En météorologie, pour s'affranchir des variations de pression de l'air, on utilise la notion de **rapport de mélange (r)**, c'est-à-dire la masse de vapeur d'eau contenue dans un kilogramme d'air sec :

21 $r = 0,622 \times (e/p - e)$; avec $p =$ pression de la particule d'air.

25 On définit de même le **rapport de mélange saturant (r_w)** :

$r_w = 0,622 \times (e_w/p - e_w)$.

29 r est un nombre sans dimension très petit. Pour raison pratique on le multiplie par 1000 : il représente alors des grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec.

33 Pour $p = 1010$ hPa, r_w varie de 0,1 gramme par kilo pour $t = -40\text{ °C}$ à 49 grammes par kilo pour $t = +40\text{ °C}$. En conséquence, plus la température est élevée, plus la quantité de vapeur susceptible d'être présente dans l'atmosphère est grande, et plus les précipitations peuvent être importantes.

37 L'**humidité relative (U)** est, par définition, le pourcentage, à une température donnée, de la valeur actuelle de la pression de vapeur d'eau, comparée à la pression maxima de la vapeur d'eau à cette température : $U = 100 \times (e/e_w)$ ou U très voisin de $100 \times (r/r_w)$.

41 Une humidité de 50 % signifie que l'air contient une quantité de vapeur d'eau qui est la moitié de celle qu'il pourrait contenir au maximum dans les mêmes conditions de température et de pression. En pratique, l'humidité n'est presque jamais inférieure à 15 % sauf dans les déserts. En altitude, elle peut descendre souvent à moins de 10 %, principalement dans les anticyclones. Elle est évidemment de 100 % dans les nuages et le brouillard.

45 En se référant au tableau 1.1.5.1, on peut déduire qu'une masse d'air qui contient 7,7 g d'air de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec est saturée (humidité de 100 %) à 10 °C. En revanche, avec le même contenu en eau, l'humidité de cette masse d'air tombe à environ 50 % à 20 °C et à environ 30 % (air très sec) à 30 °C.

49 La température à laquelle il faut refroidir une masse d'air pour que $e = e_w$ ou $r = r_w$ s'appelle **point de rosée**. C'est la température à partir de laquelle l'air est saturé ($U = 100\%$). Sur terre, lors du refroidissement nocturne, si la température au niveau du sol atteint cette valeur critique, des gouttes de rosée apparaissent au sol, d'où son nom.

53 La température du point de rosée (notée t_d) caractérise l'humidité de la masse d'air. Plus l'écart entre t (température de l'air) et t_d est important, plus l'air est sec. Lorsque l'air est saturé ($U = 100\%$), $t = t_d$.

57 t_d ne peut être mesuré directement. Il se calcule à partir de t et d'une troisième température, t' , la **température du « thermomètre mouillé »**. Le thermomètre mouillé est un thermomètre dont le réservoir de mercure est enveloppé d'une mousseline maintenue humide (bien veiller à la propreté et à l'humidification de la mousseline). L'évaporation de l'eau provoque un refroidissement. Plus l'air est sec, plus l'évaporation est importante et plus la différence de température entre le thermomètre mouillé et le thermomètre normal est importante. En fait, t' est toujours compris entre t_d et t .

61 Si $U = 100\%$, $t_d = t' = t$.

65 L'ensemble des deux thermomètres, « sec » et « mouillé » constitue un **psychromètre**. Le calcul de t_d et de U à partir de t et t' se fait à l'aide de tables spécifiques à chaque appareil (l'évaporation varie en fonction de la forme et de la taille du réservoir humide et avec la ventilation).

69 À bord des navires, on utilise soit un psychromètre fixe sous un abri, soit un psychromètre crécelle (la rotation, à la main, des deux thermomètres permet une ventilation forcée).

73 Les tables psychrométriques (annexe D, § 5.4.2.2.1) permettent de calculer t_d et U à partir de t et t' . Elles ne sont valables que pour le psychromètre crécelle.

77 **Mesure directe de l'humidité**. Certains appareils indiquent directement l'humidité, soit en mesurant la déformation mécanique d'une matière organique (cheveux, peau d'intestin), soit en mesurant les variations de résistance électrique ou de capacité de certains matériaux hygroscopiques (polymères). Ces instruments sont relativement précis pour des valeurs d'humidité supérieures à 20 %.

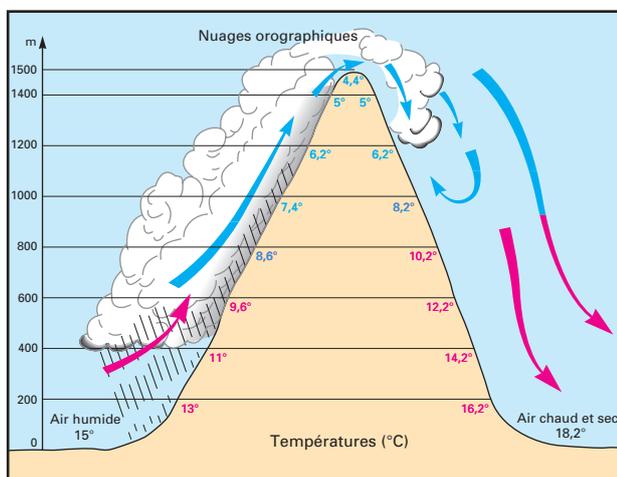
81 Pour diverses applications (prévision de brouillard, prévision de condensation dans les cales d'un navire), il peut être intéressant d'estimer la température du point de rosée (t_d) à partir de la température de l'air (t) et de l'humidité (U).

85 À partir de la température de l'air t et à l'aide de la table 1.1.5.1 (ou de la formule de Tetens), estimer la tension de vapeur saturante (e_w). À partir de U mesuré par l'hygromètre et de e_w , calculer la tension de vapeur réelle ($e = U \times e_w$). Entrer à nouveau dans la table 1.1.5.1 pour estimer à quelle température (point de rosée) correspond la valeur e .

89 **Ventilation des cales**. De nombreuses marchandises peuvent s'altérer, voire se détériorer par l'humidité. Quelles que soient les méthodes de protection contre ce phénomène, une connaissance précise de l'humidité relative, ou plus exactement du point de rosée, à l'intérieur de la cale est indispensable avant de faire procéder à la ventilation. Ainsi, en cas d'air extérieur à température élevée (température de l'air extérieur supérieure au point de rosée de la cale), une faible ventilation peut faire cesser une humidité persistante par élévation de la température de la cale ; par contre, en cas d'air extérieur froid (température de l'air extérieur inférieure au point de rosée de la cale), il faudra parfois prendre garde de ne pas provoquer la condensation par phénomène inverse (baisse de température de la cale).

93 **Prévision de brume d'advection** : voir § 1.1.5.6.

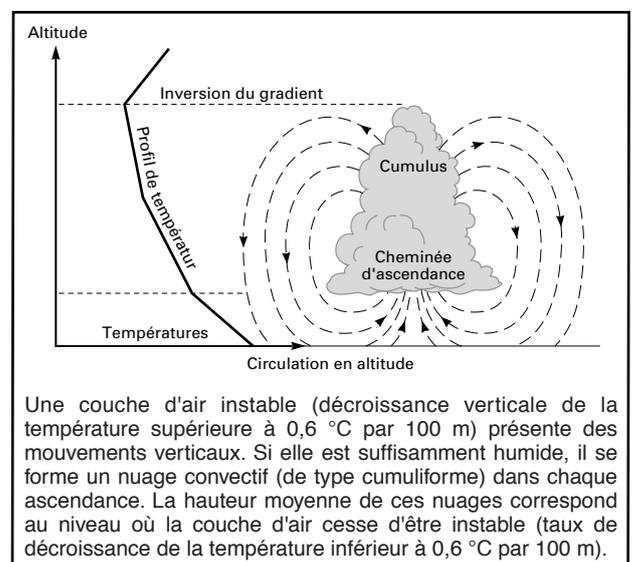
- 01 **1.1.5.2. Évaporation et condensation.** — Évaporation et condensation sont des phénomènes essentiels en météorologie. L'évaporation, productrice de vapeur d'eau, a lieu en grande partie sur les océans et, pour une moindre part, sur les fleuves, les lacs et le sol humide par la transpiration des plantes. L'évaporation est d'autant plus importante que l'eau est chaude et l'air sec. Le vent aussi est important car la turbulence qu'il engendre favorise la dispersion de la vapeur d'eau en altitude. La chaleur nécessaire à cette transformation est prise en grande partie au liquide qui se refroidit. Elle est conservée par la vapeur d'eau sous forme de **chaleur latente de vaporisation**. Elle représente une source d'énergie considérable, disponible dans l'atmosphère, qui sera libérée lors de la condensation de la vapeur.
- 07 La condensation, créatrice des nuages, du brouillard et des précipitations, se produit lorsqu'une masse d'air se refroidit en dessous de son point de rosée. Ce phénomène, pour se déclencher, exige la présence de noyaux de condensation (§ 1.1.5.4) formés par les impuretés de l'atmosphère. Il libère une quantité de chaleur égale à la chaleur latente de vaporisation.
- 01 **1.1.5.3. Mouvements verticaux.** — Lorsqu'une masse d'air rencontre une montagne, ou se réchauffe par la base, il se produit des courants verticaux.
- 07 Il est nécessaire, pour expliquer de nombreux phénomènes météorologiques, d'étudier le comportement d'une particule d'air lorsqu'elle s'élève ou s'abaisse dans l'atmosphère.
- 13 En s'élevant, une particule d'air voit sa pression diminuer rapidement (1 hPa tous les 8 m). Elle se détend, donc se refroidit. En descendant, elle est comprimée et se réchauffe. Lorsqu'il n'y a pas de changement d'état de la vapeur d'eau (air non saturé), cette variation, ou gradient vertical de température, est voisine de $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.
- 19 En revanche, si en se refroidissant la particule d'air atteint son point de condensation, la vapeur d'eau se condense ; des nuages apparaissent. Cette condensation libère une certaine quantité de chaleur qui est absorbée par la particule ; la variation de température avec l'altitude sera moindre que dans le premier cas. Elle sera en moyenne de $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$: elle ne sera pas constante, car, plus la particule d'air saturé s'élève en altitude, plus sa teneur en vapeur d'eau diminue, et plus la chaleur libérée devient négligeable.



1.1.5.3. — Effet de foehn.

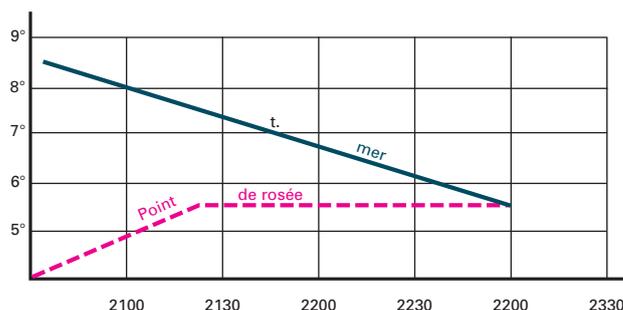
- 25 Ce phénomène est parfaitement illustré par l'**effet de foehn** (fig. 1.1.5.3). De l'air humide (t_d voisin de $12\text{ }^{\circ}\text{C}$) à $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, entraîné par le vent aborde une montagne. En s'élevant, sa température diminue de $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. À 400 mètres d'altitude, sa température est de $11\text{ }^{\circ}\text{C}$. Compte tenu de sa teneur en vapeur d'eau, c'est là qu'apparaissent les nuages. Ces nuages dont l'existence est liée au relief se nomment **nuages orographiques**. Ils ne se déplacent pas avec le vent mais restent « accrochés » aux sommets. L'air continue à s'élever, mais la décroissance de température n'est plus que de $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Des précipitations apparaissent. À 1 500 m d'altitude, l'air est à $4,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. En redescendant, l'air se réchauffe à raison de $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Comme sa teneur en eau a diminué par précipitation, les nuages cessent dès 1 200 m. L'air continue à se réchauffer à raison de $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Dès lors, à altitude égale, l'air est plus chaud et plus sec sous le vent de la montagne qu'au vent.

- 01 **1.1.5.4. Formation des nuages.** — Les nuages résultent de la condensation de la vapeur d'eau dans l'air atmosphérique, lorsque celui-ci se refroidit. Cette transformation s'opère autour de **noyaux de condensation** existant en permanence dans l'atmosphère, surtout dans les 5 000 premiers mètres, et constitués par des particules électrisées (ions) ou neutres (poussières, fumées, sel provenant de l'évaporation des embruns, etc.).
- 07 Les nuages sont formés par des amas de gouttelettes d'eau, ou de cristaux de glace, de diamètre très faible (en moyenne 0,02 mm, jusqu'à 0,2 mm) qui tombent dans l'air calme avec une vitesse de l'ordre de 1 cm/s et que le moindre courant ascendant suffit à maintenir en suspension.
- 13 Les nuages ne sont pas toujours constitués, en réalité, par les mêmes gouttelettes. Certaines s'évaporent ou précipitent ; d'autres se forment à la suite de condensations nouvelles. Un nuage n'est donc pas un ensemble invariable, mais un milieu en évolution dont la structure change constamment, et qui se déplace comme les causes qui l'entretiennent. Les nuages orographiques, liés au relief, demeurent sur place.
- 19 On peut distinguer les nuages d'après le processus de leur formation :
- 25 — les **nuages de convection** (cumulonimbus, cumulus), du type cumuliforme. Causés par les mouvements d'ascendance locale, ils se produisent dans une masse d'air instable qui s'échauffe convectivement par la base au contact d'une surface chaude (fig. 1.1.5.4). Si l'instabilité est suffisante, les cumulus se transforment en cumulonimbus, par congélation des gouttelettes d'eau en leur partie supérieure, leur sommet s'étalant en forme d'enclume dans les régions stables où s'arrête le courant ascendant ;



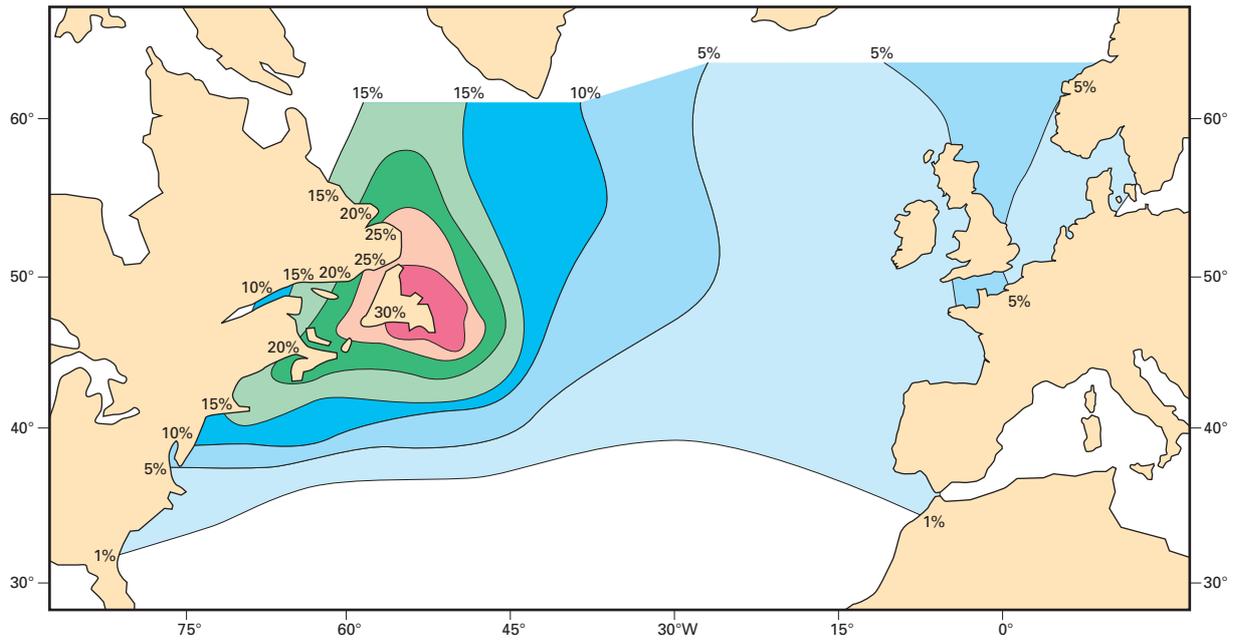
1.1.5.4. — Formation d'un nuage de convection.

- 31 — les **nuages d'ascendance (ou de détente) synoptique** (nimbostratus, altostratus, cirrostratus). Provoqués par la détente, lente mais continue, d'une grande masse d'air humide, ils sont associés aux grandes perturbations atmosphériques et, comme elles, migrants et durables. Dans cette catégorie, figurent les nuages élevés du type cirrus précédant à haute altitude les perturbations.
- 01 **1.1.5.5. Formation de la pluie, de la neige, de la grêle.** — La pluie, la neige et la grêle sont, comme les nuages, les résultats de la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Leurs différences de structure proviennent des conditions dans lesquelles s'est produite la condensation.
- 07 Le nuage est constitué de cristaux de glace ou de gouttelettes d'eau dont la taille est comprise entre 0,002 mm et 0,2 mm. Du fait de leur faible poids, ces particules sont maintenues en suspension par les courants ascendants. Au sein du nuage, suite à différents processus, les particules de glace et les gouttes d'eau les plus grosses captent la vapeur d'eau au détriment des gouttes d'eau les plus petites. En grossissant, elles acquièrent une vitesse de chute suffisante pour vaincre les courants ascendants. La précipitation a lieu sous forme de neige si la température est négative, sous forme de pluie si la taille des gouttes d'eau est comprise entre 0,5 et 5 mm, sous forme de bruine si elle est comprise entre 0,1 et 0,5 mm. La grêle apparaît dans des nuages à grande extension verticale où règne une forte turbulence (cumulonimbus).
- 13 **Nota.** — Il faut bien noter que la rosée ne tombe pas comme la pluie, la neige ou la grêle. Elle se produit directement au sol par contact de l'air humide avec la terre plus froide.
- 01 **1.1.5.6. Types de brouillard et leur formation.**
- 05 Le brouillard est encore un phénomène dû à la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cette condensation est grandement favorisée par la présence de nombreuses impuretés formant **noyaux de condensation**. En météorologie, on fait une distinction entre le brouillard, qui engendre une visibilité inférieure à 1 km, et la brume, qui engendre une visibilité comprise entre 1 et 5 km. Souvent, les marins appellent brume ces deux phénomènes sans les différencier.
- 09 D'une façon générale, le brouillard se produit lorsqu'une masse d'air humide et stable, subit un effet de refroidissement. Suivant la manière dont se produit ce refroidissement, on distingue plusieurs sortes de brouillards.
- 13 **a) Le brouillard de rayonnement** se produit sur terre, par nuit claire, lorsque le sol, perdant sa chaleur par rayonnement, refroidit par contact la couche d'air adjacente. Il est surtout fréquent en automne et en hiver (nuits plus longues et humidité plus forte), aux latitudes hautes et moyennes, et plus rare sous les tropiques. Son épaisseur varie, en moyenne, de 20 m à 200 m et dépasse rarement 350 m. Son développement en altitude est favorisé par une faible brise, provoquant une turbulence légère.
- 17 Le brouillard de rayonnement est surtout dense au lever du jour. Il se dissipe ensuite sous l'influence des rayons solaires qui réchauffent la surface terrestre, sauf lorsque leur pouvoir calorifique est insuffisant (hiver). En terrain accidenté, il occupe surtout les cuvettes et vallées dans lesquelles l'air plus lourd, s'écoule par pesanteur.
- 21 Les brouillards de rayonnement, qui se forment dans les régions côtières, dérivent parfois sur les eaux voisines, en particulier dans les détroits comme le Pas de Calais.
- 25 Ils sont également fréquents au-dessus des ports entourés de collines boisées, ou près d'une zone industrielle.
- 29 Les aires anticycloniques sur les continents sont favorables à la formation des brouillards de rayonnement, ainsi que les dorsales d'air froid qui suivent une dépression.
- 33 **b) Le brouillard d'advection**, le plus fréquent en mer (80 % des cas), se produit dans les courants d'air relativement chaud et humide qui se déplacent au-dessus de la mer plus froide. La formation du brouillard d'advection est d'autant plus probable que la différence de température entre l'air et la mer est élevée. Les brouillards d'advection se produisent, en particulier :
- 37 — sur les côtes où le vent tend à provoquer la dérive des eaux de surface vers le large et leur remplacement par des eaux profondes plus froides (par exemple, les côtes occidentales des continents soumises aux alizés : Maroc, Californie, Chili, Namibie) ;
- 41 — sur les côtes où des vents soufflant de la mer, et transportant un air chaud et humide, rencontrent des eaux plus froides. Le brouillard ainsi formé peut se dissiper le jour au-dessus des terres voisines réchauffées par l'insolation diurne, et s'y propager la nuit lorsqu'elles se refroidissent (par exemple : vents de SW, en provenance de la région des Açores, abordant la Grande-Bretagne, au printemps et au début de l'été) ;
- 45 — au large, quand l'air ayant séjourné au-dessus d'une surface chaude se déplace au-dessus d'une surface froide. Par exemple, lorsque des vents du Sud ou du SW poussent vers le courant froid du Labrador l'air qui a séjourné au-dessus des eaux tièdes du Gulf Stream, provoquant ainsi les brumes dans la région de Terre-Neuve (un jour sur deux en été). Les mêmes conditions se présentent dans la zone des Aléoutiennes, quand l'air chaud venant du Sud se refroidit au contact des courants boréaux du Pacifique.
- 49 Les brouillards d'advection sont parfois si peu épais que la pomme des mâts d'un navire émerge à leur sommet, mais en général leur épaisseur est de l'ordre de 500 m.
- 53 Les figures 1.1.5.6.A et 1.1.5.6.B illustrent la fréquence des brouillards d'advection en Atlantique Nord et dans le Pacifique Nord.
- 57 **Prévision de la brume d'advection.** La brume d'advection étant liée à l'humidité de l'air et à la température de la mer, il existe un moyen pratique simple, au large, pour effectuer une prévision de brume d'advection. Il consiste à porter sur un graphique, par exemple de demi-heure en demi-heure, le point de rosée de l'air, préalablement calculé à partir des mesures du psychromètre ou de l'hygromètre, et la température de la mer (fig. 1.1.5.6.C). Si les deux courbes convergent, on peut estimer le point d'intersection par extrapolation : à l'heure correspondante, le navire a toutes les chances d'entrer dans la brume.

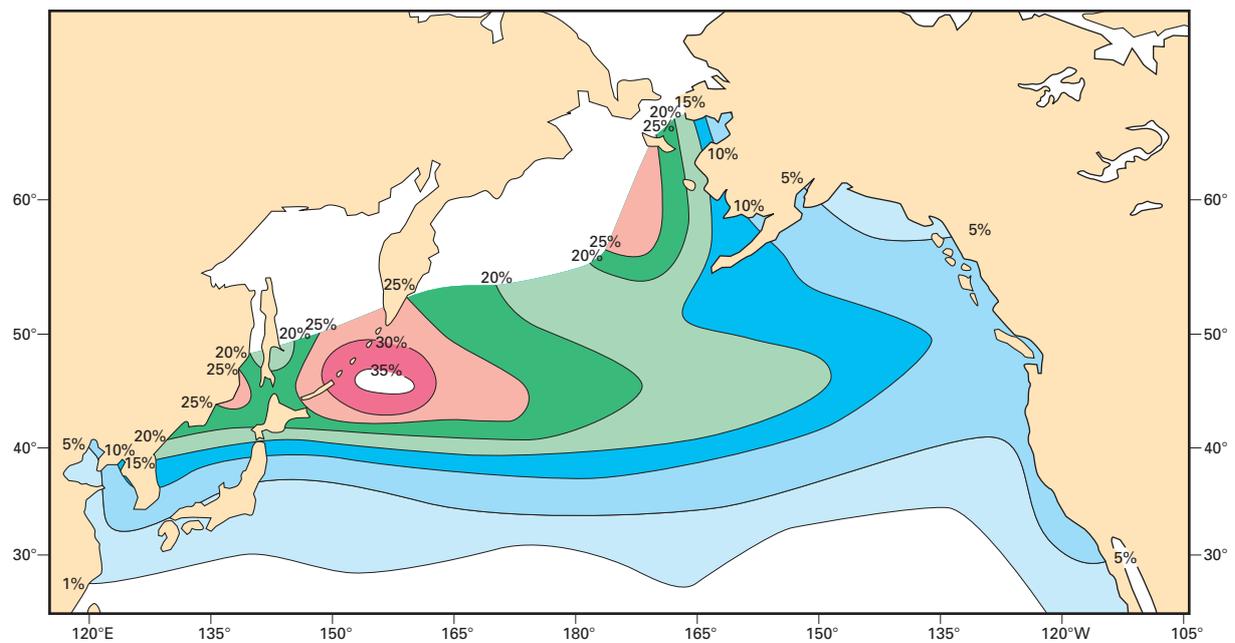


Dès 22h00, on peut prévoir des formations brumeuses pour 23h00

1.1.5.6.C. — Prévision de la brume d'advection.



1.1.5.6.A. — Atlantique Nord, fréquence des brouillards d'advection (juin, juillet, août).



1.1.5.6.B. — Pacifique Nord, fréquence des brouillards d'advection (juin, juillet, août).

61 Des cartes comme les *Pilot charts* (§ 2.2.2) avertissent des régions où la température de la mer varie rapidement dans l'espace (il faut toutefois se méfier des vents forts qui peuvent modifier la répartition des eaux froides). Dans ces régions, dès que le vent souffle des eaux chaudes vers les eaux froides, il amène de l'air dont le point de rosée est supérieur à la température de la mer. Il y a donc formation de brouillard. L'exemple typique est celui des bancs de Terre-Neuve où il y a brouillard d'advection dès que le vent n'est plus dans l'axe du courant froid du Labrador.

65 c) **Le brouillard de mélange.** Dans ce cas, le refroidissement de la masse d'air chaud et humide est obtenu par mélange avec une autre masse d'air moins humide mais nettement plus froide.

Ce type de brouillard sera étudié dans les paragraphes suivants consacrés aux masses d'air et aux fronts.

69 **d) Autres types de brouillards.**

73 — **le brouillard (brume) d'évaporation.** Le brouillard d'évaporation se forme lorsqu'un vent très froid passe au-dessus d'une mer relativement chaude ; l'eau de mer s'évapore puis condense immédiatement dans l'air froid. La mer semble fumer ; ce sont les « fumées arctiques » (*frost smoke*). Généralement peu épais, ce brouillard se rencontre dans les mers polaires et les fjords et, en hiver, dans les zones tempérées, en Manche ou en Mer du Nord ;

77 — **le brouillard de détente** se forme à proximité d'une côte lorsque l'air humide est soulevé par le relief sous l'action d'un vent de mer ;

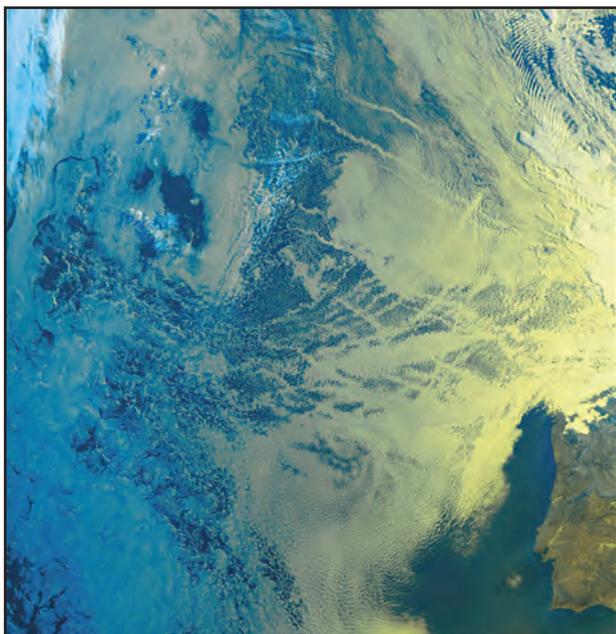
81 — d'autres phénomènes peuvent altérer la visibilité sur mer, notamment la **brume sèche** qui est due à des poussières des régions désertiques ou des pollutions d'origine terrestre transportées par les vents parfois à grande distance. L'harmattan, sur les côtes du Golfe de Guinée, ou les berg winds sur les côtes de la Namibie, apportent des brumes sèches qui peuvent être particulièrement denses.

01 1.1.5.7. Trainées de condensation.

07 Le passage des avions, notamment les avions à réaction volant à haute altitude, génère souvent un nuage dans leur sillage appelé trainées de condensation. Les trainées de condensation peuvent persister et favoriser la formation d'une couche de cirrus.

13 Les gaz de combustion entraînant à la fois une humidification de l'air environnant et un apport en noyaux de condensation sont à l'origine des trainées de condensation (cas le plus fréquent dans l'air froid de haute altitude). Des trainées de condensation peuvent aussi apparaître suite au refroidissement de l'air environnant dans la dépression causée par le passage de l'avion. Ce type de trainée de condensation, appelée aussi trainée aérodynamique, moins dense plus fugace et se formant à des altitudes plus basses que la précédente, apparaît surtout aux extrémités des hélices et des ailes.

19 Il se forme aussi, à basse altitude, des trainées de condensation dans les sillages des navires. En effet, comme les avions, ceux-ci rejettent de la vapeur d'eau qui, sous certaines conditions, peut condenser dans les basses couches de l'atmosphère. Ces « trainées de condensation » de navires apparaissent alors nettement sur les images satellite (fig. 1.1.5.7).



Le 15 juillet 2000 à 7 h 05 UTC, le centre de l'anticyclone qui recouvre le proche Atlantique est le siège d'une couverture de nuages bas (stratus, cumulus et stratocumulus, en jaune sur cette image). Là où la couverture nuageuse est la moins dense, des lignes jaunes apparaissent ; il s'agit de trainées de condensation engendrées par les gaz de combustion rejetés par les navires. Au centre et en haut de l'image, on distingue quelques trainées de couleur bleue. Il s'agit cette fois de trainées de condensation à haute altitude, donc générées par le passage d'avions. Image NOAA 12.

1.1.5.7. — Trainées de condensation de navires et d'avions.

01 1.1.6. LA CIRCULATION GÉNÉRALE. LES MASSES D'AIR ET LES FRONTS.

01 1.1.6.1. Circulation générale.

05 On entend par circulation générale de l'atmosphère, l'étude des grands courants aériens qui circulent autour du globe terrestre. Ces mouvements de grande échelle trouvent leur origine dans le déséquilibre thermique entre l'équateur et les pôles. En effet, suite à l'incidence du rayonnement solaire, l'apport énergétique du rayonnement solaire dans les régions intertropicales est très supérieur à celui des régions polaires. En prenant en compte tous les phénomènes physiques (absorption, réflexion et diffusion par l'atmosphère avec ou sans nuages, absorption et réflexion par la mer, effet de serre, réémission en infrarouge par la terre, etc.) [fig. 1.1.2.1], le bilan énergétique global est positif aux basses latitudes (de 40° Nord à 40° Sud) et négatif au-delà. Gain d'énergie d'un côté, perte de l'autre, devraient se traduire par des températures qui ne cessent de croître à l'équateur et de décroître aux pôles. Ce n'est pas le cas. Un équilibre s'établit grâce aux courants marins et aériens qui transportent des eaux chaudes et de l'air chaud vers les pôles et de l'eau froide ou de l'air froid vers l'équateur.

09 L'équilibre énergétique est assuré pour moitié par les courants marins (ils sont lents mais leur capacité calorifique est considérable) et pour moitié par les courants aériens. La part des courants marins est prépondérante de 10° à 30° de latitude. Au-delà de 30° de latitude, c'est essentiellement l'atmosphère, grâce aux dépressions des latitudes tempérées, qui assure les échanges énergétiques Nord-Sud.

13 Le même raisonnement s'applique dans le sens vertical. Le bilan énergétique de l'atmosphère est positif à la surface terrestre qui capte le rayonnement solaire, et négatif au sommet de la troposphère ; ceci explique la décroissance de température avec l'altitude.

17 On peut donc dire que tout mouvement atmosphérique quelle que soit sa taille, depuis les vastes anticyclones ou dépressions jusqu'aux orages, tourbillons, tornades, vents locaux, en passant par les cyclones tropicaux, a pour but d'assurer l'équilibre thermique entre d'une part équateur et pôles et d'autre part base et sommet de la troposphère.

21 Comme vent et pression sont étroitement liés, pour étudier la circulation générale de l'atmosphère, il est pratique d'examiner une carte de pression moyenne à la surface de la terre.

25 La figure 1.1.6.1.A représente les grands centres de pression et la circulation générale de l'atmosphère à la surface de la terre. Voir aussi les figures 1.1.3.3.A et 1.1.3.3.B, véritables cartes de pression moyenne en hiver et en été.

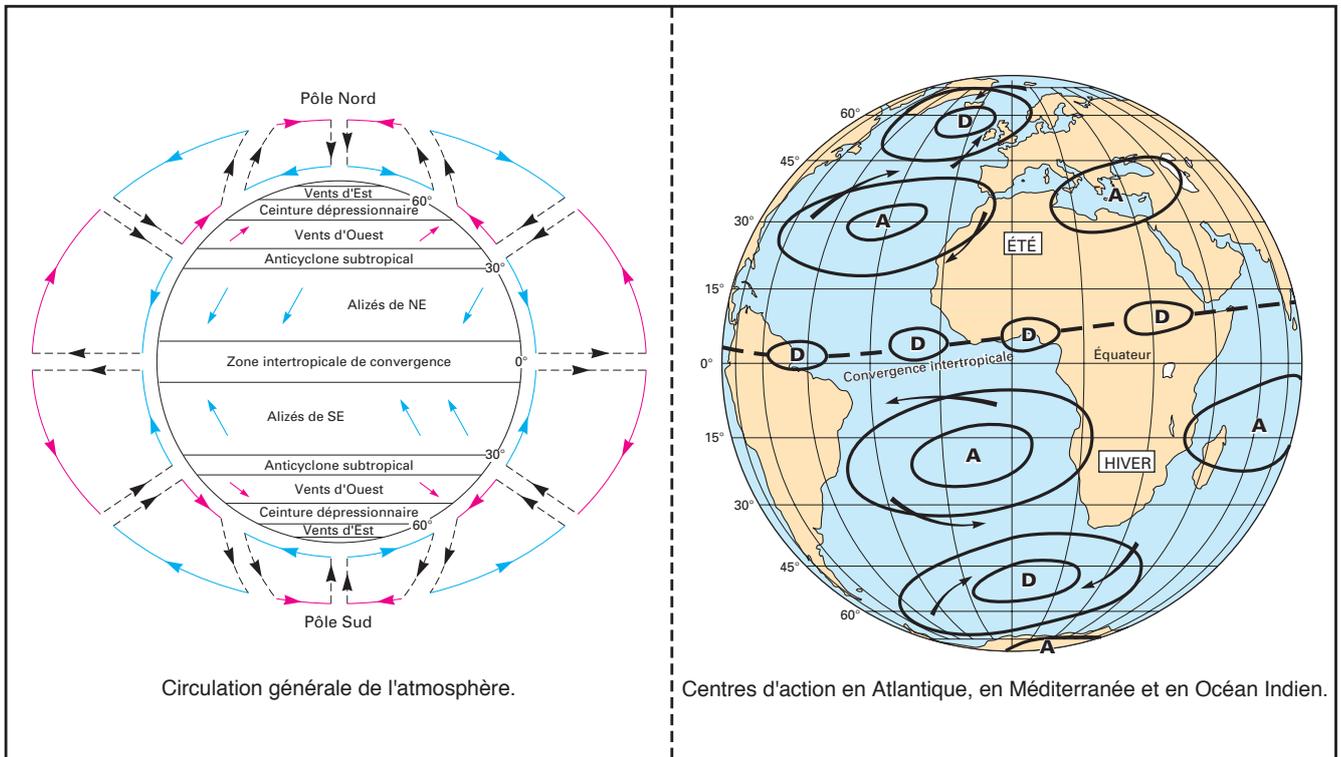
29 La distribution moyenne de la pression au niveau de la mer est fonction de la latitude et présente une symétrie par rapport à l'équateur. On distingue :

33 — un centre anticyclonique aux pôles, dû aux fortes densités de l'air froid (l'air froid est plus lourd que l'air chaud) ;

37 — un axe dépressionnaire situé en moyenne sur le 60^e parallèle, matérialisé sur l'Atlantique Nord par le minimum d'Islande ;

41 — un axe anticyclonique vers le 30^e parallèle, nommé ceinture anticyclonique subtropicale, matérialisé sur l'Atlantique Nord par l'anticyclone des Açores ;

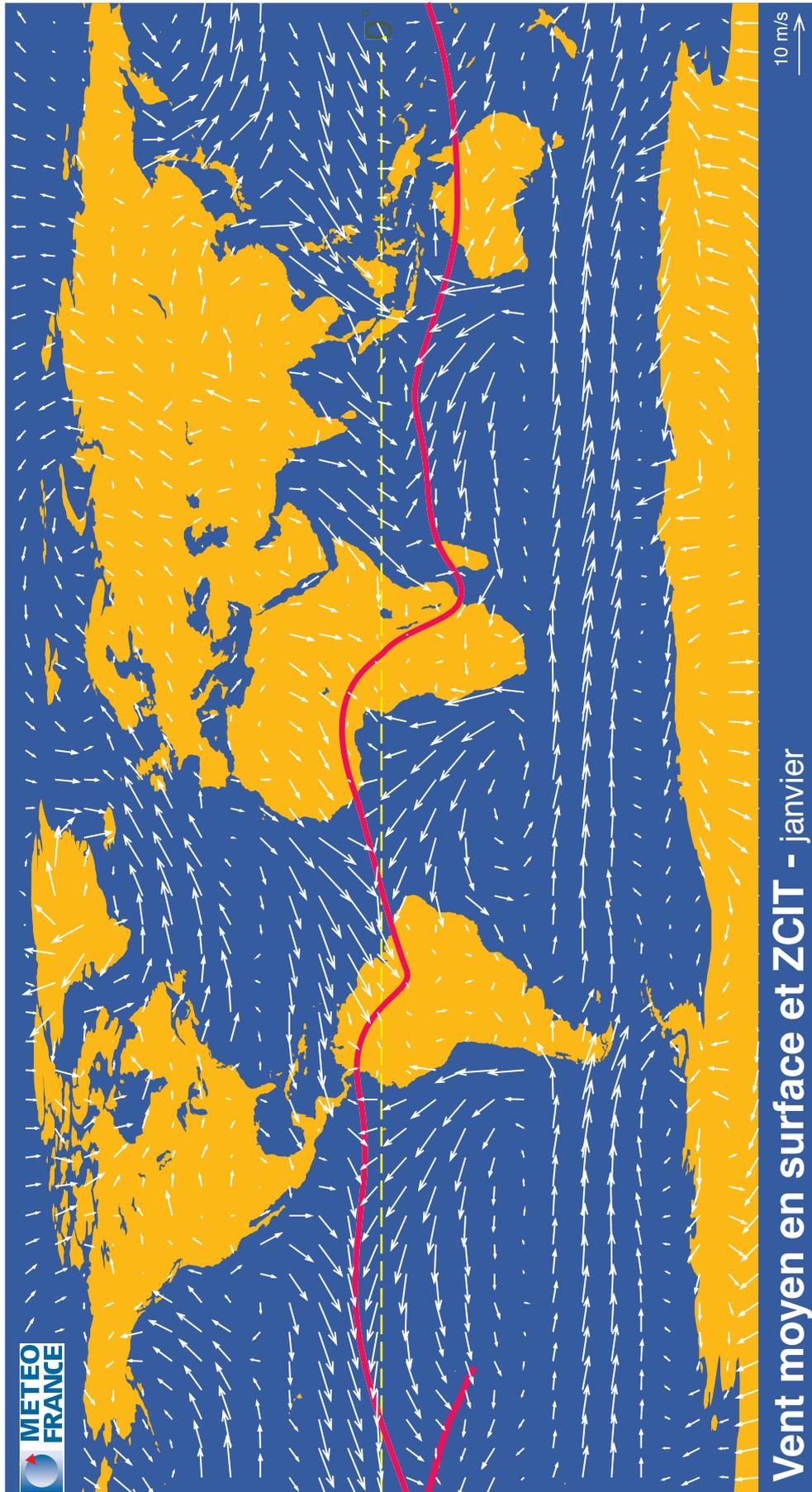
45 — une zone dépressionnaire aux environs de l'équateur, appelée **équateur météorologique**. La **zone de convergence inter-tropicale (ZCIT)**, zone de rencontre des alizés de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud, et l'équateur météorologique sont confondus.



1.1.6.1.A. — Circulation générale de l'atmosphère et centres d'action.

- 49 L'alternance des saisons se manifeste dans chaque hémisphère par des fluctuations du champ de pression. Celles-ci entraînent un décalage en latitude des centres d'action dans le sens du mouvement apparent du soleil (vers le Nord pendant l'été boréal, vers le Sud pendant l'hiver). L'amplitude de cette translation est d'environ 10 degrés de latitude.
- 53 On constate aussi, dans la répartition moyenne de la pression, un morcellement des centres d'action, dû à l'influence thermique des continents. Ce phénomène est plus important dans l'hémisphère Nord qui comporte les 2/3 des terres émergées, que dans l'hémisphère Sud. Ces influences thermiques varient suivant la saison. En hiver, le Nord des continents asiatique et américain se transforme en centres froids, avec formation d'anticyclones d'origine thermique (comme aux pôles), qui détruisent l'axe dépressionnaire théorique du 60° Nord. En été, le rayonnement solaire sur les parties subtropicales des continents (rayons verticaux sur sols quasi-désertiques) provoque des dépressions d'origine thermique, qui se substituent à la ceinture anticyclonique subtropicale.
- 57 Cette distribution de la pression organise des flux (déplacement de masses d'air), autour de ces centres d'action (fig. 1.1.6.1.B et C) :
- 61 — vents de secteur Est équatoriaux entre les latitudes 30° Nord et 30° Sud environ. Ce sont les alizés. Les alizés de l'hémisphère Nord (de direction Est à NE) et ceux de

- l'hémisphère Sud (de direction Est à SE) sont séparés par la ZCIT, où règnent des vents très variables, des grains, des orages. C'est le **pot au noir** (*doldrums*) ;
- 65 — vents de secteur Ouest entre les latitudes 30° et 60° ; c'est le courant d'Ouest tempéré entre les hautes pressions subtropicales et l'axe dépressionnaire du 60° parallèle ;
- 69 — vents de secteur Est aux très hautes latitudes, au-delà de l'axe dépressionnaire du 60° parallèle, autour de l'anticyclone polaire.
- 73 En altitude, vers 5 000 m, la circulation générale est plus simple. Elle se résume, en moyenne, à une zone de basses pressions sur les pôles et une zone de hautes pressions tropicales. Entre les deux circule un vaste courant d'Ouest qui fait le tour de la Terre. Mais ce courant d'Ouest a une structure instable. À un instant donné, il présente toujours quatre ou cinq grandes ondulations (succession de dorsales et de thalwegs). Ces ondulations naissent, se développent, progressent vers l'Est et disparaissent. Elles peuvent être de grande amplitude et aboutir à l'isolement temporaire de hautes ou basses pressions en altitude. Ces ondulations sont importantes car en déviant le courant d'Ouest vers le Nord ou vers le Sud, elles assurent le déplacement des masses d'air tropicales vers le Nord et des masses d'air polaires vers le Sud. La figure 1.1.6.1.D représente l'altitude moyenne, en janvier, de la surface 500 hPa (équivalent à une carte de pression à une altitude voisine de 5 500 m).



1.1.6.1.B. — Vents moyens à 10 m de hauteur en janvier (moyenne vectorielle sur la période 1979-1993).