

1. L'ATMOSPHERE

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

1.1 COMPOSITION

L'atmosphère est un mélange de gaz invisibles qui entourent complètement la Terre :

azote	78,09 %
oxygène	20,95 %
vapeur d'eau	0 à 3 %
gaz carbonique	0,03 %
ozone	0,000003 %

Bien que l'azote et l'oxygène aient quantitativement le haut du pavé, ce sont de fait les très faibles proportions de vapeur d'eau et de gaz carbonique qui ont le plus d'influence sur le comportement de l'atmosphère.

Si le gaz carbonique a une forte incidence sur le climat, c'est par contre la vapeur d'eau qui détermine les conditions du temps.

Ce gaz est à l'origine des nuages, du brouillard et des précipitations, tout simplement parce qu'il est instable. Sous l'effet de la température et de la pression, il est tantôt sous la forme vapeur, eau, ou bien glace.

Mais l'atmosphère ne contient évidemment pas que cela. De fait, elle contient aussi des milliards de tonnes de gaz et de particules diverses provenant de l'activité humaine ou issus de phénomènes naturels.

Dans les couches inférieures, surtout dans cette troposphère dans laquelle on vit et on se déplace, les particules liquides ou solides qu'on appelle aérosols, sont notamment en quantité considérable.

Or, c'est sur les aérosols liquides que se condense la vapeur d'eau pour former finalement gouttelettes, nuages et brouillard.

Les aérosols solides, constitués notamment de poussières, pollens, cendres, fumée, sel marin et sable, sont les véhicules de prédilection des cristaux de glace, qui sont parfois nuages, parfois brouillard glacé.

À l'origine entre autres de la brume sèche et du smog, les aérosols sont les principaux déclencheurs du changement d'état de la vapeur d'eau.

1.2 ÉTENDUE

Plus on s'éloigne du sol, plus l'air se raréfie jusqu'à devenir quasi indétectable ; 99 % de la masse totale de l'atmosphère est en deçà de 30 km du sol, soit 100 000 pieds, tandis que la moitié, en deçà de 18 000 pieds, constitue les 5,5 premiers kilomètres.

Mais les traînées de certains satellites révèlent qu'elle s'étend jusqu'à quelque 1600 km; il est d'ailleurs fréquent d'observer des aurores boréales à une altitude supérieure à 1000 km.

Bien que les données obtenues à de très hautes altitudes ne s'appliquent pas à la préparation quotidienne des prévisions, leur étude a une importance notable pour la compréhension du temps.

1.3 PROPRIÉTÉS

L'air a pour principale propriété d'être inerte, fluide, visqueux, expansible et compressible. En ce sens, il n'échappe pas à la thermodynamique.

Inertie Comme l'air est inerte et qu'il a une masse, il faut une force pour le mettre en mouvement, l'accélérer ou le freiner.

La masse volumique de l'air varie beaucoup d'un point à l'autre. Au niveau de la mer, elle est d'environ 1,125 grammes par litre, alors qu'à 10 km, 33 000 pieds, elle n'est plus que d'environ 0,414 gramme par litre.

Fluidité L'air est aussi très fluide; il tend à occuper tout l'espace libre et à exercer une pression sur tous les corps qu'il entoure.

Viscosité La viscosité de l'air est une propriété importante. Si elle lui permet de se mouvoir et de provoquer ainsi un effet d'entraînement sur les couches voisines, elle empêche par contre le cisaillement du vent d'atteindre des valeurs démesurées. Le mouvement provoqué par cette viscosité est toutefois toujours ralenti par un corps beaucoup plus inerte. Ce ralentissement est généralement provoqué par les obstacles que constituent lui-même le sol, de quelque nature qu'il soit, et l'effet de friction qu'ils provoquent.

Expansibilité et compressibilité Dès qu'en un point de l'atmosphère la pression d'une masse d'air augmente par rapport à la pression environnante, l'air prend de l'expansion et tend à occuper plus d'espace.

Si c'est par contre la pression environnante qui augmente, le volume de cette masse diminuera parce qu'il est comprimé.

Thermodynamique En ce sens, on peut dire que sous l'effet des changements de pression, et en même temps de température, l'air est aussi thermodynamique que tous les autres gaz.

De façon absolue, on sait que dès qu'une petite quantité d'air s'élève du sol, sa pression et sa température diminuent, alors que son volume augmente.

Par contre, l'air qui descend vers le sol subit évidemment l'effet contraire : compression, diminution de volume et augmentation de la température.

Le phénomène n'est pas la principale cause du réchauffement ou du refroidissement de l'atmosphère, mais il a un rôle primordial dans la formation de nuages causée par les mouvements verticaux de l'air.

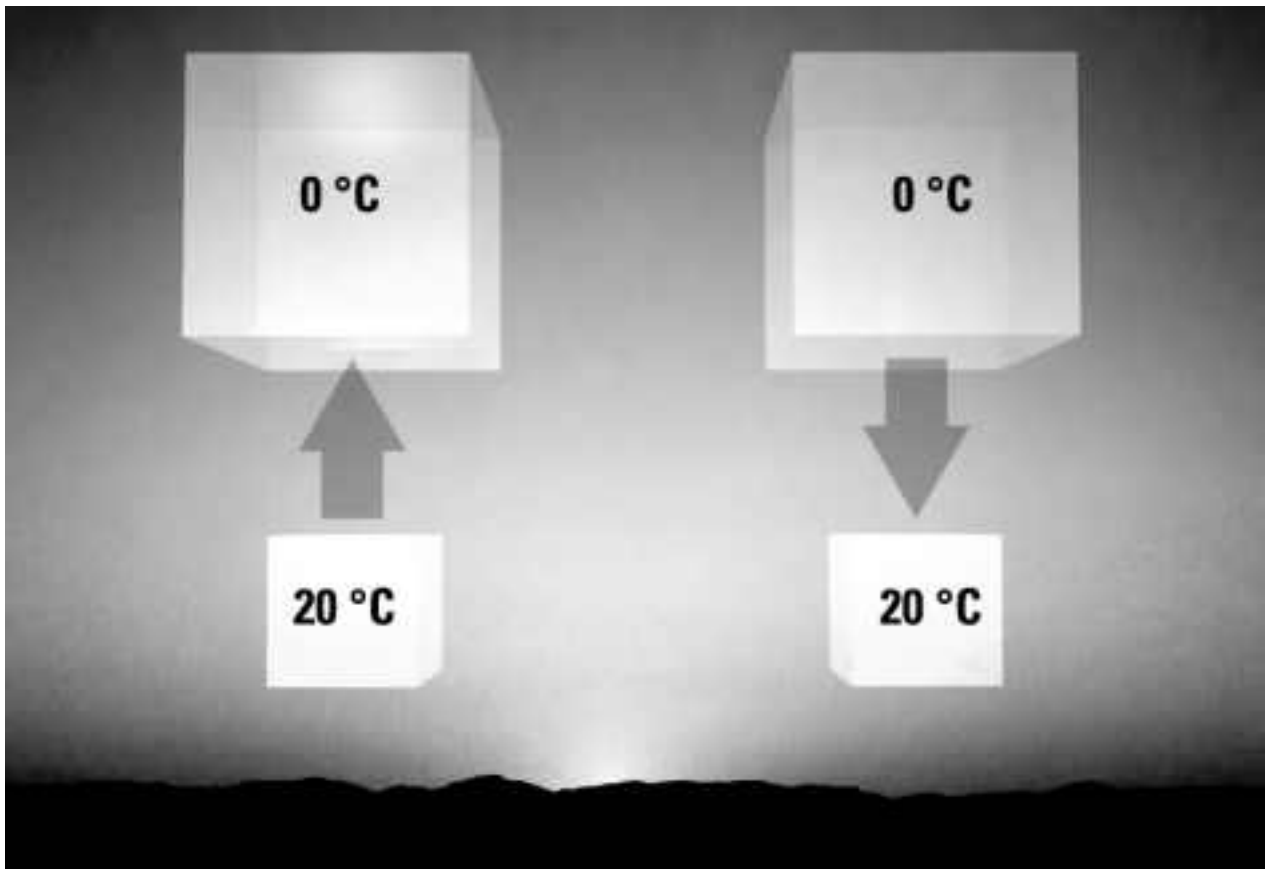


Figure 1-1 À gauche, l'air ascendant se dilate et se refroidit à mesure que sa pression diminue. À droite, l'air descendant se comprime et se réchauffe; ce qui en fait augmenter la pression.

1.4 Divisions

Les scientifiques s'entendent sur les grandes divisions de l'atmosphère, mais quand vient le moment d'en préciser les limites ou les caractéristiques, des distinctions sont faites suivant les disciplines et les besoins.

Voici deux approches; celle de l'*Union géodésique et géophysique internationale*, UGGI, et celle de Goody, fondées sur la température et l'ionisation.

En météorologie, on retient celle de l'UGGI, parce qu'elle divise les couches d'air en fonction de leur structure thermique.

Par ordre d'entrée à partir du sol, l'UGGI les appelle

- troposphère
- stratosphère
- mésosphère
- thermosphère

Pour identifier chacune des zones de transition, on change le suffixe *sphère* par l'expression *pause* :

- tropopause
- stratopause
- mésopause
- thermopause

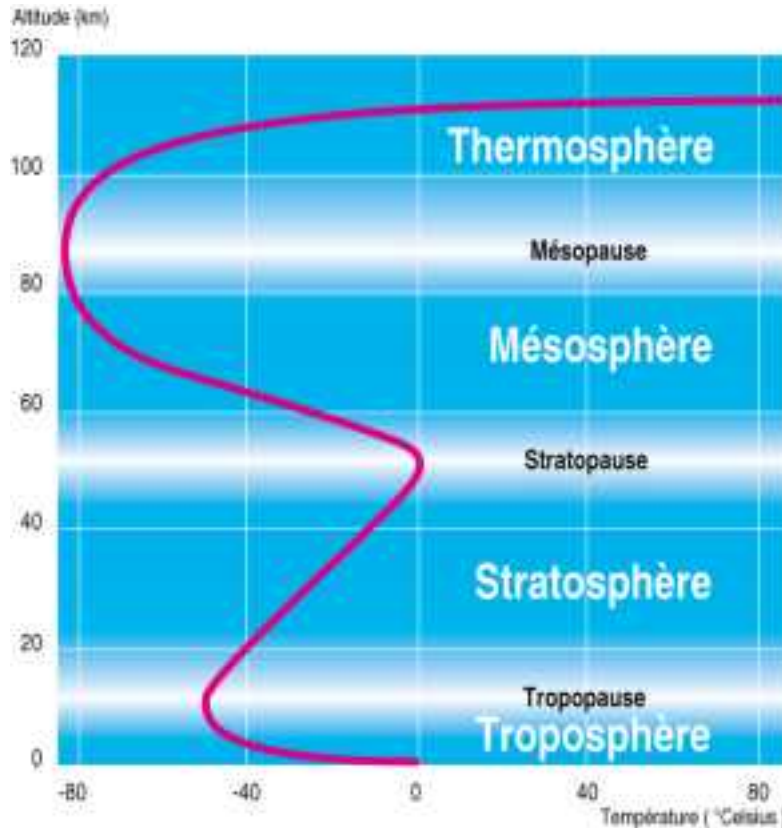


Figure 1-2 Système de division de l'atmosphère en couche.

Troposphère C'est dans cette première couche que l'atmosphère, au contact de la Terre, se réchauffe le plus. En captant les rayons du Soleil, la surface terrestre devient un radiateur qui réchauffe l'air et le met en mouvement par la seule action thermodynamique.

Il en résulte d'importants courants ascendants qui en réchauffent ainsi les niveaux supérieurs, tout en provoquant le déplacement horizontal de gigantesques volumes d'air qu'on appelle *systèmes météorologiques*. C'est ce qui explique que l'essentiel de l'activité météorologique se passe dans cette première couche de l'atmosphère, où on trouve de tout pour produire la kyrielle de phénomènes avec lesquels on doit composer quotidiennement par toute la Terre.

L'intense concentration de vapeur d'eau qui s'y crée, associée aux forts courants ascendants, forme nuages et précipitations, orages, ouragans et tornades.

Immédiatement sous la tropopause, le cisaillement provoqué par le fort contraste qu'il y a entre la troposphère et la stratosphère génère ces vents très forts qu'on nomme courant jet. Ces derniers ont souvent des structures parfois complexes.

Ces courants étroits et puissants, qui ne se créent qu'au nord de l'hémisphère Nord, ont une telle ampleur qu'ils s'insèrent dans ce qu'on appelle la circulation générale, c'est-à-dire la trajectoire que suivent les masses d'air.

Tropopause Première frontière thermique, la tropopause est à la fois la limite de la biosphère et de la zone la plus froide de la basse atmosphère.

L'altitude moyenne de la tropopause est d'environ 11 km, 36 000 pieds. Au-dessus des pôles, elle est d'environ 8 km, 26 000 pieds, alors qu'à l'équateur, elle est de quelque 18 km, 59 000 pieds.

La tropopause est plus haute en été, et elle change brusquement d'altitude à proximité des courants jets.

Stratosphère La stratosphère correspond à une zone de 15 km où la température augmente graduellement jusqu'à 0 °C et même 10 °C. Dans cette couche, il n'y a presque pas de vapeur d'eau et aucun grands courants verticaux. On y remarque occasionnellement quelques nuages nacrés formés de rares cristaux de glace.

Le réchauffement de la stratosphère est causé par ce qui la caractérise essentiellement, soit ce bouclier d'ultraviolets que constitue la couche d'ozone.

Cette couche absorbe une partie des ultraviolets en provenance du soleil produisant ainsi ce réchauffement.

Stratopause Au sommet de la stratosphère, il y a la stratopause. Passé cette frontière, la température redescend au fur et à mesure de l'ascension et de la rareté de l'ozone.

Mésosphère Rien de bien particulier ne caractérise cette couche, sinon la rareté de l'ozone et, par conséquent, le minimum absolu d'environ -80 °C, à avoir été enregistré à une distance de 80 à 90 km de la surface de la Terre. Cette température est la plus basse jamais enregistrée dans l'atmosphère.

C'est dans cette couche que disparaissent les météorites chauffés à incandescence dès leur entrée dans les confins de l'atmosphère.

Mésopause La mésopause marque par contre une autre frontière thermique à partir de laquelle la température recommence à s'élever avec l'altitude.

Thermosphère Dans cette couche, les molécules d'air sont rares. C'est pour cette raison que le rayonnement solaire frappe à pleine force et

que la température pourrait théoriquement grimper à des valeurs énormes.

Exosphère Selon la classification de GOODY, cette partie supérieure de l'atmosphère est l'endroit où les particules commencent à échapper à la gravitation, et sont l'objet d'échanges atomiques et moléculaires avec les particules solaires et cosmiques. L'exosphère est d'ailleurs le royaume des aurores boréales.

La base de l'exosphère n'est pas tellement bien définie, mais on estime qu'elle se situe entre 500 et 800 km de la Terre.

1.5 ATMOSPHÈRE-TYPE DE L'OACI

L'abondance des données d'observation directe disponibles pour les 20 premiers kilomètres de l'atmosphère a permis de dresser des tableaux détaillés des conditions moyennes qui y prévalent.

Ces données sont présentées en *atmosphères types* avec profil d'altitude, de pression et de température à 40° de latitude nord.

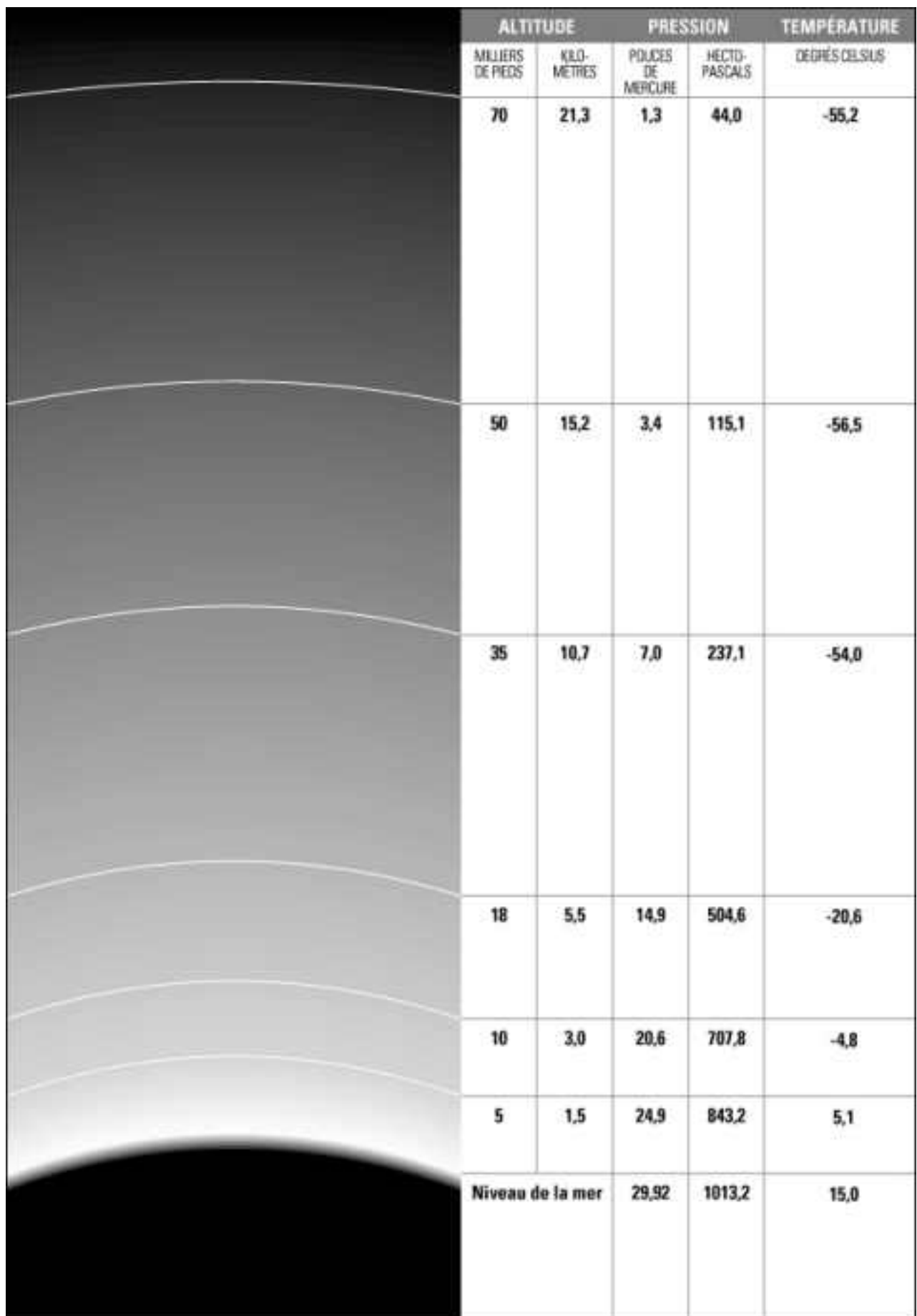


Figure 1-3 Atmosphère-type de l'OACI. Plus on monte, plus la pression baisse, mais cette baisse est plus marquée à basse altitude.

En voici les points saillants :

- pression au niveau moyen de la mer : 1013,25 hectopascals, hPA
- température au niveau moyen de la mer : 15 °C
- taux de décroissance de la température — gradient thermique vertical — dans la troposphère : 6,5 °C par kilomètres, soit 1,98 °C par 1000 pieds
- altitude de la tropopause : 11 kilomètres, 36 000 pieds, au-dessus du niveau moyen de la mer
- température de la tropopause : -56,5 °C
- température constante de la tropopause à l'extrémité de l'atmosphère type.

2. THERMODYNAMIQUE

La thermodynamique a trait aux processus de transfert d'énergie qui se fait dans toutes les relations calorifiques et mécaniques auxquelles sont soumises les masses gazeuses.

La chaleur est une forme d'énergie qu'on mesure par la température. Plus celle-ci est élevée, plus il y a d'énergie. Or, cette énergie est toujours diffusée vers des corps de température plus basse.

Dans le cas de l'atmosphère, réchauffement et refroidissement se font très simplement. Le Soleil réchauffe la Terre, qui en diffuse à son tour la chaleur à l'atmosphère. Quand la Terre refroidit, l'atmosphère en subit immédiatement l'influence. Ces transferts thermodynamiques revêtent plusieurs formes.

2.1 RAYONNEMENT

Un corps chaud transmet son énergie par rayonnement, comme le fait le Soleil, sans qu'il y ait besoin d'atmosphère. Pour que cette énergie soit ainsi transmise, il faut cependant que le corps exposé au rayonnement puisse l'absorber. De son taux d'absorption dépend l'importance de l'énergie ainsi stockée.

Dans l'atmosphère, bien qu'une partie soit absorbée par la couche d'ozone et par la troposphère, le rayonnement solaire demeure assez intense pour réchauffer considérablement la surface de la Terre, dépendant de la nébulosité et de la nature même de cette surface : eau, sable, végétation, neige ou glace.

Ainsi réchauffée, la Terre agit comme calorifère en rediffusant sa chaleur à l'air sous forme de rayonnement infrarouge. Ce sont les couches les plus denses de l'atmosphère, donc les plus basses, qui absorbent la plus grande partie de ce rayonnement.

La nuit, la Terre continue à diffuser la chaleur reçue pendant le jour, mais, au fur et à mesure du refroidissement de sa surface, son rayonnement se traduit graduellement par une perte de chaleur.

Dans le processus de réchauffement par rayonnement, les nuages ont pour leur part une influence importante, parce qu'ils empêchent une partie du rayonnement solaire d'atteindre la Terre.

La nuit, les nuages réfléchissent vers la terre une partie du rayonnement terrestre à ondes longues, ce qui contribue à retarder le refroidissement de la basse atmosphère puisque cette énergie reste emprisonnée entre le sol et les nuages.

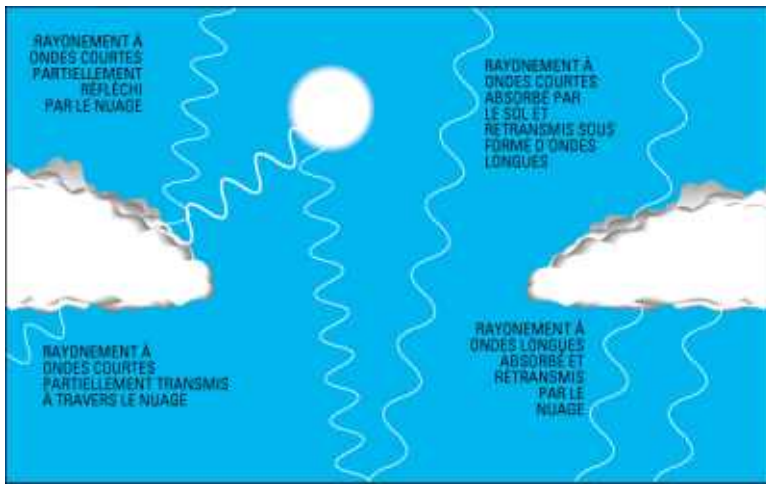


Figure 2-1 Rayonnement solaire

2.2 CONDUCTION

La conduction thermique est un phénomène qui tend à répartir la chaleur dans un corps. La chaleur des parties chaudes d'un objet se répandra graduellement vers les parties froides du même objet.

Par exemple, la conduction thermique dans une tige de métal dont un côté est placé dans un feu fera en sorte que l'extrémité hors du feu se réchauffera à mesure que la chaleur se déplacera graduellement le long du métal.

Comme l'air est un mauvais conducteur thermique, l'effet de conduction y est presque inexistant, sauf à proximité du sol, où le phénomène s'accroît dès que l'atmosphère y est agitée.

2.3 CONVECTION ET TURBULENCE MÉCANIQUE

Lorsque l'air est chauffé par le dessous et commence à s'élever dans un air environnant plus froid, il y a convection. Certains types d'appareil de chauffage domestique, tels les plinthes chauffantes par exemple, fonctionnent sur ce principe.

La chaleur transmise ainsi aux plus basses couches inférieures de l'atmosphère est transportée en altitude par convection et par turbulence mécanique, c'est-à-dire le brassage par le vent, dans la partie la plus près du sol.

Mouvement vertical de l'air, la convection est un phénomène à petite échelle qui se produit entre la surface et l'atmosphère, ou entre couches atmosphériques superposées.

Elle se déclenche lorsque la surface est réchauffée de façon inégale, et que l'indice de décroissance de la température en l'altitude atteint un seuil critique.

Il y a aussi convection lorsque l'air soulevé le long d'une pente, par exemple,

continue lui-même son ascension, et qu'il est remplacé au sol par l'air plus froid situé en périphérie.

Le mouvement ainsi amorcé par l'air crée systématiquement une turbulence mécanique qui résulte du frottement de l'air sur le sol. Plus le sol est accidenté, plus il y a de cette turbulence créée par des mouvements tourbillonnaires.

Cette turbulence participe activement au réchauffement des basses couches de la troposphère, parce qu'elle aspire littéralement la chaleur du sol. Son intensité est directement proportionnelle à l'intensité de la convection.

2.4 ADVECTION

Les effets du rayonnement varient considérablement selon la nature de la surface, mais aussi selon la latitude et les saisons. Il est donc nécessaire de mettre constamment à jour le profil des températures en altitude.

Pour ce faire, on produit des cartes de surface et d'altitude sur lesquelles on trace des lignes qui délimitent tous les 4 ou 5 °C, les champs de même température. Ces lignes sont appelées isothermes.

C'est ainsi qu'est établi ce gradient thermique qui détermine la différence de température par unité de distance : °C/km. Le gradient est généralement représenté par une flèche pointant vers les isothermes les plus chaudes.

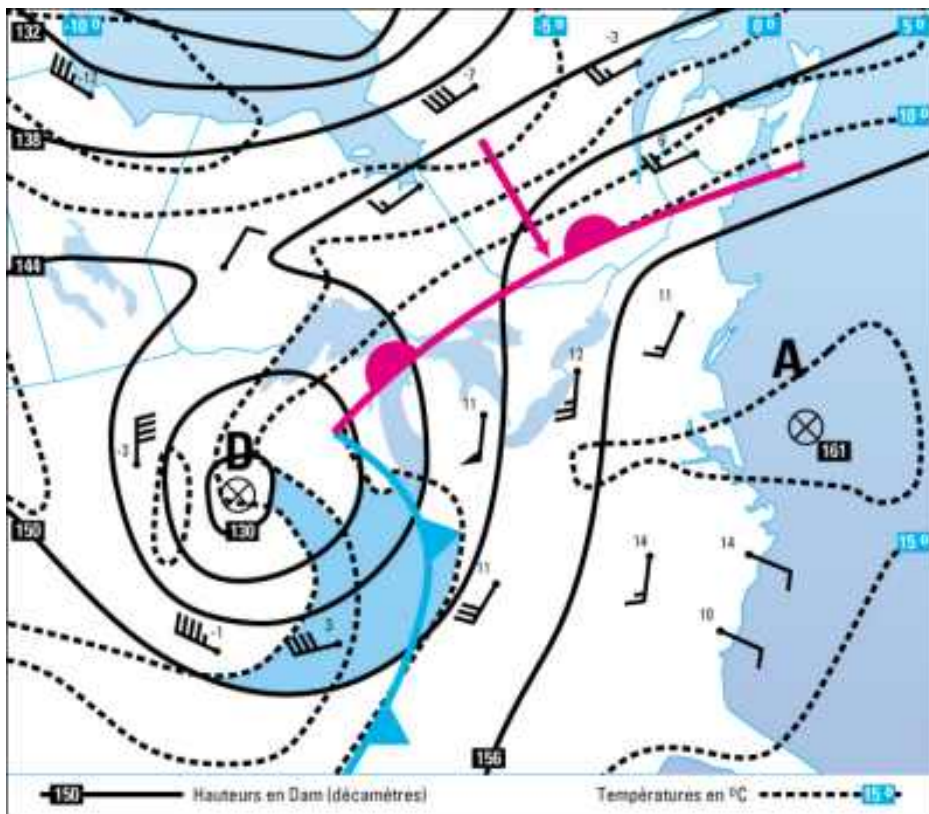


Figure 2-2 Isothermes et gradient thermique, sur une carte de 850 hPa. Les isothermes, distantes de 5 °C, sont en vert. La flèche mauve symbolise le gradient

thermique. La zone bleu ciel représente l'advection d'air froid derrière le front froid.

L'expression advection signifie qu'il y a déplacement horizontal d'une masse d'air vers une région plus froide ou plus chaude. Elle annonce donc un réchauffement ou un refroidissement. Plus le gradient thermique est élevé avec un vent fort atteignant sa vitesse maximale lorsqu'il souffle parallèlement à ce gradient, plus l'advection sera marquée. La figure 2.2 illustre l'advection d'air froid. Derrière le front froid, en bleu, le vent d'Ouest pousse les isothermes vers l'Est.

2.5 CHALEUR LATENTE

Dans l'atmosphère, l'eau est simultanément et successivement présente sous ses trois états, mais elle ne passe d'une phase à l'autre — solide, liquide ou gazeuse — sans qu'il y ait transfert d'énergie.

Pour se transformer de liquide à vapeur, et de glace à liquide, l'eau doit absorber une certaine quantité d'énergie, et en perdre tout autant pour retrouver un état qui exige moins d'énergie.

L'énergie requise pour les changements de phase supérieure est appelée chaleur latente ou chaleur de transition de phase. Cette chaleur n'est rien d'autre que celle que recèle déjà la phase qui provoquera une transformation d'état.

Tout le concept de la chaleur latente est compris dans ce processus : le soleil réchauffe la surface de la mer ; l'eau de surface s'évapore ; cette vapeur, qui emmagasine sa propre chaleur, se condense en atteignant des régions plus froides de l'atmosphère, les réchauffant du même coup en libérant de la chaleur latente.

2.6 CHANGEMENTS ADIABATIQUES

Un autre aspect fort important de l'énergie calorifique a trait à l'effet de la pression sur l'air.

Lorsqu'un gaz se comprime ou se détend pour une raison quelconque, il se réchauffe ou se refroidit.

Dans le cas du gonflement d'un pneu, la valve et le pneu deviennent chauds sous l'interaction de la forte pression et de l'importance de la friction à laquelle l'air est soumis.

Par contre, une bonbonne de gaz se refroidit à mesure qu'elle se vide, parce que le gaz qu'elle contient se détend.

Dans l'atmosphère, c'est à toutes fins utiles de la même façon que l'air subit constamment des changements de température dûs aux phénomènes de compression ou d'expansion. Le plus courant de ces phénomènes est lié aux mouvements ascendants ou descendants.

Comme la force de la pression atmosphérique atteint son maximum au niveau de la

mer, l'air qui monte se détend et se refroidit, alors que l'air qui descend est comprimé et se réchauffe.

Chaque fois que l'air se réchauffe ou se refroidit sous le seul effet d'un changement de pression, il y a changement adiabatique.

S'il va de soi que l'air réchauffé par la surface monte tout naturellement et que l'air froid descende et le remplace, il arrive cependant que de l'air froid déjà en altitude soit comprimé par une subsidence causée par un anticyclone, et qu'il se réchauffe en descendant vers la surface.

Les vents chauds et secs qui arrivent des montagnes, dont le chinook qui descend des Rocheuses vers l'Alberta, illustrent notamment ce phénomène.

Dans des conditions adiabatiques, l'air sec se réchauffe ou se refroidit à un taux d'environ 1°C par 100 m, ou 3°C par 1000 pieds. S'il est saturé son taux de refroidissement est fonction de la température au sol. À 15°C , il est d'environ $0,5^{\circ}\text{C}$ par 100 m, $1,5^{\circ}\text{C}$ par 1000 pieds. Plus l'air est froid, plus ce taux augmente.

2.7 RÉPARTITION VERTICALE DE LA TEMPÉRATURE

Plus on monte dans l'atmosphère, plus la température décroît. Cette décroissance est appelée gradient thermique vertical.

Dans l'atmosphère type de l'OACI, conçue suivant le processus adiabatique, le gradient thermique vertical a été établi à $6,5^{\circ}\text{C}$ par 1000 m : $1,98^{\circ}\text{C}$ par 1000 pieds

La réalité est fort différente. Il y a souvent des écarts considérables entre ce que l'on mesure et cette atmosphère type ; de même pour les advections thermiques à l'horizontale, à diverses altitudes.

Il arrive par ailleurs qu'une couche isotherme, à gradient thermique nul, s'étale sur quelques centaines de mètres.

Dans d'autres cas, au lieu de baisser, la température augmente avec l'altitude. Il s'agit alors d'une inversion causée par un gradient thermique vertical négatif.

Parfois, l'inversion est produite par de l'énergie qui, emmagasinée durant le jour près de la surface, gagne de l'altitude au cours d'une nuit sans nuages; ce qui abaisse la température au sol.

Les inversions sont plus fréquentes l'hiver que l'été. Dans l'Arctique, en plein hiver, elles peuvent s'étendre jusqu'à 3 km d'altitude : 10 000 pieds.

2.8 ÉCHELLES UTILISÉES POUR EXPRIMER LA TEMPÉRATURE

À quelques exceptions près, c'est l'échelle Celsius qu'on utilise au Canada pour exprimer les températures, tant en surface qu'en altitude. Sur un thermomètre

Celsius, le point de congélation de l'eau est à 0, et le point d'ébullition, à 100.

En sciences, l'échelle Kelvin est plus commode. Elle est divisée exactement de la même manière que l'échelle Celsius, mais le zéro indique la température la plus basse qu'on puisse théoriquement obtenir. Ce zéro absolu est tel que le point de congélation est alors situé à 273,15, et le point d'ébullition, à 373,15.

Dans certains pays, les équipages doivent convertir les températures en utilisant les formules que voici :

a. degrés Fahrenheit en degrés Celsius

$$(^{\circ}\text{F} - 32) / 180 = ^{\circ}\text{C} / 100$$

b. degrés Celsius en degrés absolus

$$^{\circ}\text{C} + 273.15 = ^{\circ}\text{K}$$

c. degrés Fahrenheit en degrés absolus

$$(^{\circ}\text{F} - 32) / 180 = (^{\circ}\text{K} - 273.15) / 100$$

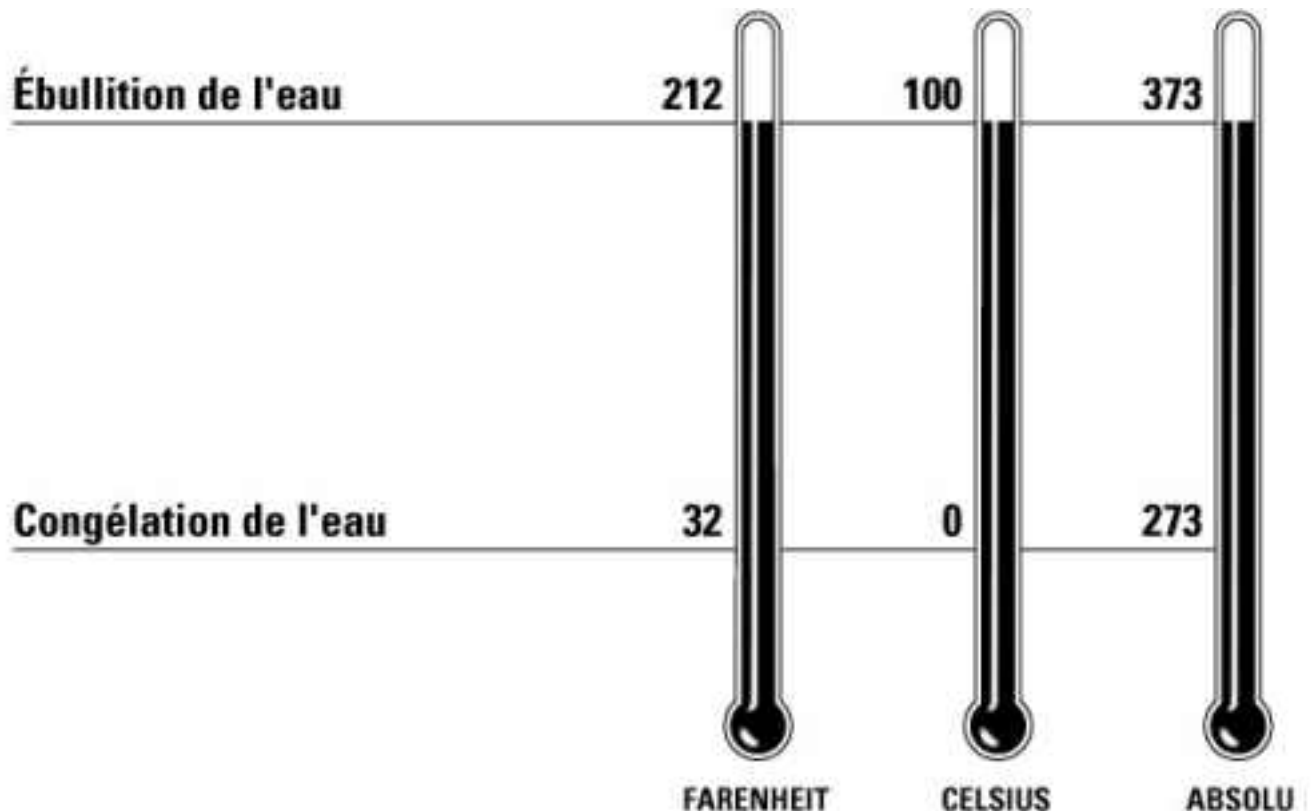


Figure 2-3 Échelles de température

3. HUMIDITE

Par définition, ce qui est humide contient de l'eau. Or, c'est le taux d'humidité de l'air qui permet de déterminer la quantité de vapeur d'eau qu'il contient.

Une grande partie des phénomènes météorologiques est reliée à ce taux, dont la formation des nuages et tout ce qui s'y rattache.

3.1 VAPEUR D'EAU ET SATURATION

La vapeur d'eau est un des principaux éléments de la météorologie. Elle est capitale en raison de son instabilité et des conséquences que cela entraîne.

De fait, la vapeur d'eau est le seul gaz de l'atmosphère qui change d'état sous l'influence de légères modifications dans son environnement.

Sa transformation en gouttelettes ou en cristaux de glace amène la création de nuages; s'ensuivent d'autres réactions qui la font pluie, grêle, neige ou, près du sol, brouillard ou brume.

En plus d'être présente dans l'atmosphère en quantité très variable, la vapeur d'eau a pour particularité d'atteindre un point de saturation qui n'a de fixe que le rapport température à pression.

Ainsi, si la pression est constante, le taux d'humidité augmente si on diminue la température et il diminue si on augmente la température.

À température fixe, la quantité de vapeur est inversement proportionnelle au changement de pression : à pression descendante on aura une hausse du taux d'humidité.

Dans tous les cas, dès que la quantité maximale de vapeur d'eau est atteinte, et que l'air ainsi saturé se refroidit, l'excédent de vapeur devient liquide ou solide, forme nuages, brouillard, rosée, gelée blanche ou cristaux de glace.

3.2 NOYAUX DE CONDENSATION

Tout ce que contient et transporte la troposphère participe en quelque sorte à la fabrication du temps. C'est dans ce contexte qu'il existe un lien particulier entre la vapeur d'eau et les milliards de tonnes de particules microscopiques que transportent les masses d'air.

Ces particules sont pollens, cendres volcaniques ou autres, fumées, sel marin, sable, poussières de roche, bref, aussi bien déchets des activités humaines que matières naturelles charriées par le vent.

De ces particules, celles qu'on appelle hygroscopiques sont d'excellents catalyseurs; elles servent de noyaux pour la condensation de la vapeur d'eau.

Sans ces noyaux de condensation, ayant surtout la forme de sel marin pense-t-on, la dynamique des précipitations serait vraisemblablement fort différente.

C'est autour d'eux que la vapeur se condense, créant ainsi une agglomération de particules liquides ou congelées, sans avoir nécessairement égard à la température, puisque des

particules demeurent liquides à un degré bien inférieur au point de congélation.

3.3 CHANGEMENT DE PHASE OU D'ÉTAT

Les rapports de l'eau avec l'atmosphère sont multiples; ses changements d'état, ou de phase, se présentent sous forme d'évaporation, de condensation, de congélation, de fusion et de sublimation.

Évaporation Passage de l'état liquide à l'état de vapeur d'eau.

Condensation Retour de la vapeur d'eau à l'état liquide.

Congélation Transformation de l'état liquide en glace.

Fusion Retour de la glace à l'état liquide.

Sublimation Changement direct de l'état solide, soit glace à vapeur d'eau, ou vice versa; c'est le cas pour la neige et les cristaux de glace.

Pour qu'il y ait condensation, ou sublimation si l'air est glacial, il faut donc que l'air saturé subisse un refroidissement ou devienne sursaturé de vapeur en présence de noyaux de condensation.

Par définition, il est illusoire de croire que l'eau de pluie est dépourvue d'impuretés et que la neige est immaculée!

3.3.1 Refroidissement

Pour que la vapeur d'eau devienne eau ou glace, il est essentiel qu'elle subisse un refroidissement qui lui permette de se condenser.

Les processus de refroidissement de l'air reliés à la condensation se résument ainsi :

- détente adiabatique : expansion lors d'un soulèvement de l'air
- rayonnement à partir d'une surface plus froide : phénomène plutôt nocturne
- conduction : contact avec une surface froide.

3.3.2 Augmentation de vapeur d'eau

La quantité de vapeur d'eau varie constamment, mais plusieurs facteurs contribuent à la maintenir élevée, sinon à l'augmenter :

- évaporation de l'eau, surtout quand celle-ci est plus chaude que l'air ambiant
- évaporation de la pluie chaude
- évapotranspiration de la végétation
- combustion de matières organiques.

3.4 POINT DE ROSÉE ET HUMIDITÉ

Bien que les changements d'état de la vapeur d'eau se fassent au gré des changements de température et de pression, il demeure qu'on peut prévoir le moment clé où il y aura saturation et condensation.

Pour ce faire, il suffit de connaître la température, la pression et le taux d'humidité, et d'extrapoler à partir d'une formule connue depuis déjà fort longtemps.

On sait par exemple qu'à pression constante de 1013 hPa au niveau de la mer, une masse d'air devra passer de 13 °C à 3 °C pour être saturée de vapeur d'eau, 3 °C étant ici le point de rosée, c'est-à-dire de condensation.

Ce type de refroidissement à pression constante, sans ajout de vapeur d'eau, s'appelle refroidissement isobarique.

Mais si ce refroidissement est de type adiabatique (sans échange de chaleur et d'humidité avec le milieu environnant), par détente de l'air sous l'effet d'une baisse de pression, le point de rosée diminuera.

Par exemple, si l'air de surface dont le point de rosée est à 10 °C, est soulevé jusqu'à une altitude où la pression n'est plus que de 700 hPa au lieu de 1000, son point de rosée sera à 4,8 °C.

3.4.1 Humidité spécifique

Mais il y a d'autres façons d'exprimer la notion d'humidité. Le rapport entre les masses de vapeur d'eau et d'air humide en est une.

Un volume d'air donné pourrait contenir par exemple, 12 g de vapeur d'eau par kg d'air humide.

On estime alors qu'à pression constante, tant qu'il n'y a pas condensation ou sublimation, l'humidité spécifique demeure inchangée.

3.4.2 Rapport de mélange

Il y a aussi ce qu'on appelle le rapport de mélange par lequel, cette fois, on compare la masse de vapeur d'eau à la masse d'air sec.

Ce rapport demeure aussi le même, tant qu'il n'y a pas condensation ou sublimation.

En bref, le rapport de mélange est le nombre de grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec.

3.4.3 Humidité relative

Enfin, l'humidité relative, indique le rapport entre le

contenu réel de vapeur d'eau et la quantité nécessaire à la saturation.

Par exemple, si la température est de 13 °C, que le point de rosée est de 3 °C, et qu'il y a 4,7 g de vapeur par kg d'air sec, alors que le point de saturation devrait être à 9,4 g, le rapport est de 0,5, soit 50% d'humidité relative.

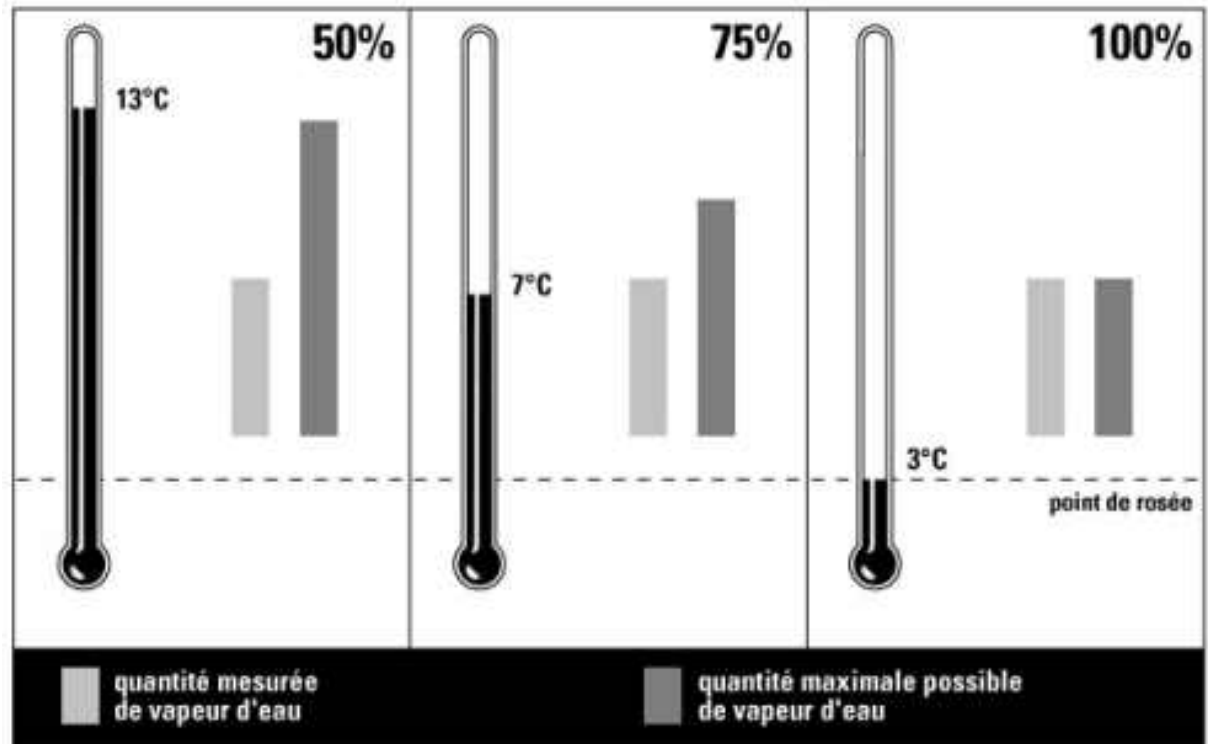


Figure 3-1 Humidité relative et point de rosée

L'humidité relative dépend de la température et de la quantité de vapeur d'eau.

À la figure 3.1, dans tous les cas, la vapeur d'eau est constante même si la température de l'air varie.

À droite, l'air et la température du point de rosée sont tous les deux à 3 °C; ce qui donne une humidité relative de 100%.

Cependant, l'image de gauche indique que si la température augmentait à 13 °C avec un point de rosée demeurant à 3 °C, l'humidité relative serait de 50%.

À cette température, l'air contient deux fois plus de vapeur d'eau qu'à 3 °C. Par contre, la quantité mesurée est la même que si la température était de 3 °C.

4. PRESSION

Pour nombre de raisons, la pression atmosphérique revêt une importance capitale pour les aviateurs, fût-ce seulement parce qu'elle sert à régler l'altimètre avec précision.

Ce qui est capital, c'est que c'est elle qui régit les vents et, dans une grande mesure, l'apparition de phénomènes tels les nuages et les précipitations.

Il est donc nécessaire d'avoir une bonne connaissance de la nature de la pression atmosphérique, des unités dans lesquelles elle est exprimée, et des conditions qui la font varier, tant à l'horizontale qu'à la verticale.

4.1 CARACTÉRISTIQUES

L'atmosphère exerce sur les corps qu'elle entoure une pression causée par le bombardement des molécules d'air sur la surface exposée.

Cette pression dépend et de la masse volumique de l'air, et de la vitesse de déplacement des molécules, elle-même fonction de la température.

Comme l'air a un poids, chacune de ses particules est comprimée par celles qui se trouvent au-dessus. Plus on est près de la surface de la Terre, plus la masse volumique est élevée, plus la pression est forte.

De même lorsque l'air est refroidi sa masse volumique augmente, parce que la vitesse de déplacement des molécules est moindre.

À pression égale, l'air froid est donc plus dense que l'air chaud.

De fait, la pression atmosphérique s'exerce dans toutes les directions. Sur une surface, la résultante est perpendiculaire au plan exposé.

Contrairement à la force de gravité, qui s'exerce toujours à la verticale et vers le centre de la Terre, la force de la pression peut tout aussi bien s'exercer à l'horizontale que vers le haut.

4.2 UNITÉS

On mesure la pression atmosphérique à l'aide d'un baromètre. Le baromètre le plus simple est constitué d'un tube vertical rempli de mercure, fluide dont on connaît la masse spécifique.

Puisque le mercure a une masse volumique 13,6 fois plus élevée que celle de l'eau, la hauteur de sa colonne sera de 76 cm au lieu de 10 m!

De plus, on peut facilement déterminer sa pression hydrostatique. Pour en connaître la valeur, il suffit de comparer la pression atmosphérique à la sienne.

Cette méthode s'est tellement répandue que, pour le calage altimétrique, on exprime encore la valeur de la pression par la hauteur d'une colonne de mercure.

Mais avec l'adoption d'un système international de mesures, le pascal est devenu l'unité de mesure de la pression d'un fluide.

Dans le monde de l'aviation, c'est l'hectopascal, hPa, qui a été retenu pour faire état de la pression atmosphérique ; cette unité est de même valeur que le millibar, ancienne unité encore utilisée par les météorologues, tant au Canada que dans plusieurs pays.

4.3 STATIONS ET NIVEAU MOYEN DE LA MER

La pression à une station est la pression atmosphérique mesurée sur place au moyen d'un baromètre.

Pour avoir une idée du champ de pression à un niveau déterminé, il faut comparer la pression aux données de différentes stations, mais en tenant compte de leur altitude respective, dû au fait qu'elle diminue au fur et à mesure de l'augmentation d'altitude.

Comment savoir systématiquement de combien est la pression à diverses altitudes? Les météorologues

ont trouvé une solution à cette question en référant fondamentalement au niveau de la mer, où la pression est maximale.

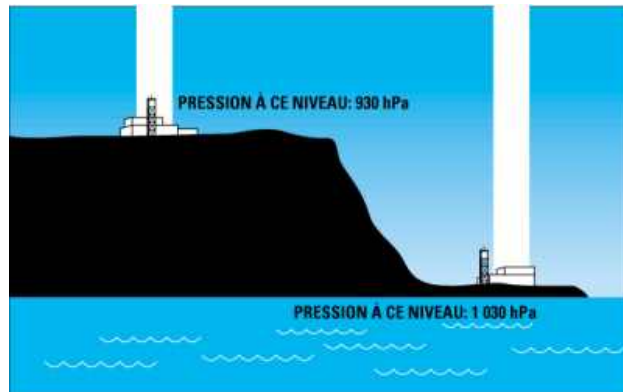


Figure 4-1 Écart des pressions aux stations, dû à la différence d'altitude

Pour déterminer la pression à station en référant au niveau moyen de la mer, il suffit de connaître son altitude exacte, et de déterminer la température moyenne entre cette altitude et le niveau de la mer.

Mais pour bien utiliser l'information météorologique la plus récente, il est important de différencier 3 choses bien distinctement : la pression à la station, le calage altimétrique, et la pression au niveau de la mer.

Il est par ailleurs primordial de prêter attention aux unités utilisées. La pression est habituellement exprimée en hectopascals, mais il est possible qu'elle soit donnée en millibars.

4.4 DIFFÉRENCES À L'HORIZONTALE

Au plan météorologique, l'atmosphère de la planète forme un tout. C'est dans cette optique que les observations météorologiques sont faites simultanément partout à travers le globe.

Par le Réseau météorologique mondial, elles sont immédiatement acheminées vers des centres informatisés, puis ré-acheminées vers les centres de prévision.

Le vaste réseau d'observation mis en place au cours des années permet maintenant d'obtenir en quelques minutes un profil précis des conditions qui prévalent dans toutes les régions du globe.

Ces conditions sont aussi variées que le sont, tous confondus, nature de la surface, topographie, type de climat, saison, moment du jour et état du ciel.

Ces nombreuses distinctions, aussi extrêmes par exemple que les déserts de sable et les mers, la végétation équatoriale et les champs de glace des pôles, empêchent un réchauffement uniforme. D'où fluctuation de la pression dans l'espace et dans le temps.

Cette fluctuation est de première évidence dès qu'on consulte une carte météorologique, quel que soit le nombre de points d'observation qu'elle rapporte, et quelle que soit leur proximité.

Les courbes qui relient les points d'égale pression sont, les " isobares ", habituellement tracées à intervalles de 4 hPa à partir de l'isobare principale, dont la valeur est de 1000, témoignent de cette fluctuation.

Il est courant d'avoir sur une même carte des isobares variant de 980 à 1012 hPa.

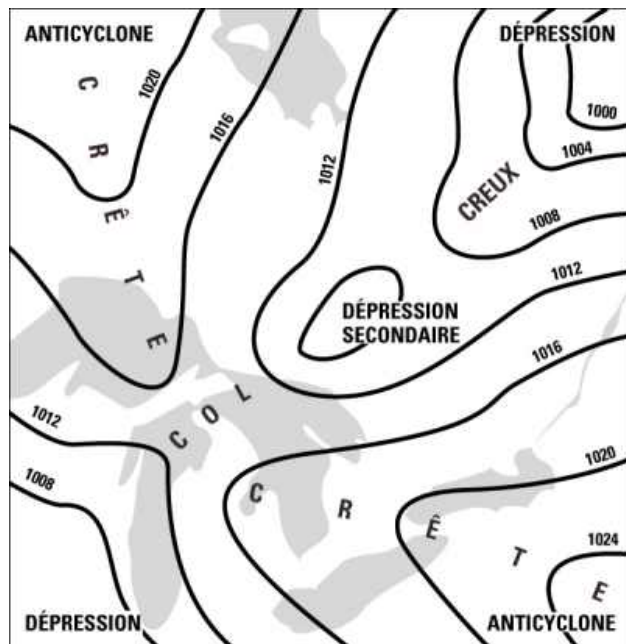


Figure 4-2 Champ de pression sur carte de surface

La figure 4.2 montre que les isobares d'une carte de surface ne s'entrecroisent jamais, mais forment des courbes plus ou moins concentriques.

Ces tracés permettent d'identifier les 5 entités, ou systèmes, directement reliées au champ de pression : dépression, creux, anticyclone, crête et col.

4.4.1 dépression

Tous les points où la pression est à son minimum en une même zone, constituent le centre d'une dépression.

L'étendue de ces types de zone varie de moins d'un kilomètre de large pour les tornades, à plusieurs centaines de kilomètres pour les grandes dépressions.

Parmi les plus grandes et aussi les plus dévastatrices, il y a les ouragans, que l'on nomment les typhons en Asie, qui génèrent des vents de surface égaux ou supérieurs à 64 noeuds.

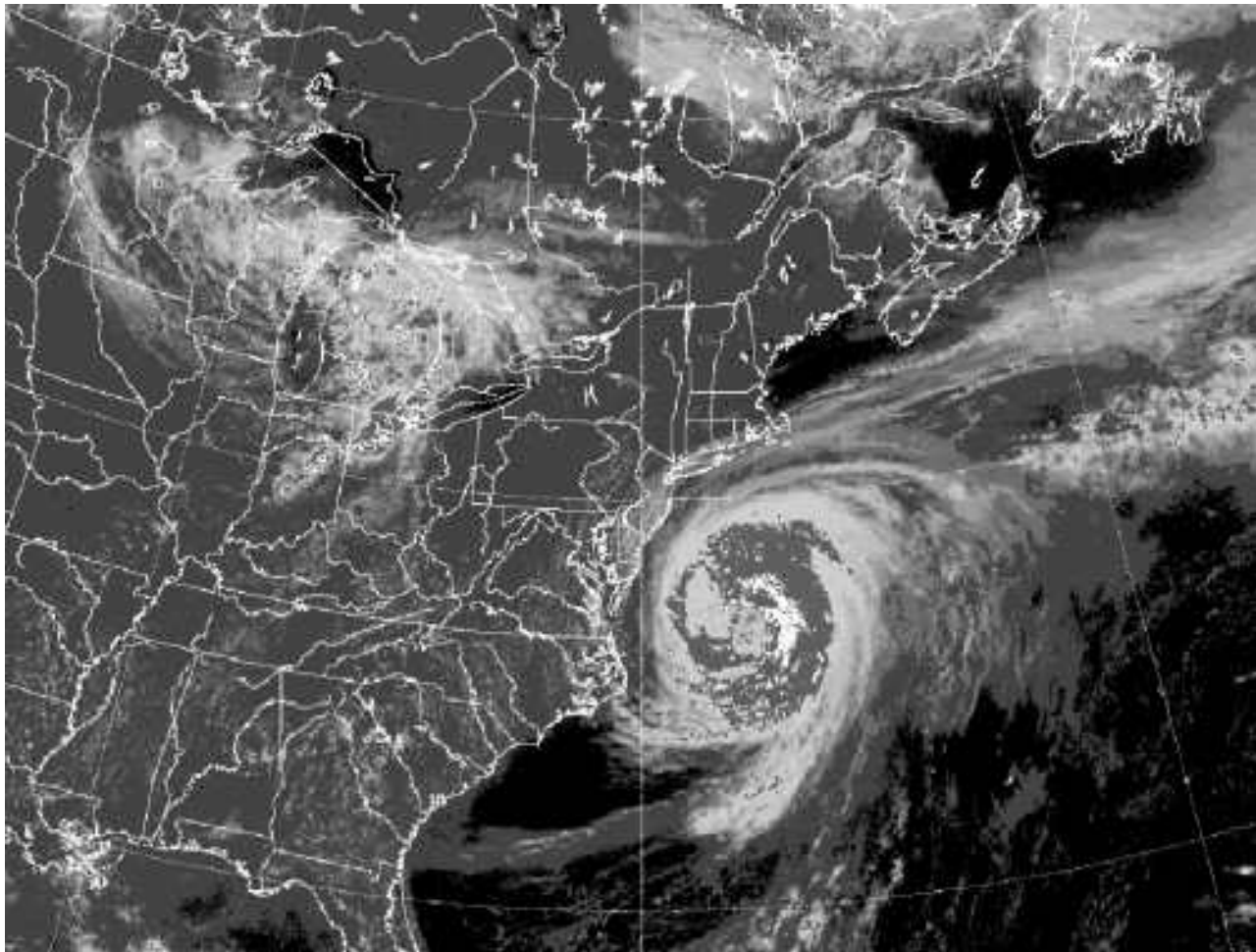


Figure 4-3 Ouragan Félix. Le 17 août 1995.

Plus la pression centrale est basse, plus la dépression est vigoureuse. Lorsque cette pression est à la baisse, on dit que la dépression se creuse.

En plus de générer des vents très forts, les dépressions créent de fortes précipitations. Sous nos latitudes, elles sont plus courantes l'hiver, alors que les forts gradients de température sont répartis sur une grande échelle.

Quand il y a phénomène inverse, c'est-à-dire lorsque la valeur la plus basse augmente et devient supérieure au champ environnant, on dit que la dépression se remplit. En pareil cas, les vents diminuent et les précipitations deviennent de moins en moins importantes dans le temps.

4.4.2 creux

Une des abstractions popularisées par les médias est le creux barométrique. Ce creux est, de fait, une zone rectiligne ou courbée où la pression atteint un minimum. Il peut couvrir plusieurs centaines de kilomètres.

Or, il arrive souvent que la ligne de creux soit carrément située entre les isobares d'un front qui forme précisément le creux de la dépression.

Dans les bas niveaux, la dépression fait converger en son centre l'air qui gravite autour d'elle, comme s'il était aspiré par centre dépressionnaire.

Autre phénomène qui lui est directement associé : le changement radical de direction du vent, dit saute de vent. Souvent de secteur Sud en avant du creux, le vent tournera graduellement pour souffler du Nord-Ouest sur son arrière.

C'est précisément ce fort effet de convergence qui resserre les gradients de température, et crée des fronts dans les creux.

4.4.3 anticyclone

À l'inverse de la dépression, la zone centrale de l'anticyclone est une zone où la pression atteint un point maximal.

Les isobares sont habituellement plus écartés près du centre d'un anticyclone que près du centre d'une dépression.

L'anticyclone se forme lorsque la pression en son centre augmente, et il est fort lorsque sa valeur centrale est nettement plus haute que les valeurs environnantes.

À nos latitudes, c'est l'hiver que les anticyclones sont les plus forts puisque l'air est froid. Il arrive que la pression dépasse 1040 hPa.

Si le beau temps est généralement associé à l'anticyclone, c'est que l'air froid et sec qui le constitue est systématiquement entraîné vers le sol.

L'anticyclone s'affaiblit lorsque la pression en son centre diminue.

4.4.4 crête ou dorsale barométrique

La crête est l'inverse du creux, la pression étant plus élevée le long sa ligne de crête que sur ses côtés. Elle peut également être rectiligne ou courbée.

On la trouve généralement dans le prolongement des anticyclones. Or, un anticyclone peut être entouré de plusieurs crêtes dont les isobares sont généralement plus arrondies que celles du creux.

Quant à l'expression " dorsale ", elle correspond exactement au même phénomène.

4.4.5 col

Le col est une sorte de " no man's land " qui sépare deux crêtes ou deux creux, mais l'expression ne fait pas vraiment partie du vocabulaire utilisé dans les messages et les bulletins destinés aux usagers.

Sa dimension est telle qu'on ne tient compte que des systèmes qui le bordent.

4.5 GRADIENT DE PRESSION

L'expression gradient de pression, ou simplement gradient, désigne une différence de pression dans un espace déterminé, soit le taux de changement de pression à l'horizontale, mesuré perpendiculairement aux isobares.

Le gradient de pression au niveau moyen de la mer peut être calculé directement sur la carte du temps, puisque les isobares représentent la répartition de la pression à ce niveau.

Pour le connaître, il suffit de faire le rapport entre la différence de pression entre deux points et la distance qui les sépare.

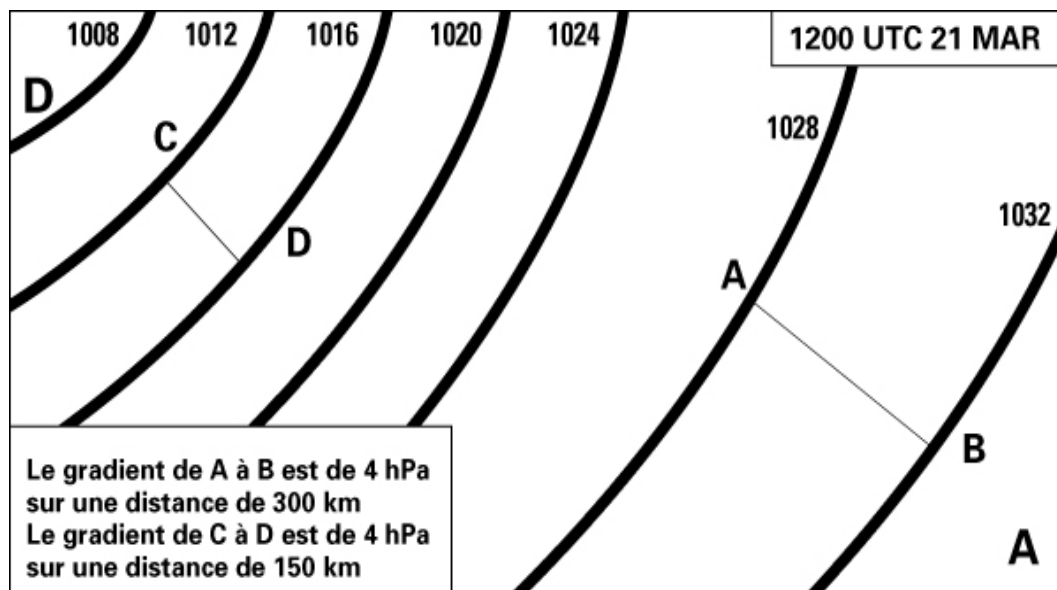


Figure 4-4 Détermination du gradient de pression au niveau moyen de la mer

Plus les isobares sont rapprochées, plus le gradient est fort.

4.6 TENDANCE BAROMÉTRIQUE

Le barographe enregistre de façon permanente les variations barométriques. Si une dépression s'approche, par exemple, il enregistre une baisse régulière de la pression.

Une fois le centre de la dépression passé, la pression commence à remonter. La nature de ces variations est appelée tendance barométrique.

La tendance ne porte que sur les 3 dernières heures d'observation.

4.7 CARTES ISOBARIQUES

Les cartes isobariques sont des analyses fondées sur des champs de pression constante. Les cartes sont généralement préparées pour les champs de 850, 700, 500 et 250 hPa.

Les lignes qui relient les points de même altitude s'appellent isohypses.

Les variations de hauteur dépendent de la température et des fluctuations de pression de la couche qui leur est inférieure.

Comme c'est près des pôles que circule dans les couches inférieures l'air le plus froid, les niveaux de pression y sont habituellement plus bas qu'au-dessus de l'équateur.

Il peut cependant y avoir des différences de température très prononcées à une même latitude. Ces variations influenceront aussi sur les niveaux.

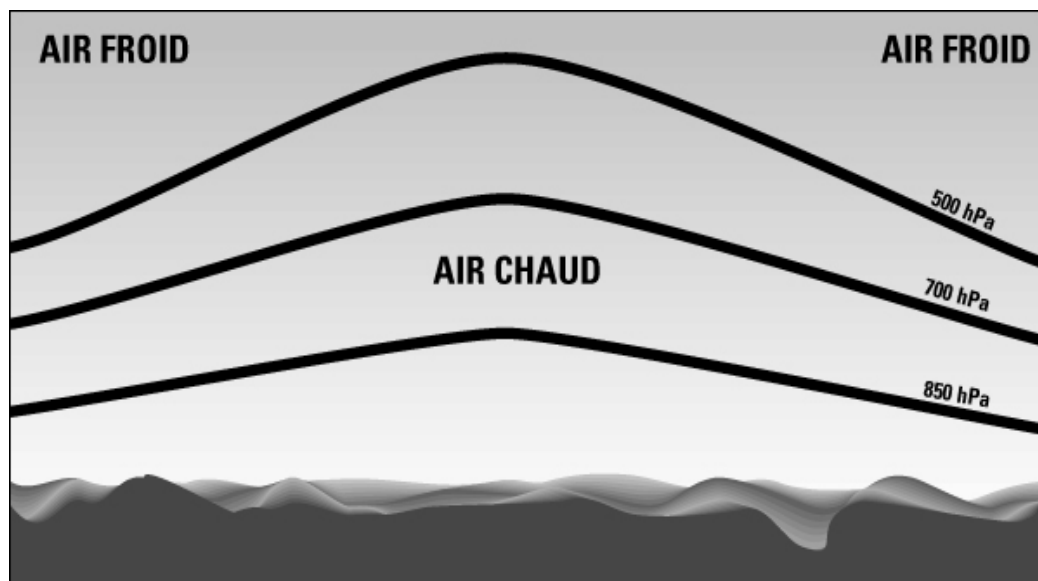


Figure 4-5 Effet de la température sur la hauteur des niveaux de pression

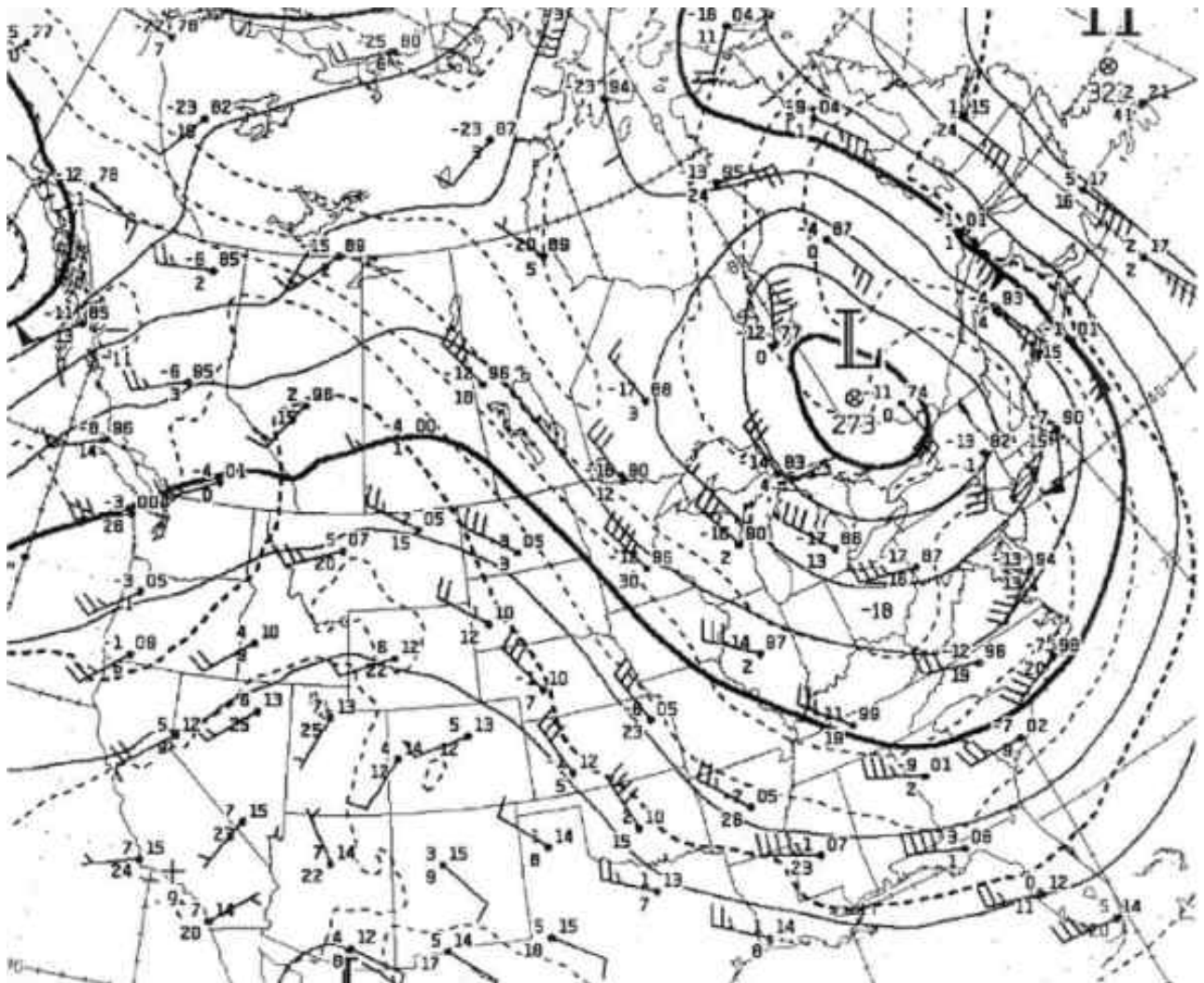


Figure 4-6 Carte isobarique de 700 hPa

4.8 ALTIMÈTRE

L'altimètre est un baromètre anéroïde dont l'échelle correspond à une altitude plutôt qu'à des valeurs de pression.

Lorsqu'on le soumet à une baisse de pression, il indique un gain d'altitude plutôt qu'une diminution de pression (puisque l'air associé à une dépression est plus chaud).

En montant dans l'atmosphère, il est primordial de savoir qu'il existe un rapport beaucoup plus direct qu'en surface, entre la température, la pression et l'altitude.

Comme l'altimètre n'est pas conçu de manière à identifier ces écarts, on a recours à un étalonnage fondé sur l'atmosphère-type de l'OACI, qui fixe la pression au niveau moyen de la mer à 1013,25 hPa.

La température à ce même niveau est de 15 °C, et le gradient vertical de température jusqu'à 11 km, 36000 pieds, est de 6,5 °C/km, soit 1,98 °C/1000 pieds.

Dans ces conditions, une décroissance de pression de 1 hPa équivaut à un changement d'altitude de 8,4 m, 27,5 pieds, près du sol, et 1 pouce de mercure correspond à 283,7 m ou 931 pieds.

4.8.1 Erreur altimétrique

Lorsque l'atmosphère correspond en tout point à l'atmosphère type, ce qui n'est que très rarement le cas, l'altitude indiquée et l'altitude réelle sont identiques.

Autrement, il existe un écart dû au fait que la pression au niveau moyen de la mer, ou la température, sinon les deux, s'écarte des valeurs types.

4.8.2 Erreur due à la pression

Comme la pression au niveau moyen de la mer varie continuellement d'un endroit et d'un moment à l'autre, un altimètre ne pourrait indiquer l'altitude exacte s'il n'était muni d'un dispositif de compensation.

Par exemple, l'altimètre d'un avion au sol à un endroit de même altitude que le niveau moyen de la mer indiquerait 111 m, 384 pieds, si la pression réelle était de 1000 hPa au lieu de 1013,25 hPa.

On a donc prévu un mécanisme permettant de ramener l'indication de l'instrument à la valeur recherchée. C'est le dispositif que l'on nomme calage altimétrique.

Ce calage peut se faire de deux façons. Une méthode consiste à obtenir l'altitude exacte de l'aéronef. Ceci est facile lorsque l'appareil est au sol mais pas lorsqu'il est en vol.

Une autre méthode consiste à d'obtenir la mesure de la pression exacte au niveau du sol d'une station météorologique puis de calculer une valeur que le pilote devra afficher dans la fenêtre de calage afin de connaître son altitude.

Si l'aéronef est au sol, les deux méthodes peuvent être utilisées, mais si l'aéronef est en vol et se prépare à atterrir, seule la seconde méthode peut être appliquée pour des raisons bien évidentes.

Le calage altimétrique est calculé à partir de la pression à la station. La valeur obtenue correspond à la pression rétablie au niveau moyen de la mer, calculée d'après les valeurs de l'atmosphère-type.

Plus les conditions réelles s'écartent de celles de l'atmosphère type, plus l'écart entre le calage altimétrique et la pression au niveau moyen de la mer est élevée. L'exception est dans le cas précis où la station est exactement au niveau moyen de la mer.

Le calage, au sol, permet de corriger l'erreur lorsque la pression diffère de la valeur standard, en vol, l'altitude indiquée ne sera plus nécessairement exacte, et plus rien ne permettra de compenser.

Supposons qu'un anticyclone de 1025 hPa passe sur un aéroport, suivi d'une dépression de 975 hPa.

En examinant attentivement la structure verticale de l'atmosphère type, on constate que

la différence d'altitude entre deux niveaux de pression très voisins n'est pas tout à fait la même à 1025 et à 975 hPa.

Pour être précis, la différence d'altitude entre deux niveaux de pression voisins de 1 hPa est de 8,3 m, 27,1 pieds, à 1025 hPa et augmente progressivement pour atteindre 8,6 m, 28,2 pieds, à 975 hPa.

En décollant d'un aérodrome où la pression est relativement élevée, l'altimètre aura donc tendance à surestimer l'altitude.

L'aéronef sera donc en dessous de l'altitude indiquée. Si la pression est relativement basse, l'instrument sous-estime l'altitude.

4.8.3 Erreur due à la température

Le calage altimétrique ne suffit pas à éliminer les erreurs dues aux différences de pression, mais ces erreurs ne sont habituellement pas déterminantes.

La situation est fort différente en ce qui a trait aux erreurs causées par les écarts de température, plus difficiles à compenser.

Plus l'air est froid, plus sa masse volumique est grande et plus le gradient vertical est élevé.

Ainsi, selon l'atmosphère-type, pour une pression de 1013 hPa et une température de 30 °C, le gradient sera de 0,11 hPa/m, 8,6 m/hPa ou 28,7 pieds/hPa.

Pour une température de 15 °C, le gradient sera d'environ 0,12 hPa/m, 8,3 m/hPa ou 27,1 pieds/hPa.

Toujours pour la même pression, si la température était de -30 °C, le gradient atteindrait cette fois 0,14 hPa/m, 7,1 m/hPa ou 23,3 pieds/hPa.

Par temps très froid, l'altimètre surestimerait l'altitude, alors qu'il la sous-estimerait par temps très chaud.

La démonstration précédente permet donc de constater l'ampleur que l'erreur peut atteindre.

Les exemples présument qu'il s'agit de vols se déroulant à une altitude supérieure à celle du point de départ ; si le point d'arrivée est plus bas que le point d'origine, l'erreur altimétrique se traduit par le résultat inverse.

Il est par ailleurs capital de retenir que, par temps très froid ou par pression relativement basse, l'altimètre sous-estimerait l'altitude réelle. L'aéronef sera de fait plus haut que l'altitude indiquée.

4.8.4 Vol au calage altimétrique

Pour tous les aérodromes équipés d'instruments d'observation, il est évidemment possible d'effectuer un calage altimétrique calculé à partir de la pression enregistrée au point d'arrivée.

En calant son altimètre correctement, le pilote devrait normalement obtenir l'altitude exacte de la piste.

En vol toutefois, l'altitude indiquée n'est pas nécessairement exacte. Les altitudes minimales des itinéraires en tiennent compte, surtout pour les vols aux instruments.

Le pilote qui vole constamment à une même altitude en ne se fiant qu'à l'altimètre, vole au gré de la ligne d'un même niveau de pression.

À une altitude de 3 km, 10 000 pieds, une différence de 300 m, 1000

pieds, sur une distance de 1000 km, 540 milles marins, n'a rien d'exceptionnel.

En volant vers une dépression sans changer le calage altimétrique en cours de route, le pilote devrait s'attendre à ce que son altimètre indique, à l'atterrissage, une altitude plus élevée que l'altitude réelle.

En volant vers un anticyclone, l'inverse se produit. Le vol vers une dépression invite donc à la vigilance, surtout s'il s'agit d'un vol aux instruments.

Le vol d'une région chaude vers une région froide invite aussi à la vigilance, du moins si l'aérodrome de destination est plus élevé que l'aérodrome de départ.

Il faut aussi se méfier des montagnes, où les vents forts exercent une forte influence sur la pression. Les erreurs risquent d'être assez marquées.

On a déjà observé des erreurs de près de 900 m, 3000 pieds, en volant à basse altitude dans une vallée étroite où soufflaient de forts vents.

En secteur montagneux, les ondes orographiques (ces vagues que créent dans l'atmosphère les forts courants qui franchissent les sommets des montagnes) sont également cause d'importantes erreurs, de même que les tourbillons qu'ils génèrent aux niveaux inférieurs.

5. VENT ET CIRCULATION GENERALE

Le vent est le mouvement de l'air. Les prévisions qu'on en fait guident pilotes et navigateurs tant pour la préparation des plans de vol que pour les manœuvres de décollage et d'atterrissage.

Elles permettent de réaliser une économie substantielle de temps et de carburant, mais aussi de suivre en cours de vol le déplacement des systèmes.

5.1 DIRECTION DU VENT

Quand on donne la direction du vent, il faut comprendre qu'il s'agit de sa provenance. Un vent du Sud se déplace donc vers le Nord.

Un changement de direction dans le sens des aiguilles d'une montre est un mouvement dextrogyre; dans le sens contraire, le mouvement est lévogyre.

Un changement de direction du Sud à l'Ouest, en passant par le Sud-Ouest, est donc un mouvement dextrogyre.

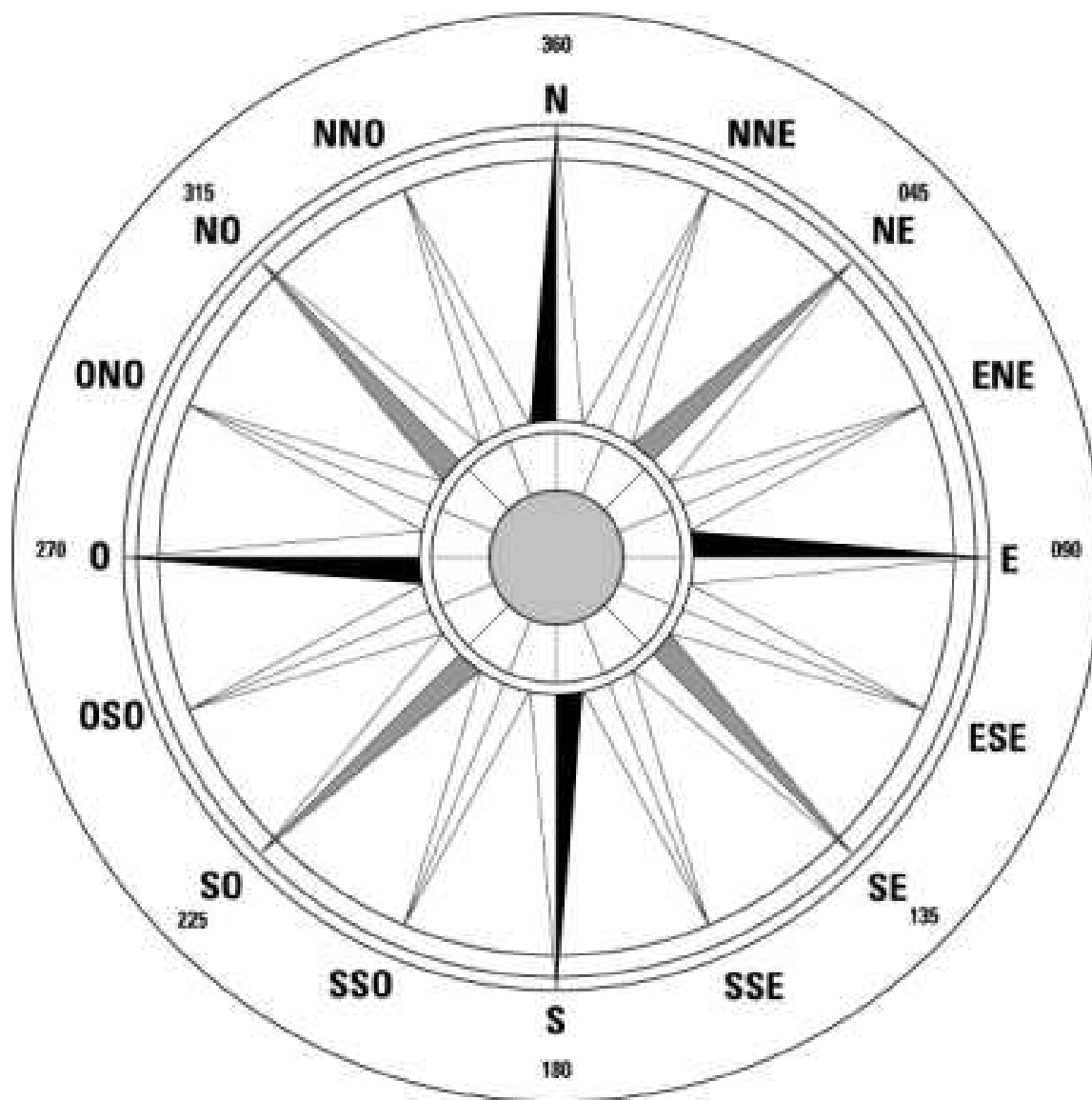


Figure 5-1 Rose des vents.

5.2 FORCES QUI AGISSENT SUR L'AIR

L'air est constitué d'un ensemble de particules soumises à diverses forces. Ces forces variables sont présentes à tous les niveaux de l'atmosphère. Ce sont elles qui induisent le vent.

5.2.1 force du gradient de pression

La force qui résulte de la différence de pression entre deux points est le gradient de pression.

Cette force est toujours exercée de la haute vers la basse pression. Elle réfère directement au poids de l'air, dont la pesanteur est directement proportionnelle à la force de la pression.

Cette force est d'autant plus grande que les isobares sont rapprochées.

5.2.2 force de Coriolis

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

Elle est cependant annulée dès que, opposée à cette dernière, elle lui devient égale.

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

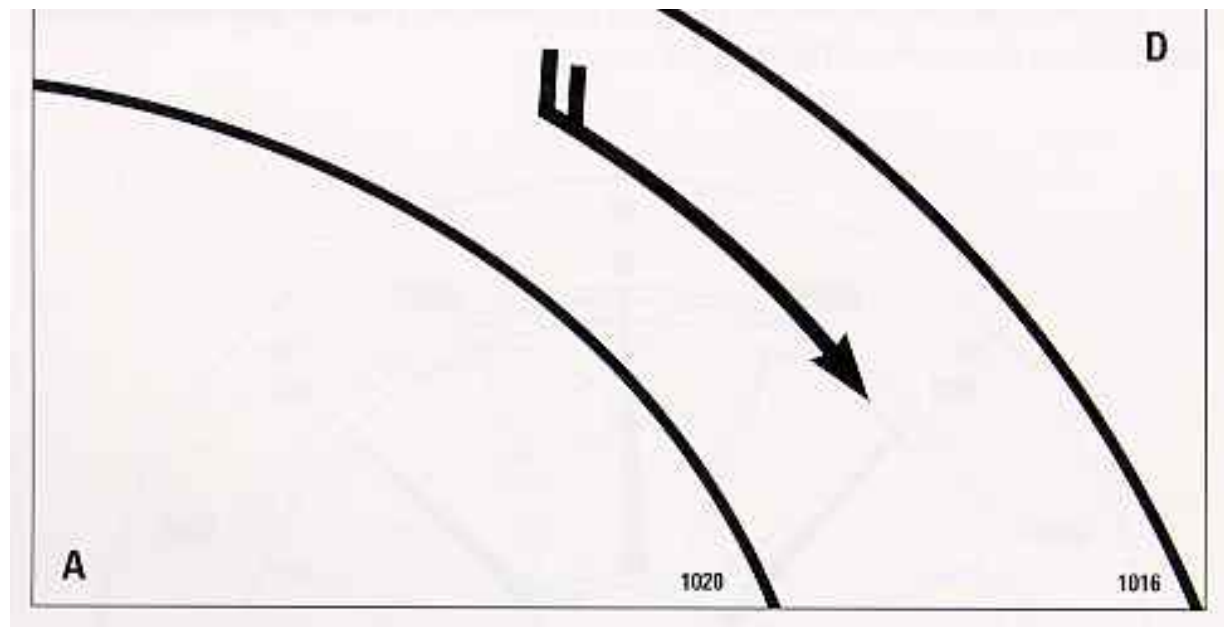


Figure 5-2 Relation entre la direction du vent et les isobares reliées à l'anticyclone A, dans un environnement où il n'y a pas de frottement.

5.2.3 force centripète

La force centripète se manifeste lorsque la trajectoire de l'air s'incurve. Elle agit alors perpendiculairement, en direction du centre de rotation. Comme la force centripète s'ajoute au gradient, le vent souffle un peu

plus fort autour des centres de haute pression.

Cette force est toutefois moins importante que les forces de Coriolis et du gradient.

5.2.4 force de frottement

En surface, une force peu négligeable s'exerce sur le déplacement de l'air; elle le ralentit et peut en modifier considérablement la trajectoire. Il s'agit de la force de frottement dont l'impact réduit l'influence de la force de Coriolis.

Comme la force du gradient demeure la même, l'air est généralement dévié vers les basses pressions. Figure 5.3

L'importance de la déviation dépend de fait de la nature de la surface. Ainsi, dans les endroits où les accidents topographiques sont marqués, la déviation est supérieure.

Au-dessus d'un sol normalement accidenté, la déviation du vent est d'environ 30° , alors que sur les plans d'eau, elle n'est que de 15° .

À partir de 3000 pieds, 1000 m, au-dessus du sol cet effet s'estompe et les vents circulent parallèlement aux isobares.

Après le décollage, tout pilote constate que le vent tourne vers la droite et renforce; en descente, le phénomène est inverse.

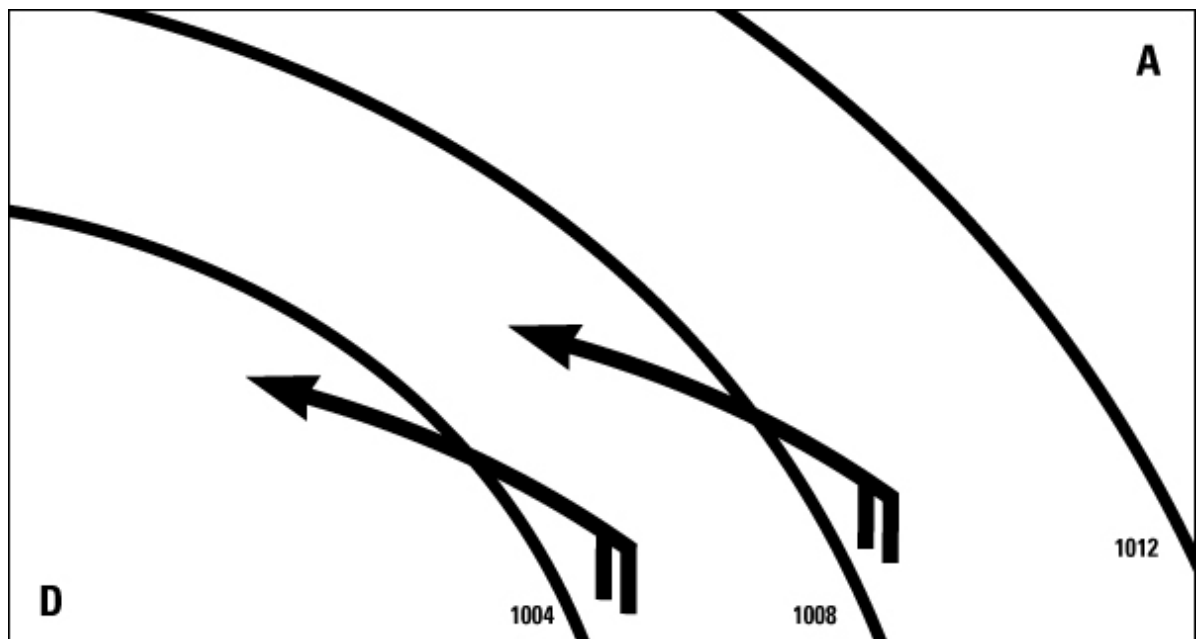


Figure 5-3 Relation entre la direction du vent et les isobares reliés à la dépression D, dans un environnement où il y a frottement.

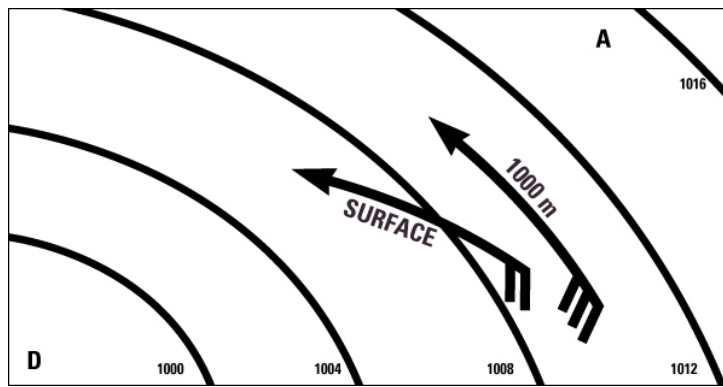


Figure 5-4 Comparaison entre le vent au sol et à 1000 m d'altitude, au-dessus d'une surface plane.

C'est la pression qui régit les vents, comme le démontrent les cartes du temps. En surface et au niveau moyen de la mer, les vents sont parfois fort différents qu'en altitude. Il est donc possible qu'on ait en surface un vent léger et variable, et à 20 000 pieds 6000 m, un vent de 150 kn, 160 km/h ou plus.

5.3 RAFALES ET GRAINS

Les rafales sont des écarts passagers de la vitesse, de la direction du vent et de ses composantes principales.

Elles sont causées soit par l'instabilité de l'air, soit par les obstacles topographiques ou artificiels, tels les hautes constructions.

Si le vent est suffisamment fort et si l'instabilité persiste, elles peuvent parfois sévir durant plusieurs heures.

Quant aux grains, caractérisés par des variations très importantes de la vitesse du vent, ils sont généralement accompagnés d'une averse ou d'un orage.

Le grain débute rapidement, ne dure que quelques minutes et s'estompe tout aussi rapidement. Il résulte souvent du passage d'un front froid.

Derrière le front, lorsque c'est le cas, il peut y avoir de fortes rafales.

Le grain peut aussi être causé par une ligne d'orages. S'il y a orages consécutifs, il est possible des grains se succèdent à intervalles assez longs.

5.3.1 INSTABILITÉ DE L'AIR

Même si vitesse et direction du vent sont déterminées en grande partie par le gradient, le moment de la journée exerce sur elles une influence souvent non moins déterminante.

Durant le cycle diurne, l'air réchauffé par le sol s'élève au fur et à mesure que le réchauffement augmente. Comme cette masse d'air se déplace à une vitesse inférieure à celle de l'air en altitude, le mélange des masses par brassage ralentit les vents des niveaux supérieurs.

Elle est remplacée au sol par l'air plus froid des hautes

couches ; ce qui a pour effet de causer de ces rafales qui sont à toutes fins utiles des variations rapides et brèves du vent.

La nuit, le refroidissement de la surface freine considérablement le rythme de ces échanges verticaux, affaiblissant vent et rafales près du sol et renforçant les vents en altitude.

Même si le gradient est quand même assez important pour maintenir durant la nuit des vents de vitesse moyenne, il arrive que les rafales disparaissent.

En plus des variations thermiques diurnes et nocturnes qui influent sur les vents, d'autres phénomènes sont directement associés à l'instabilité de l'air causée par l'alternance du réchauffement et du refroidissement :

- brise de mer et brise de terre doivent toutes deux leur existence au réchauffement inégal de la terre ferme et des plans d'eau.

Brise de mer Durant le jour, par temps ensoleillé, la température de l'air au-dessus du sol devient vite supérieure à la température de l'air marin.

À cause de la différence de densité l'air marin chasse l'air chaud de la côte, souvent avec force ; ce qui donne la brise de mer.

Brise de terre La nuit, la perte de chaleur par rayonnement donne plus de densité à l'air côtier, chassant à son tour un air marin encore chaud. Ce vent s'appelle " brise de terre ". L'intensité de ces brises dépend donc de leur contraste thermique, de l'instabilité de l'air le plus chaud, du vent en altitude, de la force friction, de la forme du rivage et de l'étendue du plan d'eau.

Ces phénomènes très locaux ne se produisent que lorsque les vents dominants sont faibles.

Les brises de terre sont généralement beaucoup moins fortes que les brises de mer, dû au fait que la température des masses d'air varie plus lentement que le jour; ce qui crée une certaine stabilité.

Le vent d'une brise de mer peut atteindre 25 noeuds, 50 km/h, et ses effets sont parfois ressentis jusqu'à 25 kilomètres à l'intérieur des terres.

- Vents anabatiques et catabatiques sont produits par le réchauffement différentiel.

Vent anabatique Le vent anabatique se manifeste lorsque les pentes d'une vallée exposées au soleil se réchauffent plus rapidement que la vallée proprement dite.

Ce réchauffement déclenche le mouvement ascendant de l'air; ce qui amène l'air froid de la vallée à gravir les pentes

et à créer ainsi une circulation propre à cette vallée.

Vent catabatique Le vent catabatique se produit la nuit. Il est provoqué par l'air froid qui dévale les pentes de ces vallées qui sont encore sous l'effet du réchauffement diurne. Les vents catabatiques sont généralement plus forts que les anabatiques, surtout en montagne, lorsque les flancs sont glacés.

5.3.2 OBSTACLES DU VENT

En surface, le vent est soumis à plusieurs obstacles. Ces obstacles créent des rafales dont la force dépend de la direction et de la vélocité du vent, de même que de la nature de la topographie.

Hors des régions montagneuses, leur influence est de portée fort limitée, mais on doit tout de même en tenir particulièrement compte lors des manoeuvres de décollage et d'atterrissage.

Les obstacles qui modifient le comportement du vent sont nombreux; ils sont à l'origine de plusieurs effets :

- **Effet de barrière** Une falaise, une montagne ou une chaîne de montagnes forment un mur que le vent heurte et doit contourner plus ou moins brusquement suivant sa force et sa direction.

Dans le cas où le vent souffle presque perpendiculairement à une chaîne de montagnes, il arrive que le phénomène, si l'air est assez humide, crée en altitude des nuages de type lenticulaire du côté du versant sous le vent.

La présence de tels nuages indique que la région est parsemée de zones de fortes turbulences, et qu'elle est donc dangereuse.

- **Effet de vallée** Toute vallée assez prononcée canalise le vent.

Selon son orientation, il est possible que le vent ainsi canalisé soit de direction fort différente de celui circulant librement en altitude, vent qu'on appelle " dominant ".

La vallée du Saint-Laurent en fournit un excellent exemple, puisque tous les vents de moins de 180° et de plus de 180° deviennent systématiquement des vents du Nord-Est et du Sud-Ouest, collant ainsi à l'axe du fleuve.

- **Effet d'entonnoir** Lorsqu'il y a resserrement de côtes escarpées, de falaises, de collines ou de

montages, il y a effet d'entonnoir.

Comme la force du vent est alors trop grande pour qu'il en résulte un changement de débit, le goulot naturel en provoque une accélération telle qu'il arrive que sa vitesse double.

Cet effet est commun aux baies, aux détroits, bref, partout où il y a étranglement d'un plan d'eau. Sur le Saint-Laurent, il est fort manifeste à la hauteur de l'île d'Orléans, où l'effet d'entonnoir renforce considérablement tout vent du Nord-Est.

- **Cisaillement** Le long du point de jonction de masses d'air de vitesse ou de direction différente, il se crée une sorte de déchirure de l'atmosphère, qui résulte en un mouvement vertical du vent : le cisaillement.

Selon la direction des masses, il résulte une divergence ou une convergence ; la divergence horizontale en altitude engendre un mouvement ascendant dans les niveaux inférieurs, alors que la convergence en altitude crée de la subsidence dans les niveaux inférieurs.

Le cisaillement peut être causé par un obstacle au sol ou simplement par une saute de vent en altitude; ce qui est fréquemment le cas dans la vallée du Saguenay, à l'approche d'une dépression hivernale.

Dans cette vallée, le vent soufflera de l'Est, alors que juste au-dessus, il sera du Sud-Ouest.

5.4 REPRÉSENTATION DES VENTS EN ALTITUDE

Les conditions en altitude sont représentées par des cartes à pression constante, sur lesquelles les lignes continues appelées isohypses indiquent les changements d'altitude en décamètres, à chaque niveau de pression.

Ces isohypses doivent être considérées de la même façon que les isobares des cartes de surface.

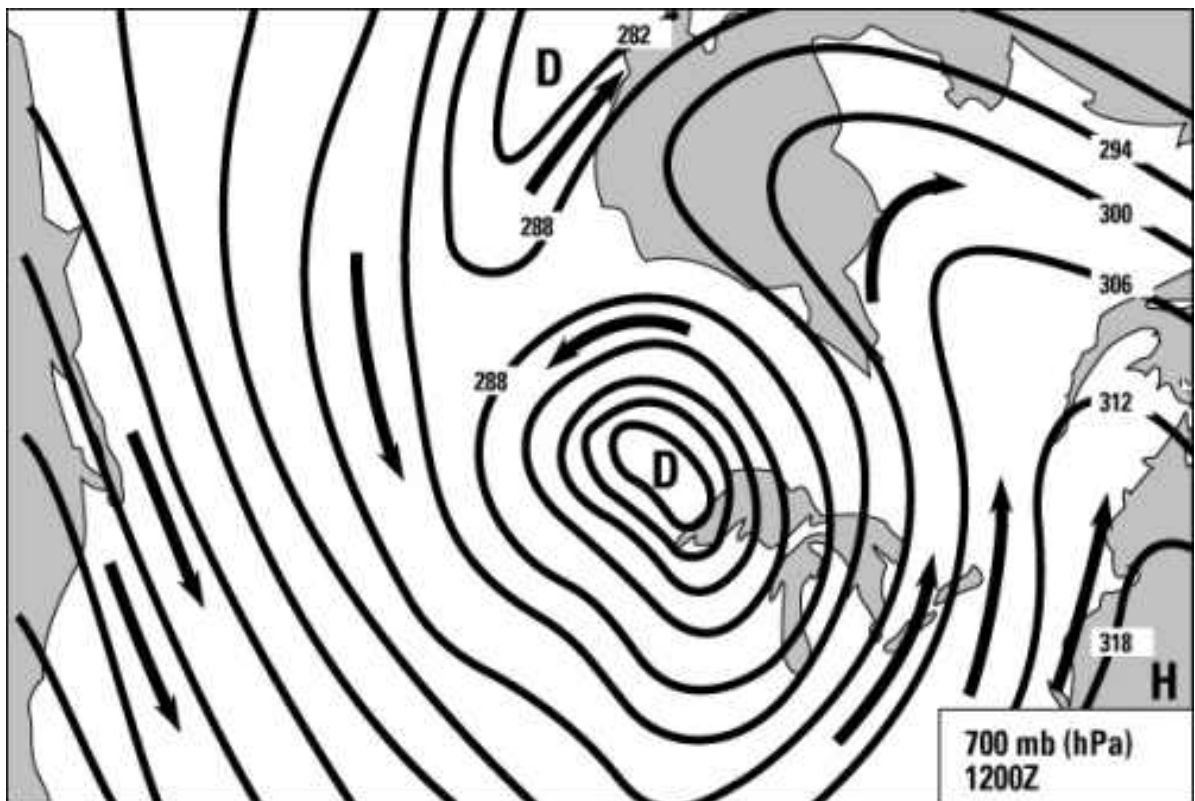


Figure 5-5 Exemple de déplacement d'air à 700 hPa. L'altitude du niveau de pression est indiquée par des isohypses. Il suffit d'ajouter un zéro pour obtenir la hauteur en mètre; ex : 294 équivaut à 2940 m.

Autour des régions où la pression est haute, le vent souffle parallèlement aux isohypses, et en sens contraire autour des régions où la pression est basse.

Comme la force du vent est proportionnelle au gradient horizontal des isohypses, plus les lignes sont rapprochées, plus le vent est fort.

Si la Terre avait une surface uniforme et qu'aucun mouvement de l'atmosphère ne venait mélanger l'air de l'équateur et des pôles, il y aurait entre ces deux régions extrêmes une répartition graduelle de la température.

Comme la pression en altitude est plus basse en air froid, les cartes devraient par conséquent indiquer que les niveaux de pression sont beaucoup plus bas au-dessus du pôle qu'au-dessus de l'équateur.

Il en résulterait un écoulement de l'Ouest, puisque les vents parallèles aux isohypses seraient anti-horaires autour de régions de faibles niveaux de pression, et horaires autour des régions de hauts niveaux.

Le fait que la Terre en rotation n'ait pas une surface de nature uniforme amène des écarts considérables de température, fût-ce à une même latitude.

Nettement influencé par la température, les niveaux de pression

marquent donc des écarts prononcés, enregistrant des altitudes plus élevées en région chaude qu'en région froide. Dans les couches inférieures, cette influence des systèmes de pression peut également se faire sentir jusqu'à 250 hPa. Dans nombre de cas, les cartes en altitude comprennent des isohypses fermées qui démontrent que l'écoulement de l'Ouest a été entièrement disloqué par un vent d'Est soufflant en altitude sur une partie du continent.

5.5 VENTS ET ALTIMÈTRE

Comme le vent souffle continuellement, il est impossible de le dissocier de la lecture de l'altimètre, tous deux étant soumis aux variations et à la configuration du champ de pression, généralement différent en altitude qu'au niveau de la mer.

Si on observe, en volant à 2000 pieds (600 mètres), un vent contraire ou un vent arrière direct, c'est que la trajectoire suivie par l'aéronef est parallèle aux isohypses. Aucune variation de la pression ne pourra donc diminuer l'exactitude de l'altimètre.

À pression constante, il faut donc savoir que par vent arrière, un appareil accuse automatiquement une dérive prononcée sur la gauche, et prend graduellement de l'altitude.

S'il faut grimper pour demeurer au même niveau de pression, c'est qu'on se dirige vers crête de hauteurs en altitude. En pareil cas, les isohypses indiquent un mouvement ascendant de la masse d'air.

Pour continuer à voler au même niveau, l'avion doit gagner de l'altitude.

Par ailleurs, une dérive sur la droite par vent arrière indique que l'avion perd graduellement de l'altitude et se dirige vers une zone de haute pression.

L'air devient plus dense parce qu'il y a mouvement de subsidence, propre aux anticyclones. De ce fait, en naviguant à pression constante, l'altitude sera plus faible dans le cas d'une dépression en altitude.

Les vents identifiés en cours de vol peuvent donc aider grandement à évaluer l'erreur altimétrique due à la pression.

En vol, on peut d'autre part déterminer exactement l'erreur de l'altimètre, en comparant ses données à celles d'un radioaltimètre ; on a alors la composante du vent qui souffle à angle droit sur l'appareil.

5.6 CIRCULATION GÉNÉRALE

Toutes les données météorologiques confirment que la circulation de l'air autour du globe est très variable, mais aussi que certaines de ses variations sont tout à fait prévisibles ; vu son extrême sensibilité à ce qui constitue la nature même de la surface terrestre.

Pour en illustrer le profil général au rythme des jours et des

saisons, on a choisi d'en référer à la répartition moyenne de la pression.

Dans la partie septentrionale de l'hémisphère Nord, cette circulation suit, d'Ouest en Est, la sinuosité créée par le côtoiement de l'air arctique et continental.

5.6.1 Au niveau de la mer

La figure 5.6 révèle clairement, par répartition moyenne de la pression, que la troposphère est segmentée par systèmes clés et courants maîtres :

- centre anticyclonique au pôle
- dépression subpolaire à 60 N
- anticyclone subtropical à 30 N
- convergence intertropicale près de l'équateur.

À cette répartition correspond une circulation générale en surface, ainsi caractérisée :

- vents d'Est polaires, du pôle au 60 N, ou courant polaire d'Est
- vents d'Ouest de 60 N à 30 N, ou courant tempéré d'Ouest
- vents de secteur Est, entre 30 N et l'équateur, dits alizés; ils soufflent Nord-Est dans l'hémisphère Nord ,et Sud-Est au sud de l'équateur;

Les secteurs interzones, où le vent est faible, s'y détachent tout aussi clairement :

- près du pôle Nord
- calmes subtropicaux
- calmes Équatoriaux ou pot-au-noir, ainsi baptisé en raison des nuages épais et des pluies abondantes que connaît cette région.

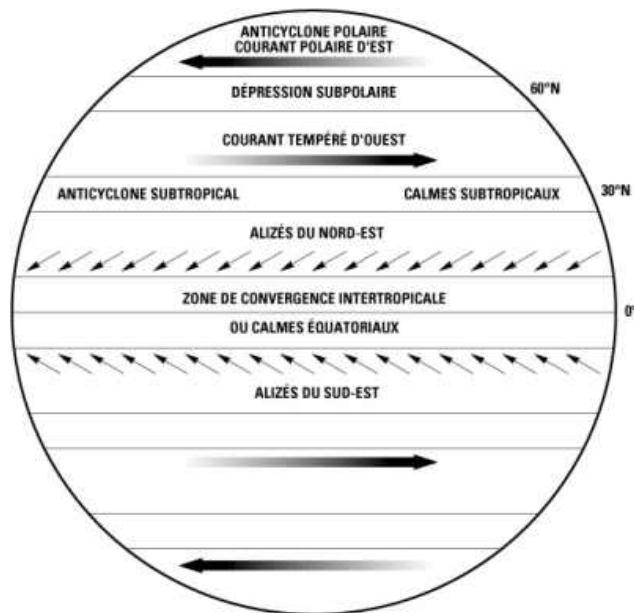


Figure 5-6 Circulation générale au niveau de la mer

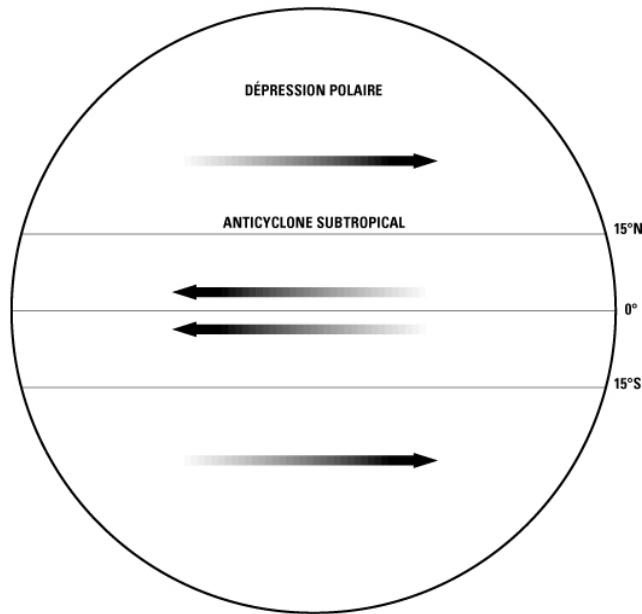


Figure 5-7 Circulation générale en altitude, de 700 hPa à la tropopause.

5.6.2 En altitude

La figure 5.7 permet d'autres observations :

- le glacial centre anticyclonique polaire s'affaiblit en altitude pour devenir à 700 hPa une dépression qui s'intensifie graduellement;
- chaud, l'anticyclone subtropical fait de même;
- il en résulte, autour de la dépression polaire en altitude, une circulation cyclonique zonale de l'Ouest.

Près de l'équateur, au sud de l'anticyclone subtropical, cette circulation se transforme en courant d'Est.

Quant au courant tempéré d'Ouest, il s'intensifie lui aussi jusqu'à la tropopause, puis diminue dans la stratosphère.

Conclusion : dans les régions soumises à la circulation d'Ouest, c'est au niveau de la tropopause que les vents d'Ouest atteignent leur vitesse maximale.

5.7 RÉGIME TROPICAL

5.7.1 Caractéristiques

On appelle régime tropical ces cellules de Hadley qui existent entre 30 °N et 30 °S. Au niveau de la mer, ce régime comprend les alizés et les calmes équatoriaux.

La circulation tropicale est illustrée dans la figure 5.8; en voici les principales caractéristiques.

- Au niveau de la mer, les alizés se dirigent vers la zone très instable de convergence intertropicale dans leur trajet vers l'équateur, ils absorbent chaleur et humidité.
- Sous l'effet combiné de cette convergence et des nombreux courants convectifs de cette région, l'air humide et instable de la zone intertropicale est projeté vers le haut.

Il en découle la formation d'importants cumulonimbus, dont les sommets dépassent parfois la tropopause et atteignent les 70 000 pieds, 18 km. Comme ces sommets perdent de la chaleur par rayonnement, il s'ensuit un maintien de l'instabilité et, par conséquent, de la convection.

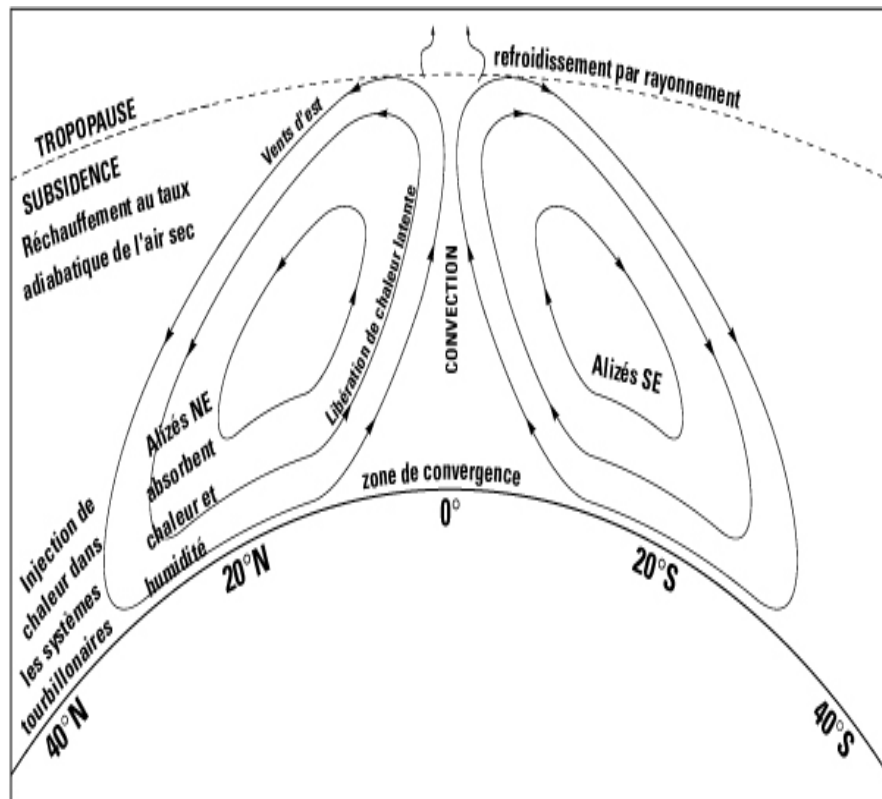


Figure 5-8 Circulation tropicale

De surcroît, la chaleur latente libérée au moment de la condensation participe directement à l'augmentation de la poussée ascendante.

- Dans la haute troposphère, l'air se dirige vers les pôles et prend une direction prédominante d'Est, bien que faible, infléchi par l'anticyclone subtropical.
- Ce faible courant d'Est, en haute troposphère, se refroidit par rayonnement et descend graduellement.

Lors de sa descente, il se réchauffe au taux adiabatique de l'air sec et bénéficie de la chaleur latente libérée au cours de sa précédente ascension dans la zone de convergence intertropicale.

Ce phénomène tend à uniformiser la température entre 25° N et 25° S, mais crée en permanence une puissante inversion.

Cette inversion d'air chaud descendant, et presque sans nuages, contraste énormément avec la couche inférieure, où l'apport des alizés humides et instables fait naître des nuages à développement vertical.

- Cet air arrive au sol vers 30° N et 30° S, où il se scinde pour d'une part retourner vers l'équateur et l'anticyclone subtropical, et se diriger d'autre part vers les pôles.

5.7.2 zone de convergence intertropicale

Les nuages associés à la zone de convergence intertropicale sont de type convectif. Ces nuages sont nombreux, mais ils ne forment pas une ceinture continue autour du globe.

Même si le type de temps de cette zone ressemble au type frontal, il ne faut pas la tenir pour un immense front.

Les masses d'air qui y convergent sont thermiquement homogènes, mais elles ne forment pas une entité véritablement monolithique.

La zone de convergence intertropicale se situe, en moyenne, à 10 ° de l'équateur, et, plutôt nomade, elle oscille vers le Nord en été, et vers le Sud en hiver.

Cette oscillation est plus grande sur les continents, où les écarts de température sont plus importants qu'au-dessus des océans.

On remarque donc que, dans le secteur asiatique, cette dépression thermique qu'est la mousson d'été soulève l'air chaud et humide du continent, et fait disparaître la zone de convergence.

Par contre, la mousson d'hiver, qui est un anticyclone continental, expulse un air froid et sec et repousse la zone de convergence vers l'hémisphère Sud.

5.7.3 Échanges de chaleur dans le régime tropical

La circulation tropicale est maintenue par de nombreux processus d'échanges de chaleur :

- absorption de chaleur sensible et de chaleur latente par les alizés
- libération de chaleur latente par le courant ascendant de la zone de convergence intertropicale
- refroidissement par rayonnement des couches supérieures
- au-dessus de la zone de convergence, divergence en haute troposphère, qui résulte en la descente en régions subtropicales d'un air réchauffé au taux adiabatique sec
- injection de chaleur dans les systèmes tourbillonnaires des latitudes tempérées.

De ces échanges de chaleur résulte une masse d'air tropical thermiquement homogène.

Pour qu'une telle circulation puisse se maintenir, l'effet de rotation de la Terre, c'est-à-dire la force déviante de Coriolis, doit être faible.

Ceci est une autre caractéristique de la cellule d'Hadley. Nulle à l'équateur, cette force demeure assez faible jusqu'à 30 °N et 30 °S.

5.7.4 régimes extratropicaux

Par contraste avec le régime tropical, les régimes extra-tropicaux sont le siège de forts gradients horizontaux de température, et d'importants effets de Coriolis.

En plus, comme ces régions sont en général en déficit de chaleur, elles en obtiennent aux dépens des régions tropicales.

Sous les latitudes moyennes, le courant qui provient de l'anticyclone subtropical et qui se dirige vers les pôles est dévié au niveau de la mer pour devenir, dans l'hémisphère Nord, sous l'influence de la force de Coriolis, un courant d'Ouest.

Celui-ci, en rencontrant le courant d'air froid venant du pôle Nord, dévie et se transforme cette fois en un courant d'Est.

Or, c'est la rencontre de ces deux courants, en zone dépressionnaire subpolaire, qui forme le front polaire. Dans ce secteur, la circulation ondulatoire en altitude prend, en surface, la forme de dépressions et d'anticyclones.

5.8 INFLUENCES GÉOGRAPHIQUES

5.8.1 continents et océans

La variation annuelle de la température est plus faible sur les océans que sur les continents, parce que la perte ou le gain par rayonnement y est plus faible ; augmentant avec la latitude, elle est beaucoup plus marquée aux pôles qu'à l'équateur.

L'été, les continents se réchauffent beaucoup plus rapidement que les océans. Par conséquent, dès qu'une dépression thermique se forme sur le continent, elle fait accroître les pressions au-dessus de l'océan.

L'inverse se produit en hiver.

En raison de l'importance de la masse thermique que représente l'eau des océans, exception faite des régions polaires, l'écart de température entre eux et les continents est beaucoup plus grand en hiver qu'en été. Sur le continent, la dépression a tendance à se déplacer vers le Sud, où le réchauffement est plus intense, alors que l'anticyclone subit le phénomène inverse.

5.8.2 Influence des chaînes de montagnes

Les chaînes importantes modifient substantiellement l'influence des continents et des océans. Ainsi, les Rocheuses empêchent-elles les échanges de chaleur entre le Pacifique et l'est du continent. Ce mur naturel provoque à l'est des Rocheuses la formation d'anticyclones en hiver et de dépressions en été. Sur le continent eurasien, ce sont les chaînes du Sud et de l'Est qui empêchent les mêmes échanges de chaleur entre le Pacifique et

les parties méridionales du continent. En Amérique du Nord, pareil contexte retient l'anticyclone hivernal à l'Est, et laisse la dépression estivale occuper tout le continent.

5.9 TROPOPAUSE

La tropopause est la zone de transition, entre troposphère et stratosphère, où le vent et la température varient beaucoup.

Ce phénomène peut influencer directement le confort et la sécurité, parce que c'est là que le vent atteint sa plus grande vitesse. Figure 5.9

Ces forts vents créent d'étroites zones de cisaillement qui se traduisent souvent par de dangereuses turbulences.

Il importe donc de s'assurer avant chaque envolée d'avoir l'information la plus à jour sur le vent et les cisaillements présents et prévus.

La hauteur de la tropopause varie. Elle est d'environ 60 000 pieds, 20 km au-dessus de l'équateur, et de quelque 20 000 pieds ou moins, 6 km, au-dessus des pôles.

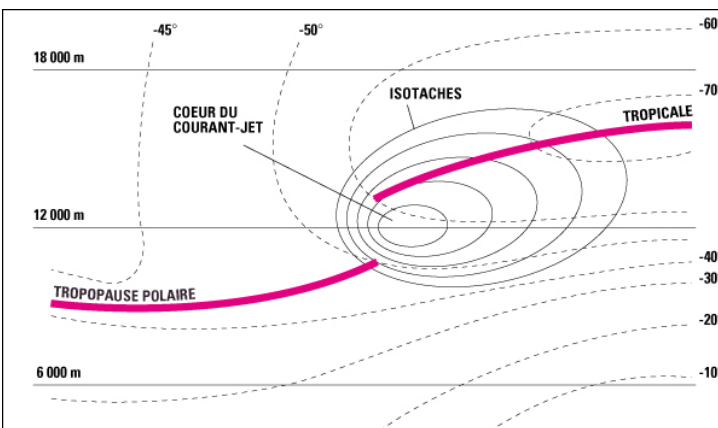


Figure 5-9 Coupe verticale montrant la haute troposphère et la tropopause.

5.10 COURANT-JET

Le courant-jet est un couloir plat, étroit et sinueux, où la vitesse du vent atteint son apogée. Ce phénomène se manifeste presque partout autour du globe (Figure 5.10)

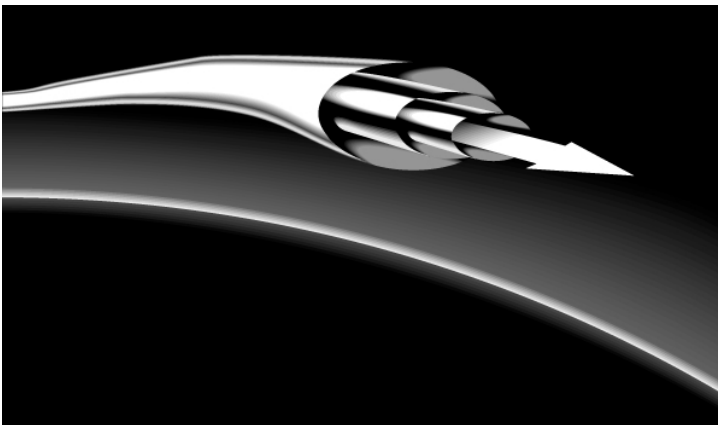


Figure 5-10 Concept artistique du courant-jet. La flèche en indique l'orientation.

Il peut courir aussi loin que la limite nord des tropiques, mais sa vitesse sera alors nettement moindre qu'aux latitudes moyennes, où il atteint ses plus fortes pointes. C'est la variation brusque de l'altitude de la tropopause qui crée le courant-jet. Le courant-jet est par définition un flux d'air dont la vitesse doit arbitrairement être d'au moins 110 km/h (60 nœuds). La configuration d'un courant-jet n'est pas constante. Elle ressemble plutôt au boomerang (Figure 5.12). Les segments du courant-jet se déplacent au gré des crêtes et des creux de la haute troposphère; donc, généralement plus rapidement que les systèmes de pression sous-jacents.

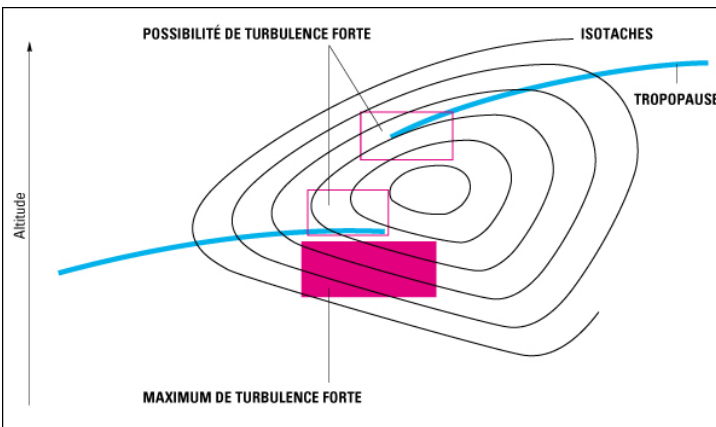


Figure 5-11 Segment du courant-jet. Les isotaches relient les points d'égale vitesse.

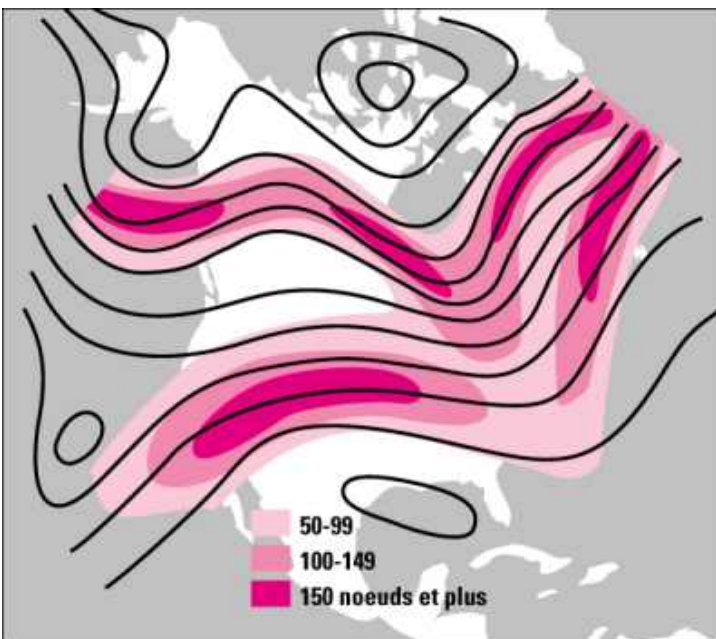


Figure 5-12 Analyse du courant-jet à 250 hPa

Aux latitudes moyennes, la vitesse moyenne du courant-jet, dont la trajectoire est plus méridionale l'été, est à son plus fort l'hiver. Le cœur du courant-jet est la partie où le vent atteint la plus grande vitesse.

La vitesse du vent diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne du cœur du courant-jet, et cette décroissance est beaucoup plus marquée côté pôle, soit en régions plus froides. Figure 5.9

En comparant deux courants jets , on constate que leur trajectoire prend pratiquement la forme des isohypses. Figure 5.12

Le courant-jet le plus septentrional a trois segments de vitesse maximale, tandis que le plus méridional en a deux.

Les isohypses sont plus serrées dans les secteurs où les vitesses sont les plus élevées, tant dans le voisinage des courants jets que sur leurs flancs où, en somme, le cisaillement est le plus fort.

Les courants jets à longue trajectoire et vitesses élevées sont généralement associés aux fortes dépressions de surface et aux fronts situés sous de profonds creux.

Quant à la perturbation en voie d'occlusion, elle se déplace au nord de la jonction où le courant-jet traverse le système frontal. qui y est associé.

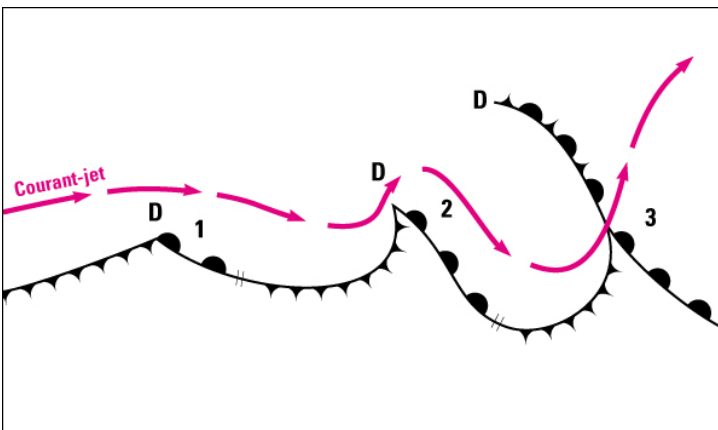


Figure 5-13 Positions moyennes des courants jets eu égard aux systèmes de surface :1.

La cyclogenèse d'une dépression de surface est habituellement située au sud du courant-jet : 2. Une dépression qui s'intensifie se rapproche du cœur du courant-jet : 3. Durant l'occlusion, la dépression se déplace au nord du courant-jet. Le courant-jet traverse le système frontal à l'endroit de l'occlusion.

6. STABILITE DE L'AIR

Le procédé de refroidissement le plus important est l'expansion associée à l'ascendance de l'air.

Dans des situations apparemment identiques, il y a toutefois des variations considérables dans la vigueur et l'importance des mouvements verticaux.

Au cours de vols en région légèrement accidentée par exemple, il y a des situations où on aura de forts mouvements verticaux dans certains, et aucun dans d'autres.

Cette différence est imputable à la variation de la stabilité de l'air, dont l'influence sur la force et l'importance des mouvements verticaux est grande, sans suffire toutefois à les déclencher.

6.1 DÉFINITION DES TERMES

Les termes stabilité et instabilité ont, dans l'atmosphère, à peu près la même signification que lorsqu'ils sont utilisés pour des objets ordinaires.

Par exemple, un navire ayant son poids réparti de façon inégale est instable, surtout s'il est trop lourd dans sa partie supérieure.

Ainsi, si le bateau penche d'un côté, sa structure s'éloigne de la verticale. Dans une mer agitée, il peut alors chavirer au lieu de se redresser.

À la figure 6.1, on a le cas d'une balle dans un bol.

Si la balle est remontée le long de la paroi puis relâchée, elle revient à sa place originelle.

Cependant, si le bol est renversé et que la balle est déposée sur le fond, une légère poussée la fait rouler en bas, sans pouvoir reprendre d'elle-même sa position originelle.

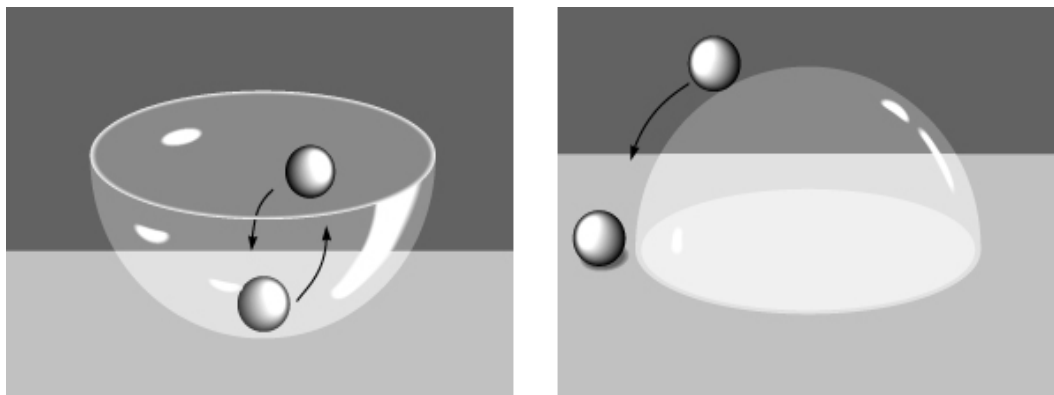


Figure 6-1 Le ballon illustre encore mieux les concepts de stabilité et d'instabilité atmosphériques.

Dans les trois situations de la figure 6.2, on a gonflé un ballon d'air sec dont la température est de 31 °C, température ambiante au niveau du sol, et on l'a transporté à 1,5 km d'altitude.

Dans chaque situation, l'air sec du ballon s'est dilaté et refroidi avec un gradient adiabatique sec de 1 °C par 100 m, pour atteindre la température de 16 °C au plafond choisi.

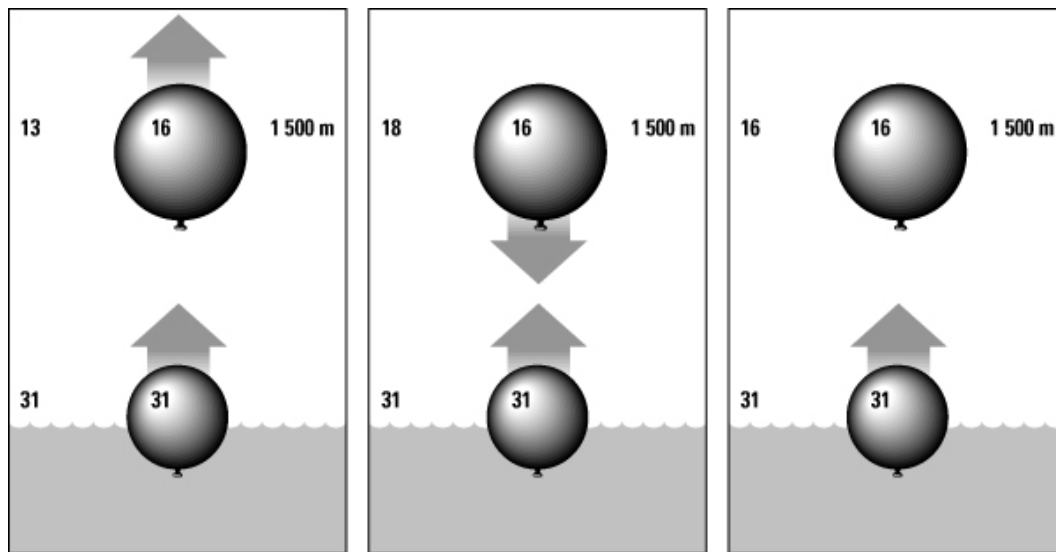


Figure 6-2 La stabilité est liée à la température en altitude et au refroidissement adiabatique.

À gauche, même si l'air contenu dans le ballon se refroidit adiabatiquement, il demeure plus chaud que l'air ambiant, qui est à 13 °C.

Ce ballon grimpera tout en se refroidissant, jusqu'à ce que sa température soit la même que son environnement, ou jusqu'à éclatement.

Dans l'atmosphère, les particules se comportent de la même façon; ce qui crée de l'instabilité et génère un courant ascendant de type convectif.

Au centre, comme le ballon est dans un environnement dont la température est supérieure à la sienne donc, plus léger, le poids de son air froid le ramènera à sa position initiale.

Étant donné que l'air de ce ballon se réchauffera en descente suivant le même taux de refroidissement que l'air ambiant, il demeurera quand même toujours plus froid; ce qui en facilitera la chute.

La descente vers le sol d'une particule plus froide que l'air ambiant indique que l'air est stable et qu'il ne peut, par conséquent, s'y créer de convection.

Dans la dernière situation, la température du ballon et celle de l'air ambiant sont identiques en altitude. Le ballon demeurera donc sur place.

Lorsque le rapport est nul, l'air n'est ni stable ni instable.

Dans ces trois cas, l'air contenu dans le ballon se refroidit à un taux fixe, parce qu'il y a en même temps expansion.

Les différences entre les forces qui agissent sur ce ballon sont donc attribuables aux différences de température mesurées entre le sol et 1.5 kilomètre, c'est-à-dire aux gradients thermiques verticaux de l'atmosphère.

6.2 VARIATION DE L'INTENSITÉ

La variation s'étend de la stabilité absolue à l'instabilité absolue, d'où la perpétuelle quête d'équilibre dont est constamment sujette l'atmosphère.

Dès qu'il y a équilibre, un seul changement dans le gradient thermique vertical d'une masse d'air peut engendrer le déséquilibre.

Il suffit par exemple, d'un réchauffement en surface ou d'un refroidissement en altitude pour déclencher l'instabilité, alors qu'un refroidissement en surface ou un réchauffement en altitude renforce la stabilité ou la renforce.

6.3 NUAGES STRATIFORMES

Puisque l'air stable résiste à la convection, les nuages qui s'y forment sont horizontaux, allongés et aplatis. Ils sont donc stratiformes.

Pour qu'ils gardent leur forme, la couche d'air stable ne doit pas avoir été affectée par le phénomène de condensation.

6.4 NUAGES CUMULIFORMES OU CONVECTIFS

L'air instable favorise la convection, donc, la formation de cumulus causée par le courant ascendant.

L'étendue verticale des nuages cumuliformes est proportionnelle au taux d'humidité de ce courant et à la l'instabilité de cette couche.

Le procédé d'ascendance qui déclenche la formation d'un nuage cumuliforme peut être identique à celui qui prévaut pour soulever une couche d'air stable, mais il est couramment déclenché par un réchauffement de la surface.

Pour développer des nuages cumuliformes, l'air doit être instable après saturation ; le refroidissement du courant ascendant obéit alors au taux de changement de température de l'adiabatique saturé; il est donc plus faible en raison de la libération de chaleur due à la condensation.

Il va de soi que la température dans le courant ascendant saturé est conséquemment plus élevée que la température ambiante; d'où convection spontanée.

Il s'ensuit une accélération des courants ascendants, tant que la température du nuage est supérieure à la température ambiante. Lorsque la température du nuage devient égale ou inférieure à la température de l'air l'inversion finit par freiner la convection.

L'extension verticale du nuage varie du petit cumulus de beau temps, jusqu'au gigantesque cumulonimbus générateur d'orages.

On peut estimer grossièrement la hauteur de la base d'un nuage cumuliforme en mesurant l'écart entre la température de surface et le point de rosée, et en multipliant cet écart par 120 m.

Cette méthode d'estimation n'est compatible qu'avec des nuages cumuliformes, et seulement durant la période la plus chaude de la journée.

En situation inverse, c'est-à-dire lorsqu'une couche d'air instable repose sur une couche d'air stable, il arrive que la convection en altitude produise des nuages cumuliformes à haut et moyen niveaux.

Dans les couches relativement minces, ceux-ci deviennent altocumulus et cirrocumulus.

Quand les couches instables de niveau moyen sont plus profondes, des nuages de type altocumulus castellanus apparaissent.

6.5 CUMULIFORMES ET STRATIFORMES

Bien qu'associés à l'instabilité, il arrive qu'une couche de nuages stratiformes soit présente dans une couche d'air légèrement stable.

Quelques nuages cumuliformes peuvent pénétrer cette couche par en dessous, et se mélanger aux stratiformes.

Si la densité des stratiformes cache entièrement les cumuliformes créés par de la convection, ceux-ci sont indétectables lors de vols aux instruments; attention!

6.6 INDICES DE STABILITÉ

Lorsque l'air est très instable, l'appareil est agité proportionnellement au degré d'instabilité ; ce qui peut entraîner une turbulence aux effets désagréables, sinon dangereux.

Si le vol est généralement calme en air stable, il peut par contre être soumis à des plafonds bas et à une mauvaise visibilité.

Voici certains indices pour savoir en vol si l'air est stable ou instable.

- La présence de cumulonimbus est un signe évident d'air est très instable et de turbulence très forte. Il est préférable non seulement d'éviter cette zone, mais de s'y éloigner.
- Des averses et des nuages bourgeonnant vers le haut indiquent de forts courants verticaux. La turbulence peut être aussi prononcée à l'intérieur et qu'au voisinage des nuages.
- Les cumulus de beau temps révèlent une zone de turbulence généralement assez faible, située au coeur des nuages et en contrebas. Cette zone ne dépasse pas la limite supérieure des cumulus.
- Des orages peuvent sévir dans une couche de nuages stratiformes.

Par ailleurs, un ciel dégagé ne signifie pas que l'air est forcément stable. Ce sont les données météorologiques qui fournissent les meilleurs indices sur l'état de l'atmosphère.

Si la température descend rapidement, i.e. de 2 à 3 °C/300 m lors de l'ascension, cela indique que l'air est instable.

Par contre, si la température demeure constante, augmente ou décroît très lentement lors l'ascension, l'air est stable.

Finalement, si l'air est chaud et humide à la surface, il s'agit d'un fort indice d'instabilité.

6.7 GRADIENT THERMIQUE VERTICAL ET STABILITÉ DE L'AIR

Le gradient thermique vertical de l'air non ascendant est un des facteurs les plus importants de stabilité.

Comme le poids de l'air par unité de volume dépend de la pression autant que de la température, il peut également y avoir stabilité, même si la température décroît légèrement avec l'altitude.

En somme, un fort gradient thermique vertical négatif indique de l'instabilité, alors qu'un faible gradient négatif, une couche isotherme ou une inversion sont signe de stabilité.

Comme le gradient thermique vertical dans l'air non ascendant est rarement uniforme avec l'altitude, il peut se produire des écarts considérables dans le degré de stabilité ou d'instabilité.

Dans certains cas, un faible élan initial peut créer un courant vertical jusqu'à une altitude de 6 à 9 km. En d'autres cas, l'air ne monte que de 1,2 à 1,5 km.

On connaît aussi des situations où un air très stable dans les 300 premiers mètres devient tellement instable en altitude, qu'il continue à monter à très grandes des altitudes.

Plus souvent, cependant, l'air est instable dans les 300 premiers mètres, et stable au-dessus; dans ce cas, il peut y avoir un mouvement vertical prononcé dans les bas niveaux, et nul en altitude.

Dans cette situation, le gradient thermique vertical révèle qu'il y a inversion ou couche isotherme au sommet de la couche turbulente.

6.8 MODIFICATION DE LA STABILITE

Comme la stabilité dépend surtout du gradient thermique vertical, la plupart des modifications proviennent des changements de ce gradient.

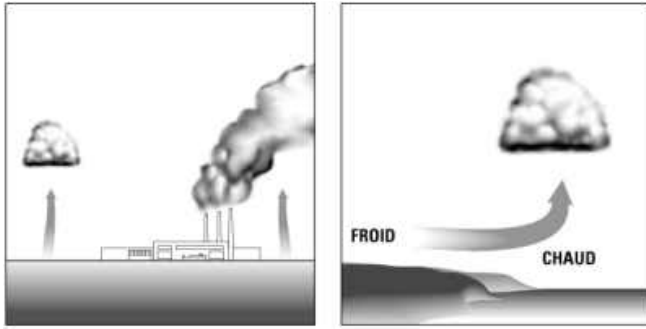


Figure 6-3 Le réchauffement par le dessous engendre l'instabilité.

S'il augmente, l'air devient plus instable; s'il diminue l'air se stabilise (Figure 6.3)

Le gradient thermique vertical négatif se renforce lorsque la température augmente dans les couches inférieures, ou lorsqu'elle baisse en altitude.

Dans l'atmosphère, le premier phénomène est le plus courant; il résulte du réchauffement par le dessous, qui découle de la radiation solaire ou du passage de l'air sur une surface chaude.

Il arrive aussi que l'air froid transporté en altitude provoque l'instabilité.

De fait, le gradient thermique vertical s'affaiblit lorsque la température baisse dans les couches inférieures, ou lorsqu'elle augmente en altitude.

C'est dans les couches inférieures que les changements de gradient sont le plus fréquents.

La nuit, par exemple, le refroidissement du sol par rayonnement entraîne le refroidissement de l'air; ce qui affaiblit le gradient thermique vertical, stabilise l'air ou crée carrément une inversion.

L'air chaud qui se déplace sur une surface froide se comporte donc de la même façon.

En altitude, le mouvement de l'air chaud affaiblit aussi le gradient thermique vertical; ce qui tend également à stabiliser l'air. Figure 6.4

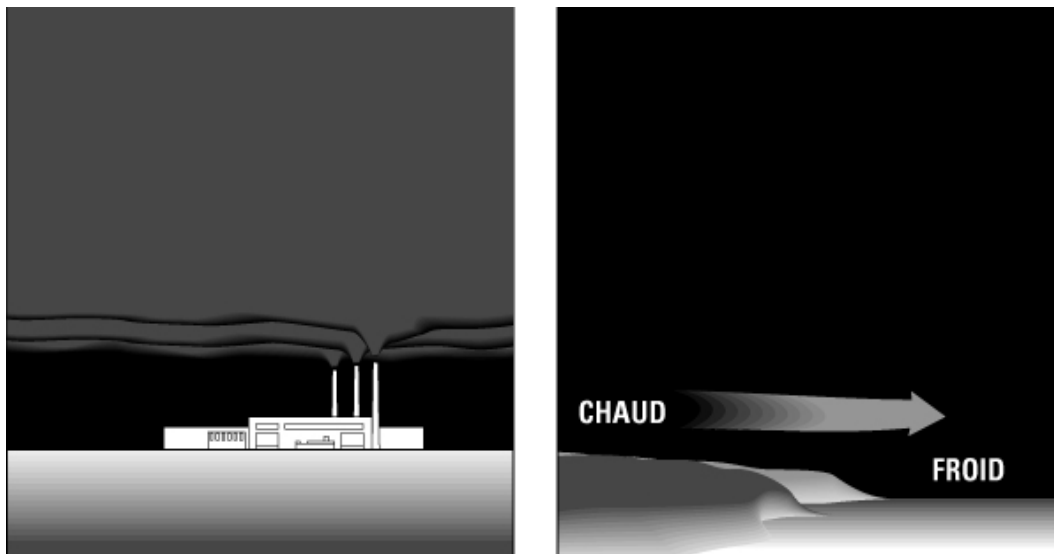


Figure 6-4 Le refroidissement par le dessous stabilise l'air.

6.9 CONDITIONS DU TEMPS EN AIR STABLE ET INSTABLE

Le tableau 6-1 résume les conditions reliées à la stabilité de l'air.

Comme le degré de stabilité peut varier grandement selon les situations, et que des facteurs autres influencent le temps, on ne présente que des caractéristiques générales.

	Air stable	Air instable
Gradient thermique vertical	Faible	Fort
Nuages	En nappe et brouillard	Cumuliformes
Précipitations	D'intensité uniforme	Averses
Visibilité	Souvent mauvaise à cause d'impuretés qui ne sont pas transportées en altitude.	Bonne, puisque les impuretés sont transportées en altitude, sauf lors d'averses, de bourrasques de neige ou de chasse-poussière.
Turbulence	Faible	Importante

Tableau 6-1 Temps associé à la stabilité de l'air.

6.10 PROCÉDÉS D'ASCENDANCE

Plusieurs phénomènes thermiques favorisent la formation d'un mouvement vertical ascendant.

Ce mouvement est primordial pour la formation des nuages à grande échelle.

6.10.1 Convection

La convection est caractérisée par des courants ascendants clairement localisés, séparés par de grandes régions où l'air s'affaisse graduellement; elle résulte alors de l'échauffement inégal de la surface.

Ses lieux de prédilection sont les secteurs côtiers et les rives, où les écarts de température sont les plus marqués, de même que là où il y a un contraste thermique marqué entre d'autres types de terrain.

La convection peut aussi être déclenchée par le réchauffement de l'air froid sur une surface chaude.

6.10.2 Le frottement

En frottant le sol, l'air se brise en une série de tourbillons; phénomène appelé turbulence mécanique.

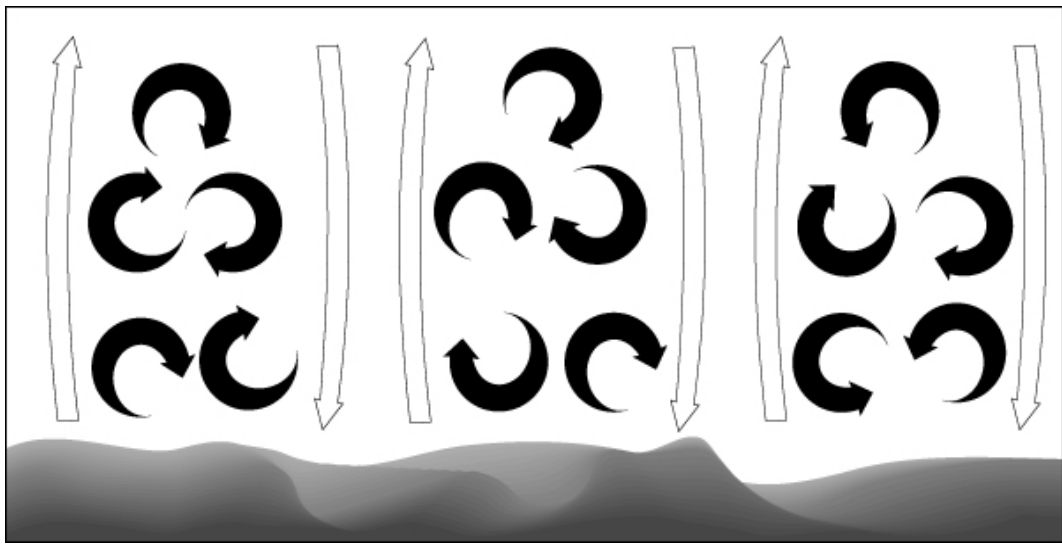


Figure 6-5 Turbulence mécanique

Bien que ses effets ne touchent habituellement que la couche de l'atmosphère située entre la surface et une altitude de 1,5 km, sa portée verticale dépend de la stabilité, de la force du vent de surface, et de la nature du terrain.

La stabilité est le facteur le plus déterminant.

6.10.3 Ascendance orographique

L'ascendance due au relief est causée par un trait topographique proéminent : une chaîne de montagnes ou une plaine en pente.

Elle est non seulement fonction de la hauteur de l'obstacle, mais aussi du degré de stabilité (Figure 6.6)

Ces mouvements d'ascendance générale sont également cause de turbulence mécanique.

À courant ascendant il y a généralement courant descendant du côté abrité de la crête de l'obstacle. Le chinook, en Alberta, est de ces courants descendants (Figure 6.7).

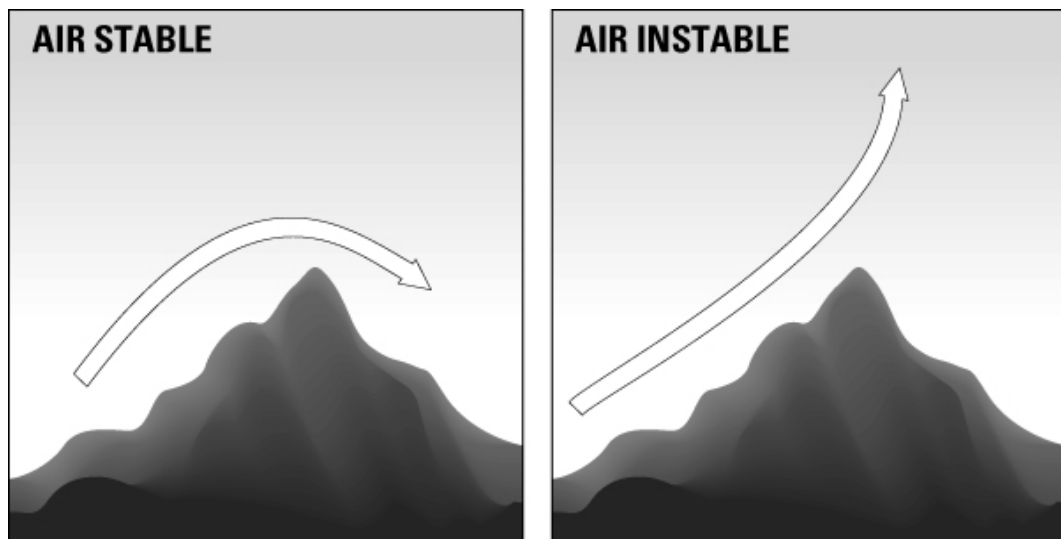


Figure 6-6 Ascendance orographique

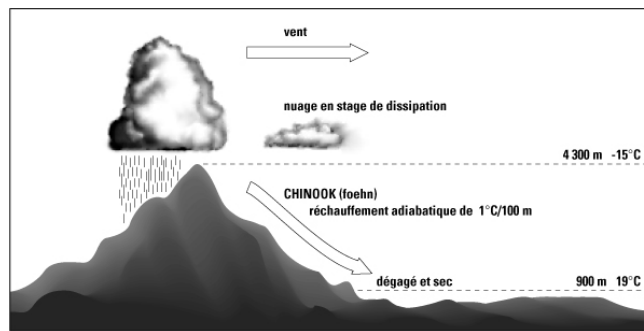


Figure 6-7 Chinook

6.10.4 Ascendance frontale

L'ascendance frontale, soulèvement frontal, est identique à l'ascendance orographique, mais son agent initiateur est une masse d'air qui en force une autre à s'élever.

Ces masses d'air sont évidemment séparées par un front.

6.10.5 Convergence

À proximité d'une zone de basse pression, le vent de surface souffle à travers les isobares vers son centre.

L'accumulation de l'air qu'il crée dans les couches inférieures du système provoque un mouvement vertical.

En pareille situation, l'importance de la convergence force le surplus d'air à s'élever.

7. MASSES D'AIR

À l'horizontale, la troposphère se divise en sections distinctes appelées masses d'air.

Dans la plupart des cas, ces masses ne se mélangent pas. Elles sont nettement séparées par des zones de transition relativement étroites appelées fronts.

7.1 DÉFINITION

La troposphère n'est pas un tout aux propriétés physiques homogènes, comme le démontre sa segmentation horizontale.

Une masse d'air, qui occupe un volume à grande échelle, se caractérise par une certaine uniformité horizontale de température et d'humidité.

Elles sont séparées par des fronts qui forment une zone de transition entre deux masses, zone où varient sensiblement et rapidement les champs horizontaux de température et d'humidité.

7.2 FORMATION ET CLASSIFICATION

Une masse d'air se définit comme une importante section de la troposphère dont les caractéristiques vont de pair avec les vastes régions terrestres dont elle subit l'influence.

Les masses d'air s'étendent souvent sur plusieurs milliers de kilomètres.

L'hiver, l'air froid et sec de l'Arctique peut couvrir ainsi plus de la moitié du continent nord-américain, et pousser d'importantes pointes vers les masses chaudes et humides des régions tropicales

Bien que l'air froid soit graduellement réchauffé dans sa descente vers le Sud, il y a un contraste marqué entre les deux masses d'air lorsqu'elles sont côte à côte dans la zone tempérée.

Comme les masses d'air ne se mélangent habituellement pas, la zone de transition entre l'air chaud et l'air froid, le front polaire, est relativement étroite.

Si la surface de la Terre était uniforme, il pourrait n'y avoir que deux masses d'air : une chaude et une froide. Or, elles seraient justement séparées par un front polaire.

Mais, la présence des continents et des océans vient changer les choses. Les échanges de chaleur et d'humidité entre l'atmosphère et la surface étant bien différents, il en résulte la formation d'autres masses d'air.

Au sud du front polaire, l'air tropical très chaud et humide est constamment nourri par de la vapeur d'eau en provenance des océans équatoriaux.

Au nord, il y a l'air polaire et l'air glacial de l'Arctique, originant des champs de neige et de glace. L'air polaire se situe entre l'air arctique et l'air tropical. Il est constitué d'une partie de l'air arctique réchauffé au cours de sa descente vers le Sud.

En résumé, la planète est entourée d'air arctique et antarctique, d'air polaire et d'air

tropical.

En plus de diviser l'air selon un régime de température, on le divise aussi selon son humidité spécifique.

Une masse d'air sec portera un nom composite dont le dénominateur sera l'expression " continental ", pour laisser entendre que son passage au-dessus du continent ne lui a rapporté que peu d'humidité.

D'autre part, le mot " maritime " identifie des masses d'air humide arrivant des grandes étendues d'eau ou des grandes sources d'humidité que sont les océans ou les grands espaces où la végétation est abondante.

En combinant les deux types de classification, on obtient un total de six masses d'air :

- continentale arctique
- continentale polaire
- continentale tropicale
- maritime arctique
- maritime polaire
- maritime tropicale.

Pour appliquer cette classification à l'Amérique du Nord et aux océans adjacents, il faut tenir compte de l'importance de la forme du continent.

L'Amérique du Nord a la forme d'un grand triangle dont la partie la plus large se trouve au Nord.

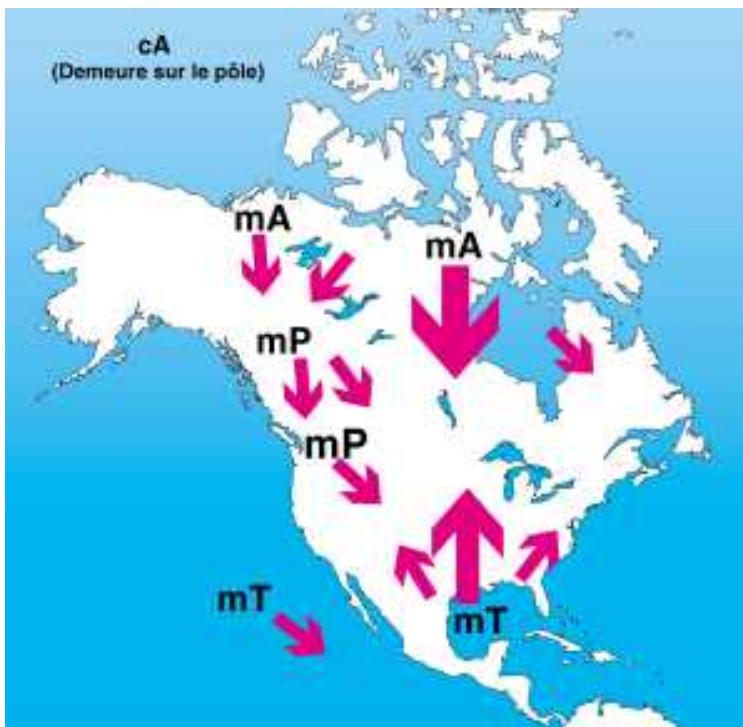


Figure 7-1 Origine des masses d'air en été

En hiver, cette partie est couverte de neige et de glace, mais elle en est libérée jusqu'en zone subarctique en été, découvrant ainsi de nombreux petits lacs qui ont un effet important sur les masses d'air.

Les océans qui la bordent sont très chauds au Sud, notamment à la hauteur de sa partie la plus étroite située près du golfe du Mexique, mais froids au Nord.

Ces océans sont partout une excellente source d'humidité pour la modification des masses d'air.

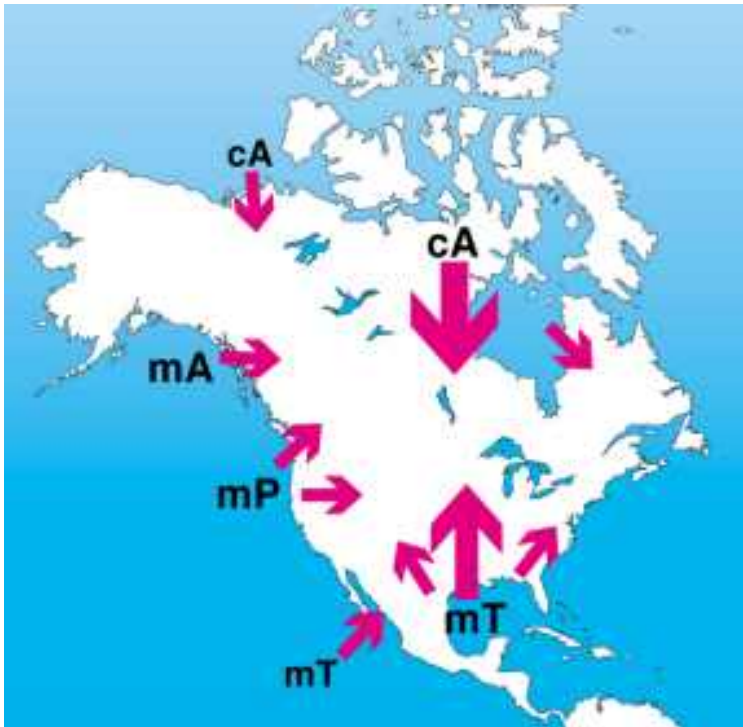


Figure 7-2 Origine des masses d'air en hiver

7.2.1 air continental arctique, cA

À sa source, la masse d'air continental arctique recouvre une région glacée et enneigée.

Comme la température de l'air dans la troposphère croît ou reste presque stable avec l'altitude, le refroidissement intense que subit cet air en surface cause une profonde inversion dans ses couches inférieures.

Cette inversion importante porte le nom d'inversion arctique.

Compte tenu de la rareté des sources de vapeur d'eau, l'humidité spécifique de cette masse d'air est basse.

Comme, de plus, la basse température limite la quantité maximale de vapeur d'eau, son taux reste bas même si l'air est saturé.

En hiver, l'air arctique peut prendre plusieurs routes pour descendre des régions glacées de l'Arctique vers les latitudes tempérées.

S'il descend le long de la partie glacée du continent, il reste très froid et sec. C'est l'air continental arctique.

Les prairies canadiennes sont souvent sous l'influence de cette masse d'air qui leur réserve des températures matinales de près de -40°C .

De fait, les froids intenses et les records de basses températures sont souvent associés à cette masse d'air, la plus froide entre toutes.

Si cet air se déplace au-dessus d'une grande étendue d'eau telle les Grands Lacs ou un océan, il est considérablement réchauffé, et son gradient thermique vertical se renforce dans les couches inférieures.

Comme la masse d'air gagne par le fait même un peu d'humidité, associée à l'instabilité, il s'y crée des nuages cumuliformes qui y déclenchent des averses de neige.

En outre, tourbillons, rafales et poudrerie qui accompagnent la turbulence qui en découle, réduisent souvent la visibilité.

Après que l'air ait traversé l'étendue d'eau, il est stabilisé par la température de la surface enneigée.

Les nuages cumuliformes et les averses diminuent graduellement et disparaissent au fur et à mesure que l'air s'éloigne de l'eau.

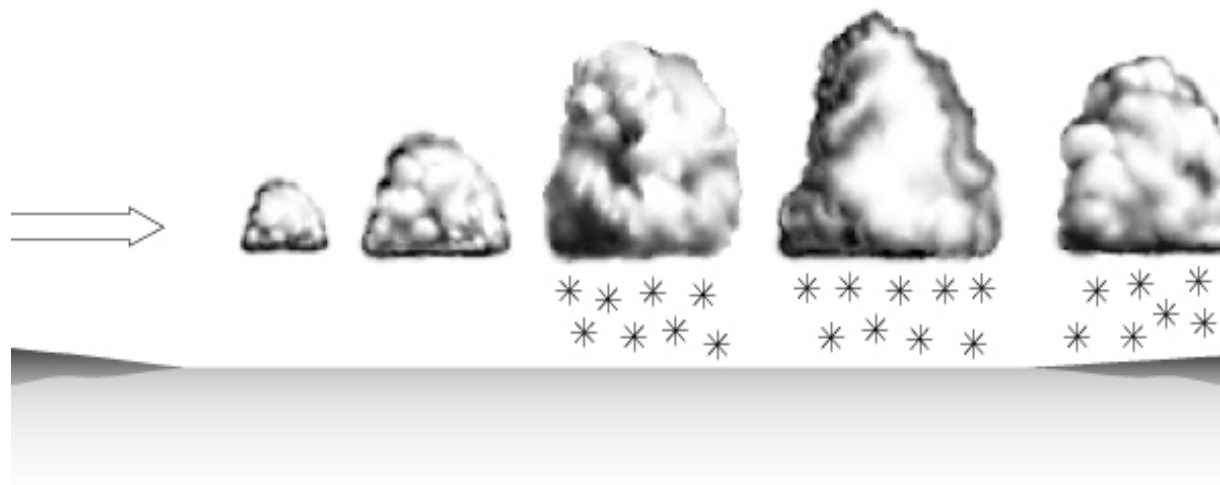


Figure 7-3 Air arctique au-dessus des Grands Lacs en hiver

L'été, à l'exception faite d'une étroite région près du pôle, cette masse d'air n'a pas d'effet sur l'Amérique du Nord. Elle demeure au-dessus du pôle Nord.

7.2.2 air maritime arctique, mA

L'hiver, cette masse, en provenance de l'Alaska ou de la Sibérie, est composée d'air continental arctique qui atteint la côte du Pacifique, après une trajectoire relativement courte au-dessus de la partie nord de l'océan Pacifique.

En se déplaçant au-dessus de l'eau, l'air devient un peu plus chaud, plus humide, et par conséquent instable, jusqu'à de hautes altitudes.

Ce qui amène la formation de strato-cumulus et de cumulus, ou encore de petits cumulonimbus, lorsque l'air est très froid et qu'il se déplace rapidement.

Lorsque la masse d'air est soulevée par les montagnes côtières, il arrive que cela génère des orages, des averses de neige roulée, de la neige, de la pluie ou une combinaison de ces dernières.

De forts vents, particulièrement au-dessus des terrains accidentés, peuvent en outre provoquer de la turbulence dans les couches inférieures.

Une masse d'air semblable se forme au-dessus de l'Atlantique Nord, mais les effets précédemment décrits se limitent à la côte est.

L'été, la masse d'air maritime arctique se forme lorsque de l'air froid descend des régions polaires vers le Sud, en passant au-dessus de nombreux lacs. Les lacs l'alimentent et la transforment en maritime arctique.

Le réchauffement qui a lieu durant la journée rend cet air instable et favorise la formation de nuages cumuliformes. La nuit, le refroidissement par rayonnement les dissipe.

L'étendue et la nature des nuages et des précipitations amenées par l'air arctique au-dessus des plans d'eau tempérés est fonction de la température de l'eau par rapport à celle de l'air, et de la durée de son exposition à la surface de l'eau.

Dans le sud de l'Ontario, la situation météorologique sera plus corsée si l'air arctique traverse le lac Ontario sur toute sa longueur, plutôt que sur sa largeur.

Par conséquent, aux aéroports situés près des lacs, le moindre changement dans la direction du vent amène souvent des changements marqués dans les conditions atmosphériques.

En général, la masse d'air maritime arctique est un peu moins froide que la continentale arctique, mais elle demeure plus froide que la continentale polaire.

7.2.3 air continental polaire, cP

Il arrive rarement qu'une masse d'air dite continentale polaire se forme au-dessus de l'Amérique du Nord.

Pour ce faire, il faut que l'air froid de l'Arctique se déplace plein Sud, tout en se réchauffant.

Il faut aussi que cette masse demeure sèche. Or, ceci est peu fréquent l'hiver, puisque cet air a tendance à rester froid.

Durant l'été, les nombreux lacs du grand Nord alimentent la masse d'air en humidité. On a alors une masse d'air maritime polaire.

Il est donc presque impossible de connaître une masse d'air continentale polaire à une saison autre que l'hiver.

7.2.4 air maritime polaire, mP

En hiver, cette masse d'air atteint la côte du Pacifique après un long voyage en provenance de l'Ouest, au cours duquel elle a gagné un secteur où l'océan Pacifique est relativement chaud.

Elle subit plus de modifications que la masse d'air maritime arctique, et la température de ses couches inférieures sont les mêmes que celles de l'eau.

Bien qu'elle soit en outre plus stable, les strato-cumulus et les cumulus y sont fréquents.

Son ascension orographique le long des montagnes donne lieu à des formations nuageuses très étendues et à des pluies abondantes.

Lorsque le froid de l'Arctique pénètre le territoire océanique jusqu'aux eaux chaudes des latitudes tempérées, cet air devient plus chaud et plus humide que l'air maritime arctique; on l'appelle alors maritime polaire.

Les effets de cette masse en provenance de l'Arctique, et associée à l'océan Atlantique, sont habituellement limités à la côte est du Canada et des États-Unis.

L'été, en passant au-dessus des montagnes où elle est soumise au soulèvement, la masse d'air produit des cumulonimbus et des orages.

L'hiver, la perte de vapeur d'eau qu'elle subit sous forme de précipitations le long des pentes occidentales, l'assèche avant qu'elle

n'atteigne les prairies.

Quant au réchauffement diurne, il tend à produire des nuages cumuliformes qui disparaissent au en soirée, au moment où le refroidissement par rayonnement la stabilise.

7.2.5 air continental tropical, cT

Ce type d'air est plutôt rare, puisque les régions tropicales sont constituées de ces grandes étendues d'eau que sont le Pacifique, l'Atlantique et le golfe du Mexique.

Comme ces eaux alimentent les masses d'air en humidité, on ne connaît de conditions très chaudes et sèches que peu fréquemment dans les tropiques.

Les masses d'air maritimes tropicales sont donc beaucoup plus fréquentes.

7.2.6 air maritime tropical, mT

Les régions d'où proviennent les masses d'air maritime tropical sont le golfe du Mexique, la mer des Caraïbes et les océans Atlantique et Pacifique, au sud du 30 °N.

Dans ce secteur, où le continent est très étroit, l'air est très soumis aux plans d'eau, en plus d'être fortement influencé par les masses chaudes et humides que produisent les grands anticyclones océaniques des latitudes subtropicales.

En conséquence, c'est l'air maritime tropical, très chaud et très humide, qui prédomine au sud du front polaire.

L'hiver, l'air maritime tropical gagne rarement la surface au nord des Grands Lacs, mais il est souvent présent en altitude.

La venue d'un front le soulève et crée une instabilité qui déclenche neige abondante, pluie, pluie verglaçante, risque de givrage, et turbulence.

En montant vers les territoires glacés du Nord, le refroidissement par rayonnement amène souvent la formation de vastes nappes de brouillard.

Ce brouillard se forme aussi bien l'été que l'hiver, lorsque cet air monte vers le Nord, surtout lorsqu'il passe au-dessus des eaux froides de l'Atlantique Nord. D'où les brouillards denses qui couvrent les Maritimes et Terre-Neuve.

Au début de l'été, une situation semblable se produit lorsque la masse d'air se déplace au-dessus des Grands Lacs.

Sur le continent, des averses et des orages se produisent

lorsque la masse d'air est réchauffée par la surface.

Normalement, les pluies associées à cette masse aux températures très chaudes et à humidité élevée sont abondantes. La canicule y est d'ailleurs associée.

7.3 FACTEURS DÉTERMINANT LE TEMPS

Pour comprendre la raison pour laquelle une masse d'air provoque certaines conditions, on doit tenir compte de la combinaison des facteurs qui déterminent le temps.

Ces facteurs de formation ou de dissipation des nuages générateurs de précipitations, sont au nombre de trois : humidité spécifique, refroidissement et stabilité.

Certaines masses sont très sèches et produisent très peu de nuages, contrairement à l'air maritime tropical dont l'humidité spécifique élevée donne souvent lieu à des nuages, des précipitations et du brouillard.

La formation de nuages ou de précipitations se produit lorsqu'il a saturation de l'humidité. On peut avoir saturation par un apport en vapeur d'eau ou encore par un abaissement de la température de la masse d'air.

Or, il y a trois processus bien distincts de refroidissement d'une masse d'air :

- contact avec une surface qui la refroidit par rayonnement
- advection au-dessus d'une surface plus froide
- expansion résultant d'une ascension à grande échelle.

Étant donné que la plupart des nuages et des précipitations résultent d'un refroidissement par expansion associé à l'air ascendant, il est clair que la stabilité est un facteur de première importance.

On détermine l'humidité spécifique et la stabilité d'une masse d'air, en partie par la nature de la surface au-dessus de laquelle la masse s'est formée, et en partie par le parcours emprunté par la masse sur le continent.

7.4 MODIFICATION DES MASSES D'AIR

Bien que la masse d'air soit par définition une entité dont la température et l'humidité sont horizontalement quasi uniformes, il peut y avoir des variations importantes de ces propriétés, variations sont souvent localisées.

Leur importance n'est cependant pas assez grande pour provoquer la formation de zones de transition que sont les fronts.

Sur une carte de surface, pour une même masse d'air, on note régulièrement que des stations ont enregistré des températures ou des points de rosée qui divergent radicalement de l'ensemble des données.

Ce phénomène est dû à la topographie, qui crée localement un microclimat propre aux

caractéristiques du terrain : lac, montagne, vallée...

Si l'air passe au-dessus d'un lac, d'une forêt, d'un terrain humide ou d'une neige fondante, l'humidité qu'il y absorbe fait grimper localement le point de rosée des couches inférieures.

Ces différences sont toutefois moins perceptibles à 850 hPa, où la masse d'air est nettement dominante.

Si les différences deviennent nombreuses et atteignent une grande échelle, tant à l'horizontale qu'à la verticale, la masse d'air changera carrément de type.

En Amérique du Nord, il arrive souvent que l'air continental arctique devienne, en quelques jours, maritime arctique ou maritime polaire.

Lorsque de l'air humide de l'Ouest, soit de la côte du Pacifique, est poussé vers les Rocheuses, son ascension le long du versant ouest lui fait perdre en précipitations une grande partie de son humidité. Il sera donc beaucoup plus sec lorsqu'il atteindra les Prairies.

De fait, il y a une différence fondamentale entre le climat de l'Amérique du Nord et celui de l'Europe occidentale.

Dans les deux cas, les masses d'air de secteur Ouest proviennent souvent de l'océan, sauf que la côte européenne n'est gardée par aucune chaîne importante qui puisse les empêcher de pénétrer profondément sur le continent.

C'est ce qui explique que ces masses, même à l'intérieur des terres, sont souvent plus humides qu'en Amérique du Nord.

Comme la stabilité est un des principaux facteurs régissant la portée et la vigueur des mouvements verticaux, toute variation modifie considérablement les conditions du temps.

On y perd ou on y gagne en stabilité, dès qu'il y a réchauffement ou refroidissement par rayonnement.

7.5 TEMPS ASSOCIÉ AUX MASSES D'AIR

L'identification d'une masse d'air ne suffit pas à prédire le temps qu'il fera, sauf dans les grandes lignes ; il est donc fondamental d'en référer aux données recueillies en altitude par radiosondages, observations des pilotes et photos prises par satellites.

Mais ce sont les nombreuses données pointées sur téphigramme qui garantissent les meilleures indications sur la stabilité et l'humidité de l'air.

Si l'air continental arctique est modifié, il peut donner du temps clair et froid dans une région, et ailleurs, des averses de neige et des nuages cumuliformes.

On ne peut se fier au seul fait qu'une masse d'air a été clairement identifiée pour en prévoir le temps qu'elle réserve.

C'est uniquement l'ensemble des données qui permettent avec certitude d'identifier et le type, le nombre et l'étendue des masses d'air simultanément présentes au-dessus du continent.

8. SYSTEMES FRONTAUX.

La zone de transition entre deux masses d'air distinctes appelée frontale ou barocline, se divise en fronts.

Les fronts, qui ont l'ampleur de véritables systèmes, peuvent avoir une largeur et une longueur de plusieurs milliers de kilomètres.

Comme chacune des masses d'air les pousse à sa propre vitesse, ces fronts se déplacent à des régimes différents.

Par définition, un système frontal comprend sa propre dépression, porteuse de mauvais temps : nuages bas, précipitations, givrage, turbulence, orages et tornades.

8.1 CLASSIFICATION

Sur six types de masses d'air qui entourent la planète, quatre donnent la couleur du temps en Amérique du nord.

Selon les saisons, les météorologues composent donc quotidiennement avec autant de zones baroclines à forts gradients thermiques et d'humidité.

En général, chacune de ces zones est identifiée à la masse d'air la plus froide, presque toujours située sur sa facette Nord.

8.1.1 Front continental arctique (arctique, arctique 2 ou A2)

Le front continental arctique, dit aussi arctique, sépare la masse continentale arctique de la masse maritime arctique, plus au Sud : nette séparation entre un air sec et très froid et un autre moins froid et moins sec.

Ce front principal, qu'on trouve sur toutes les cartes d'analyse, est plus souvent apparent l'hiver, en raison de la présence envahissante de l'air continental arctique.

L'été, par contre, comme cet air n'affecte même pas le Grand Nord canadien, il se limite à la zone polaire.

Au Canada, on apporte cependant une nuance à cette réalité. Il prend le nom d'arctique 2, A2, chaque fois que l'air continental polaire est au sud de l'air maritime arctique.

Cette précision est rendue nécessaire en raison, dans ce contexte, de la présence du front arctique proprement dit, qui divisera par ailleurs air maritime arctique et air continental polaire.

8.1.2 Front maritime arctique, ou maritime

Comme il n'existe pas de masse d'air continental polaire, ce front divise les masses maritime arctique et maritime polaire, essentiellement différenciées par leur différence de température et leur contenu en vapeur d'eau.

L'hiver, il arrive souvent que la zone de transition de neige à pluie ou de pluie verglaçante à pluie se situe près de ce front.

Ce constat facilite le travail de prévision des météorologues, surtout quand il s'agit de pointer les zones de givrage associées à de la pluie verglaçante.

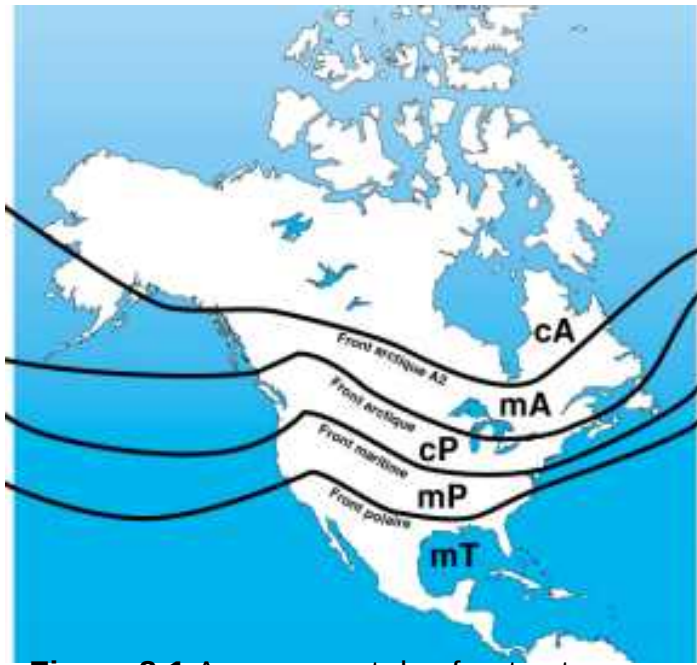


Figure 8-1 Agencement des fronts et masses d'air sur la carte du temps

8.1.3 Front maritime polaire, ou polaire

Dans une perspective tridimensionnelle, la combinaison des masses d'air froid forme un énorme dôme couvrant la partie supérieure du globe, dôme entouré de tous côtés par l'air tropical.

À l'extrême Nord, cet air a déjà toutefois été considérablement refroidi.

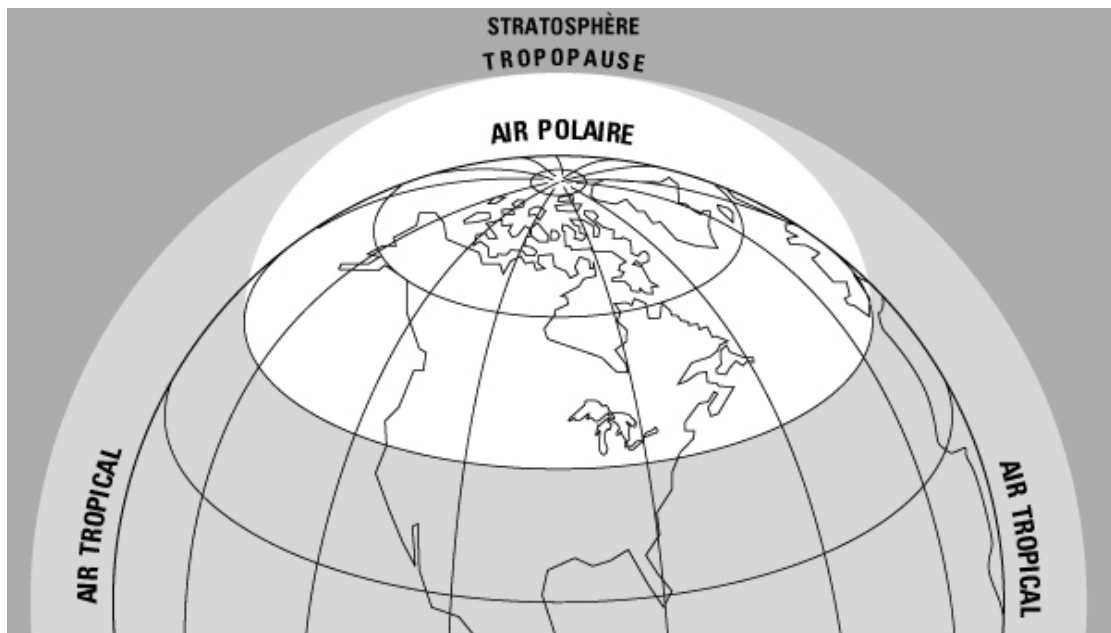


Figure 8-2 Agencement stylisé des masses d'air polaire et tropical dans l'hémisphère Nord

Le front polaire, au sud duquel s'étend l'air maritime tropical, sépare donc essentiellement l'air polaire de l'air tropical.

En raison des forts contrastes de température et d'humidité qui prévalent l'hiver entre ces masses, le front polaire génère beaucoup de précipitations, d'orages, et parfois d'orages violents.

8.2 TYPES ET STRUCTURES

Sur les cartes du temps, la direction des zones de transition entre deux masses d'air est clairement illustrée.

La carte de la figure 8-3 présente les symboles en usage au Canada.

POINTS D'ANALYSE	SYMBOLE MONOCHROME	SYMBOLE POLYCHROME
FRONT FROID		
EN SURFACE		
EN ALTITUDE		
EN ALTITUDE DESCENDANT EN SURFACE		
FRONTOLYSE		
FRONTOGÉNÈSE		
FRONT CHAUD		
EN SURFACE		
EN ALTITUDE		
EN ALTITUDE DESCENDANT EN SURFACE		
FRONTOLYSE		
FRONTOGÉNÈSE		
FRONT QUASI-STATIONNAIRE		
EN SURFACE		
EN ALTITUDE		
FRONTOLYSE		
FRONTOGÉNÈSE		
FRONT OCCLUS		
EN SURFACE		

l'air maritime

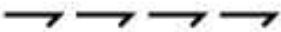
FRONTOLYSE		
AUTRE		
TROWAL (LANGUE D'AIR CHAUD EN ALTITUDE)		
LIGNE D'INSTABILITÉ		 ligne mauve

Figure 8-3 Graphisme associé aux fronts sur les cartes météorologiques

8.2.1 front stationnaire

On trouve un front stationnaire lorsque l'air froid et l'air chaud se déplacent parallèlement.

Seule une perturbation en haute altitude, causée par une onde courte, effet tourbillonnaire, ou un creux, peut en déclencher le mouvement.

L'air froid qui descendra vers le Sud soulèvera l'air chaud en le poussant, ceci créera une dépression qui aura elle-même ses fronts froid et chaud.

Le mouvement ascendant qui en résultera générera nuages et précipitations.

Les systèmes à échelle synoptique (à grande échelle) sont précisément issus d'un front stationnaire.

8.2.2 Front froid

Un front froid est la portion d'un système frontal où l'air froid avance plus rapidement que l'air chaud.

Le front froid est représenté sur les cartes par une ligne bleue ou une ligne à petits triangles indiquant la direction de son déplacement (Figure 8-3)

La zone frontale n'est pas un mur vertical parfaitement droit. Lorsque l'air froid pousse à l'horizontale sur l'air chaud, celui-ci est automatiquement soulevé.

Ce phénomène crée en surface un effet de grattoir qui amène l'air chaud au-dessus de l'air froid.

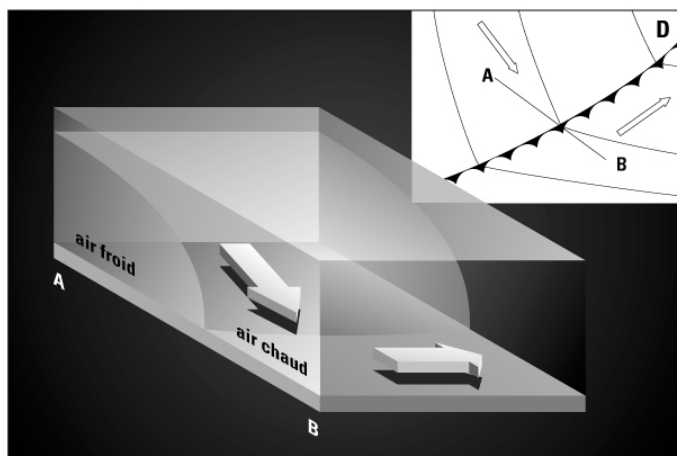


Figure 8-4 Coupe tridimensionnelle d'un front froid

La profondeur de l'air froid augmente donc au fur et à mesure que le front pénètre la masse d'air chaud, comme l'illustre la pente généralement de 1 à 50, que dessine l'effet de charrue.

Comme la résistance de l'air chaud près du sol est directement fonction de l'effet de frottement, plus celui-ci est faible, plus la base de la pente est forte.

L'avance du front froid déclenche systématiquement le processus de condensation; ainsi on observera des nuages et des précipitations le long de ce dernier.

Plus, il y a d'humidité et d'instabilité, plus il y a risque d'orages, sinon d'orages violents... mais les nuages ne sont pas tous signe d'activités frontales.

On appelle indistinctement " front", aussi bien l'ensemble de la zone de transition que cette surface frontale qu'est la pente.

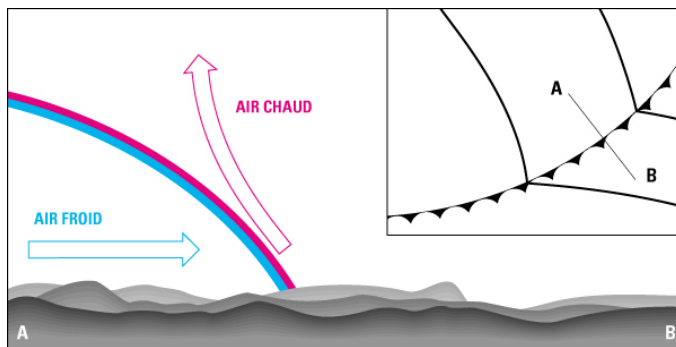


Figure 8-5 Effets d'un front froid.

8.2.3 Front chaud

Un front chaud est une portion d'un système frontal qui se déplace de façon telle que la masse d'air la plus chaude avance au détriment de la plus froide.

En pareille situation, comme l'air chaud monte au-dessus de l'air froid, la pente de la surface frontale est inversée.

Comme la friction en surface est carrément plus marquée, cette pente est considérablement plus douce, soit de 1 km par 200 km.

Le front chaud est toujours représenté par une ligne rouge, ou des demi-lunes, indiquant la direction du déplacement (Figure 8-3).

La figure 8-6 représente le front chaud tel qu'il apparaît sur une carte, et illustre l'agencement tridimensionnel des masses d'air.

Les isobares indiquent que l'air froid est poussé vers le Nord, alors que l'air chaud du Sud-Ouest, qui s'engouffre dans la région laissée inoccupée, glisse ou monte rapidement par-dessus l'air froid.

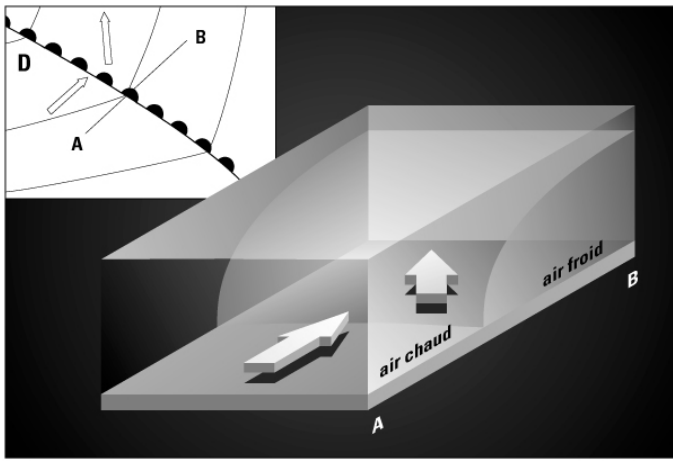


Figure 8-6 Coupe tridimensionnelle d'un front chaud

8.2.4 Front occlus et trowal

Lorsqu'un système météorologique s'intensifie, son front froid accélère de sorte qu'il rattrape le front chaud. Lorsque le front froid atteint le front chaud, l'air chaud devient de plus en plus pincé ou coincé entre les deux fronts. Il sera soulevé en altitude et le système devient occlus, aussi appelé trowal.

Les figures 8-7 et 8-8 expliquent le processus d'occlusion et de formation du trowal.

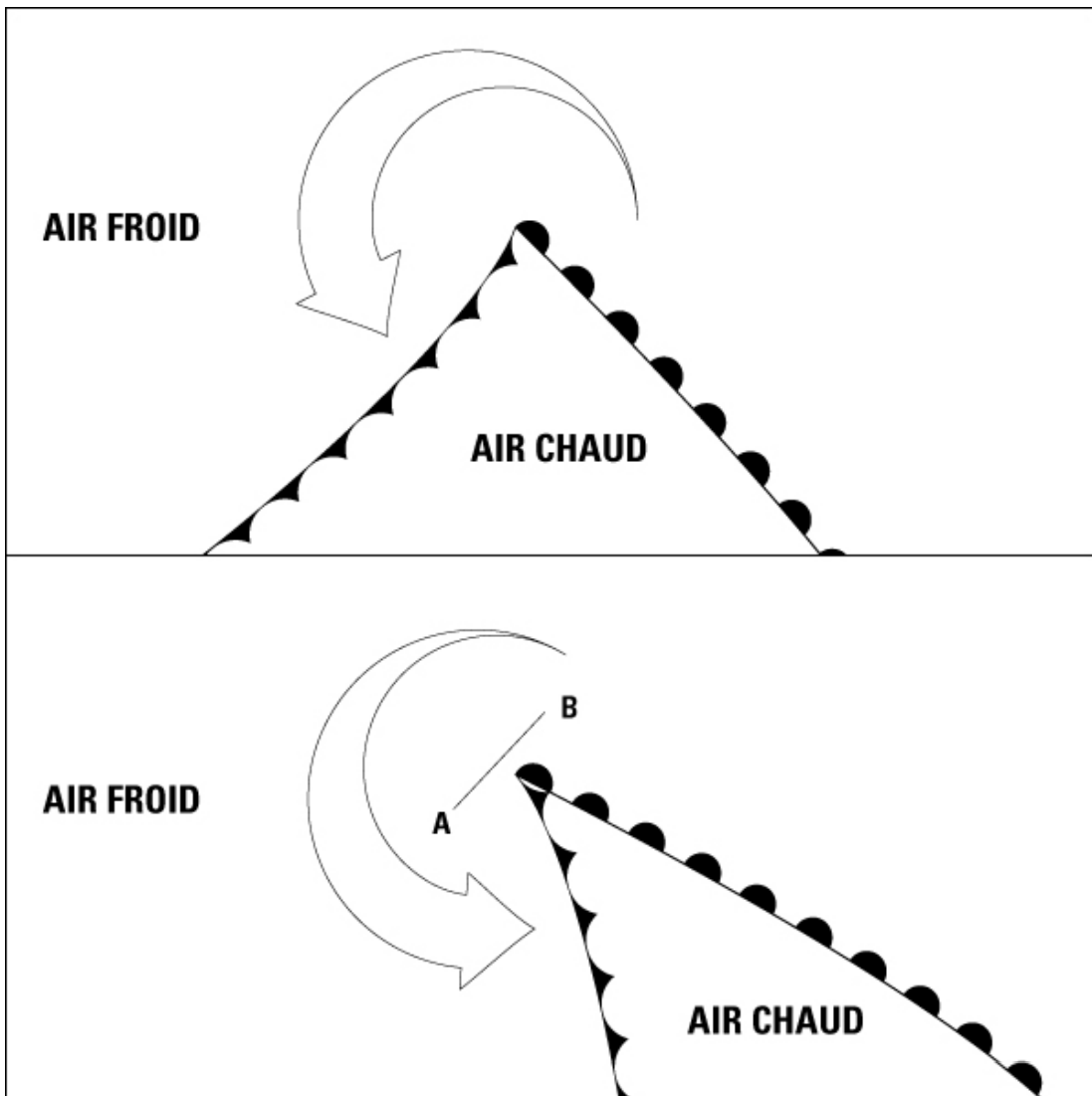


Figure 8-7 Processus d'occlusion

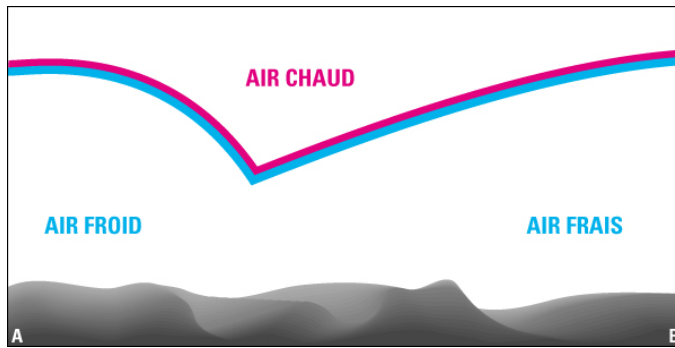


Figure 8-8 Coupe verticale illustrant le trowal, le long de la ligne AB

Dans l'air froid sous-jacent au trowal, il peut se former un front de faible amplitude s'étendant de sa base à la surface. On l'appelle front occlus.

Ce front est une étroite zone de transition située entre les deux masses d'air froid qui ont créé l'occlusion.

En Amérique du Nord, l'occlusion est identifiée par le symbole de trowal (Figure 8.3)

Il peut y avoir deux types de fronts occlus. Si la partie frontale de l'air froid est plus froide que la partie en recul, et qu'elle soulève le front chaud, on a une occlusion à caractère de front froid.

Lorsque la situation est inverse et que le front froid monte le long de la surface frontale chaude, on a évidemment une occlusion à caractère de front chaud.

Dans une occlusion à caractère de front froid, la base du creux d'air chaud en altitude est derrière l'occlusion en surface.

Dans une occlusion à caractère de front chaud, la base précède le front de surface.

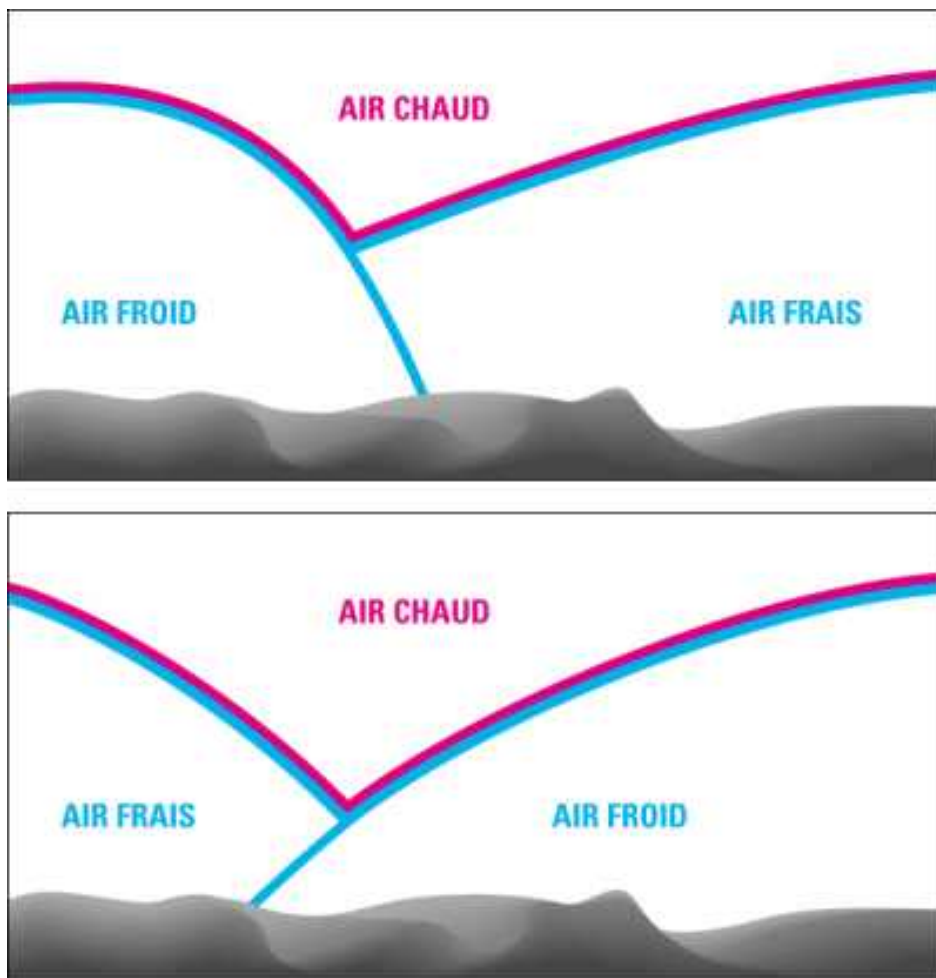


Figure 8-9 En haut, occlusion à front froid et en bas, à front chaud

Dans les pays qui utilisent les termes front supérieur ou en altitude, plutôt que trowal, on précise que le front est froid ou chaud.

8.2.5 Front froid en altitude

Lorsque l'air froid passe au-dessus d'air froid emprisonné dans des vallées, ou chevauchant une couche d'air plus froid circulant en surface, son front d'attaque est appelé front froid en altitude.

On a également ce type de front lorsque l'air froid, qui avance beaucoup plus rapidement en basse qu'en haute altitude, se traduit au sol par une mince couche qui précède le dôme que forme brusquement la ligne de front.

8.2.6 Front chaud en altitude, ou supérieur

Le front chaud en altitude, parfois appelé front chaud supérieur, est de structure fondamentalement semblable à celle du front froid en altitude.

Dans ce cas, cependant, les masses d'air les plus froides ne subiront aucun changement, puisque c'est au-dessus d'elles que se feront successivement le recul de l'air froid et le passage du front chaud.

Il y a des cas où la surface frontale de l'air froid ainsi en recul reste presque plate sur une certaine distance, avant que le front chaud en altitude ne s'affirme brusquement et crée une forte pente.

8.3 FRONTOGÉNÈSE ET FRONTOLYSE

Il arrive que la zone barocline soit trop large à l'horizontale, les isothermes étant trop espacés, pour qu'il y ait vraiment structure frontale.

Pour que cette zone s'intensifie, il faut qu'il y ait augmentation du gradient thermique et du taux d'humidité, c'est-à-dire frontogénèse.

Le processus inverse, amenant son affaiblissement voire même sa disparition, s'appelle la frontolyse.

Frontogénèse et frontolyse sont directement reliées aux processus thermiques ou dynamiques notamment déclenchés par l'advection ou le rayonnement.

À ce sujet, l'influence de cette étroite bande d'eau chaude que forme Gulf Stream au large de la côte est de l'Amérique du Nord est déterminante.

En réchauffant par le dessous toute masse d'air froid qui arrive de l'Est du continent, ce courant est le principal responsable des frontogénèses de ce secteur, puisqu'elle crée par le fait même un gradient de température et d'humidité.

Le Gulf Stream génère ainsi d'importantes tempêtes hivernales.

Dans le cas de la frontolyse, l'affaiblissement des gradients est par ailleurs évident chaque fois que la partie sud d'une zone frontale s'avance sur les eaux glacées de la mer du Labrador.

Le refroidissement graduel qui en résulte, se traduit par l'amenuisement du contraste de température entre ses parties nord et sud.

Résultat : les isothermes s'espacent par le fait même, le taux d'humidité devient plus uniforme de part et d'autre, atténuant ou faisant carrément disparaître la zone frontale.

8.4 DÉPRESSION FRONTALE ET THÉORIE NORVÉGIENNE

L'essentiel de l'activité frontale est de fait intimement relié aux intenses mouvements ascendants et descendants associés aux dépressions. Lorsque que les mouvements sont ascendants il se produit en surface une dépression ou un creux, tandis qu'en altitude l'appel d'air des bas niveaux produit une hausse des hauteurs c'est à dire une haute pression ou une crête.

Au-dessus du continent, les fronts sont souvent associés à des creux ou à des dépressions; on les appelle alors dépressions frontales; or, les dépressions frontales les plus vigoureuses comportent habituellement plus d'un système frontal.

Mais les plus fortes dépressions, de fait, ne sont précédées d'aucun front; il s'agit des ouragans.

8.4.1 Étape I - Perturbation du front stationnaire

Selon cette théorie, les dépressions frontales débutent sur une partie d'un front stationnaire ou d'un front froid qui se déplace lentement.

Lorsqu'une onde courte ou un creux en altitude passe au-dessus du front stationnaire, il y a formation d'une dépression frontale le long de la zone barocline.

Le front se situe toujours là où la pression est la plus basse.

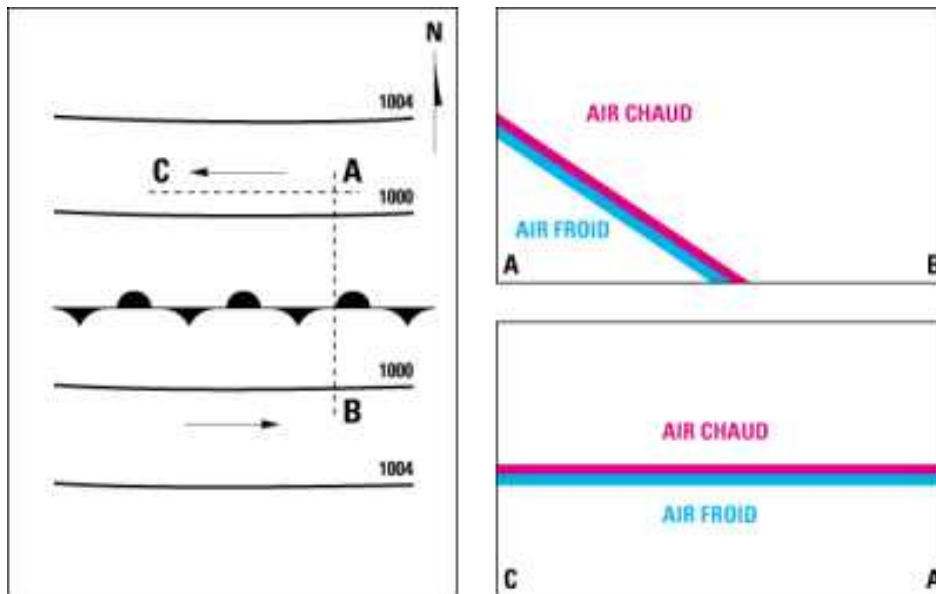


Figure 8-10 Front stationnaire en coupes verticales

Étape 2 - Naissance d'une dépression en zone barocline

Le premier indice de la formation d'une dépression se manifeste par la chute de la pression en un point du front; ce qui provoque un faible mouvement cyclonique.

Côté ouest, l'air froid amorce un mouvement vers le Sud ; côté est, vers le Nord ; de stationnaire, le front se transforme immédiatement en front froid à l'ouest et front chaud à l'est. L'air chaud est alors forcé de s'élever le long de la surface en pente de l'air froid.

La structure du front stationnaire a donc été modifiée de la manière illustrée à la figure 8-11.

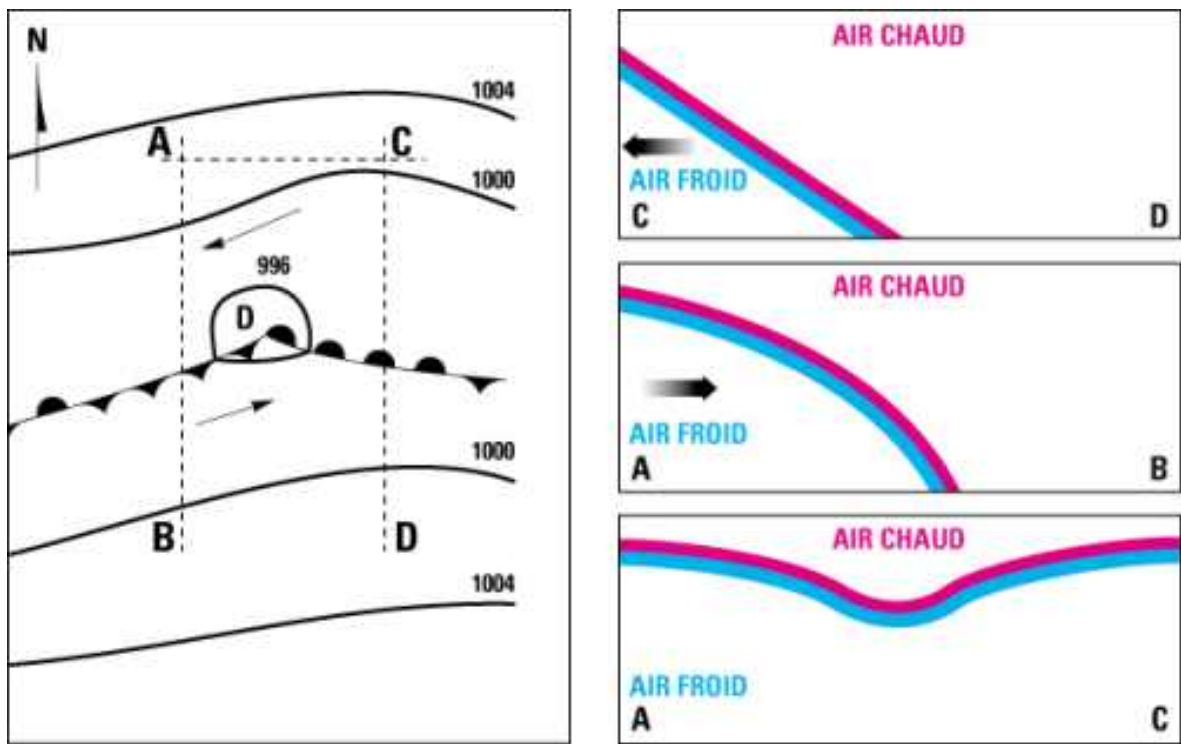


Figure 8-11 Naissance d'une dépression sur la zone barocline

8.4.3 Étape 3 - Dépression à maturité

À ce stade, l'onde a atteint sa maturité. Elle est maintenant à l'est de la position indiquée à l'étape 2, et figure sur la carte de surface de la façon indiquée à la figure 8-12.

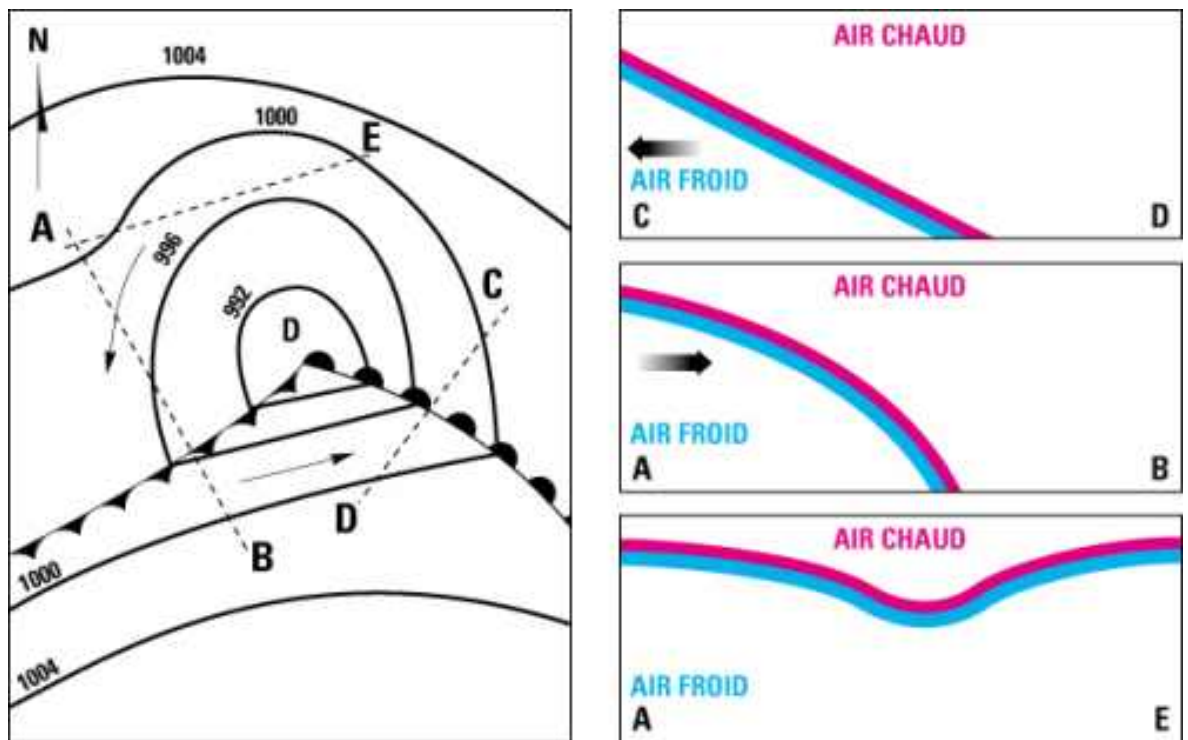


Figure 8-12 Système dépressionnaire à maturité

Les diagrammes d'accompagnement et les coupes verticales en donnent une

image tridimensionnelle.

La dépression s'est considérablement creusée depuis l'étape 1. De plus, les deux fronts sont incurvés dans la direction de leur progression, comme les voiles d'un bateau.

On appelle secteur chaud, la partie située entre le front froid et le front chaud ; cette partie est la plus chaude du système dépressionnaire.

8.4.4 Étape 4 - Début d'occlusion

Le système dépressionnaire se déplace toujours, mais un ralentissement commence à se faire sentir. Cette étape marque le début du processus d'occlusion.

En se déplaçant plus rapidement que le front chaud, le front froid le rattrape et en comprime l'air. Une partie de cet air est alors forcée de s'élever, créant trowal et front occlus.

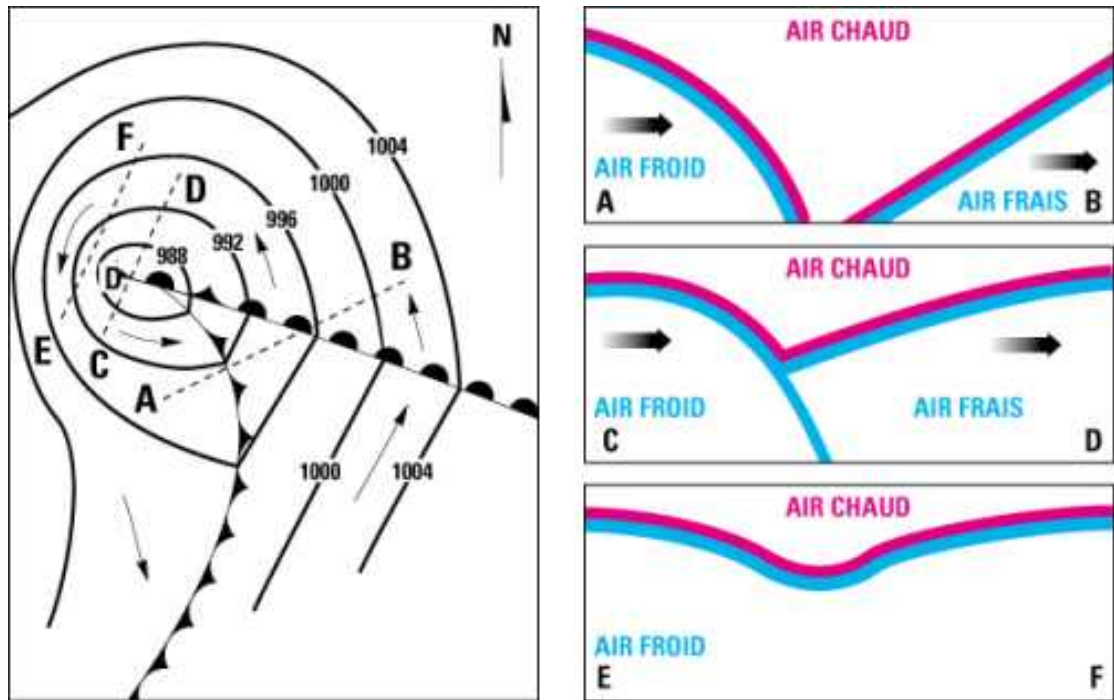


Figure 8-13 Début d'une occlusion

S'il n'y avait pas de front occlus en surface, les coupes verticales "C" et "D", devraient montrer la jonction de l'air froid et de l'air frais, comme sur les coupes verticales "E" et "F".

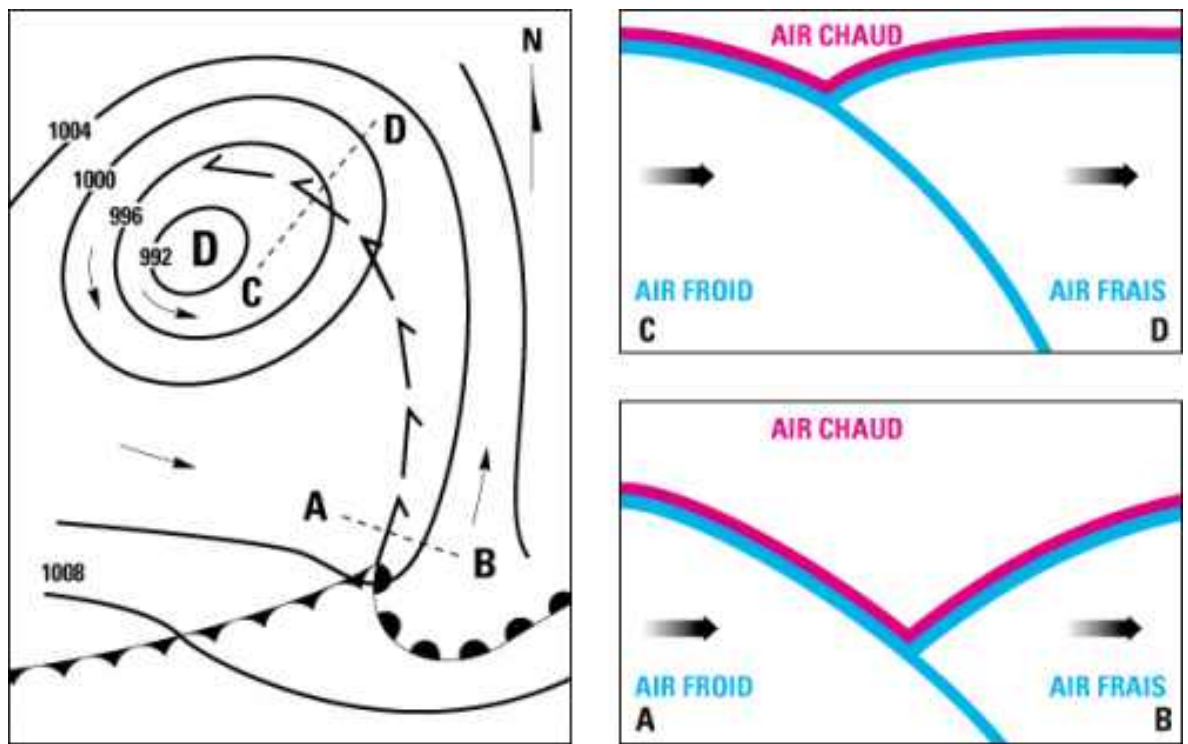


Figure 8-14 Stade d'occlusion d'un système frontal

8.4.5 Étape 5 - occlusion

À ce stade, l'air chaud est presque complètement coupé de la surface. La frontolyse a provoqué une circulation cyclonique dans l'air froid situé sous le creux d'air chaud.

Il s'ensuit, au centre, une remontée de la pression et un affaiblissement tel, que le système deviendra stationnaire dans bien des cas.

8.4.6 Étape 6 - dissipation

La figure 8-15 montre une dépression en voie de comblement rapide, ne comportant aucun front de surface.

En surface, l'air chaud associé à cette dépression est maintenant bien au sud-est du système, alors qu'à faible altitude une faible circulation cyclonique persiste en présence d'un creux.

Figure 8-15 Stade de dissipation

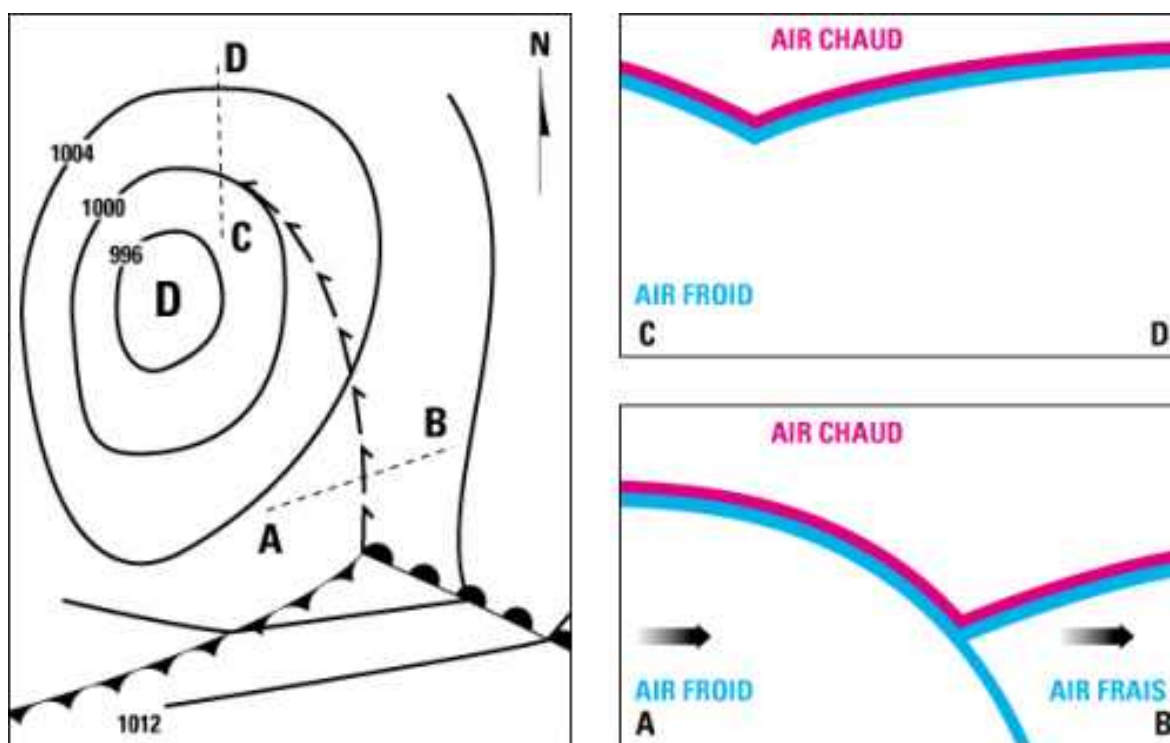
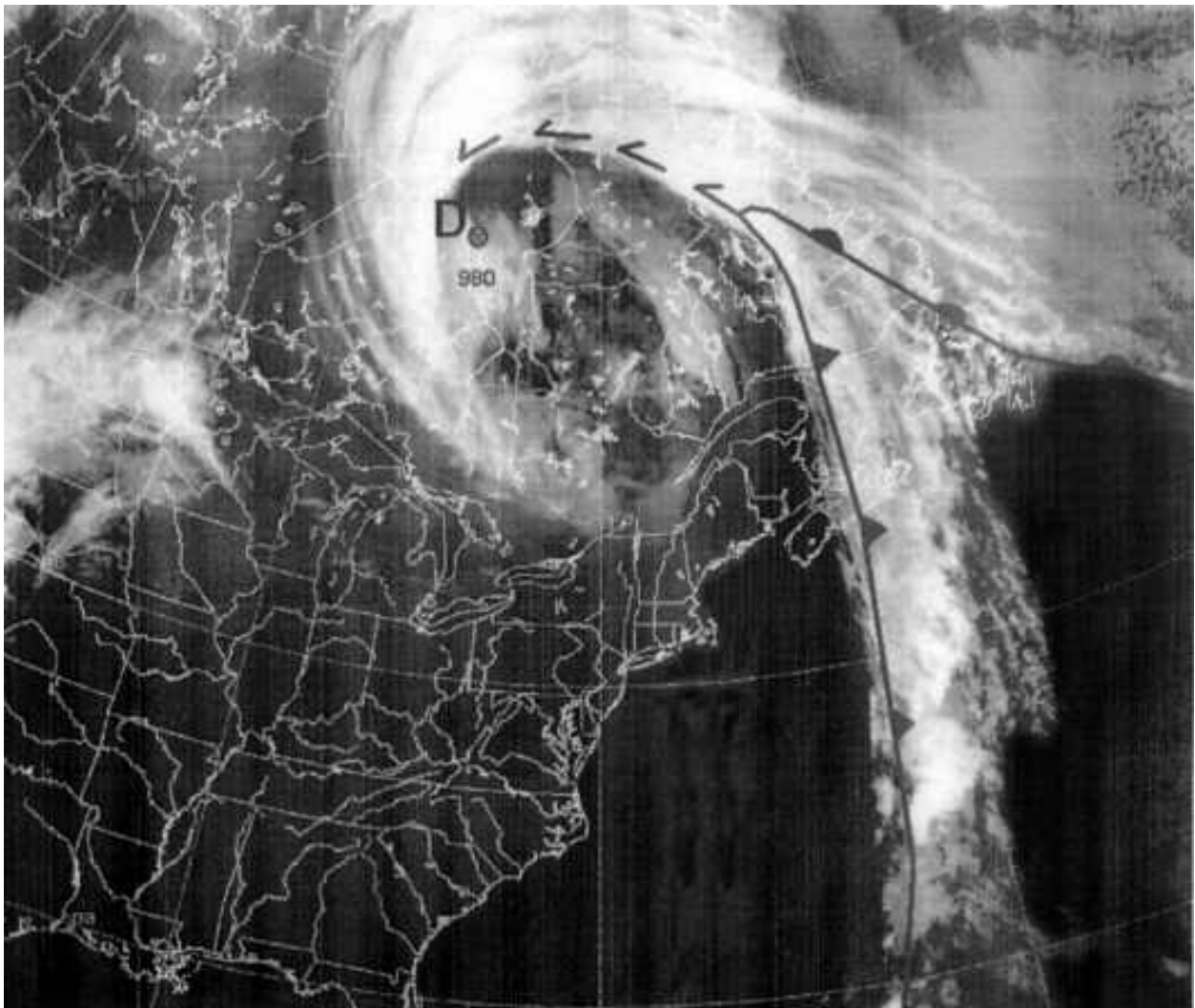


Figure 8-16 Photo prise en infrarouge par GOES-8, le 22 octobre 1995, à 23:15 TU, illustrant que l'air chaud, qui est bien au sud-est de la dépression, est relié à un trowal.



9. TEMPS ET SYSTEMES FRONTAUX

Outre ces super phénomènes sans front que sont cyclones, ouragans et typhons des latitudes tropicales, fort prévisibles d'ailleurs, le temps quotidien est totalement dépendant de la kyrielle de phénomènes tantôt bénins tantôt aussi dangereux qu'une tornade ou une microrafale, par exemple, générés par l'évolution des fronts.

9.1 CONDITIONS ASSOCIÉES AU FRONT FROID

L'avance d'un front froid a un effet radical sur les conditions. En refroidissant l'air chaud par soulèvement, il crée nuages et précipitations, saute de vent, forts orages, vents violents, rafales, et parfois même grains, lorsque sa partie supérieure devance sa ligne de surface et fonce littéralement vers le sol.

9.1.1 Vent de surface

Le premier signe de l'avènement d'un front froid est la saute de vent. Elle marque le passage de l'air chaud à l'air froid, tous deux nettement séparés par cette ligne de creux qui sépare des isobares de direction bien différente.

La figure 9-1 illustre une ligne le long de laquelle l'air froid du Nord-Ouest s'enfonce sous un air chaud du Sud-Ouest. Il en résulte un renforcement du mouvement dextrogyre. Plus le contraste est grand, plus il y a risque de grains et de rafales.

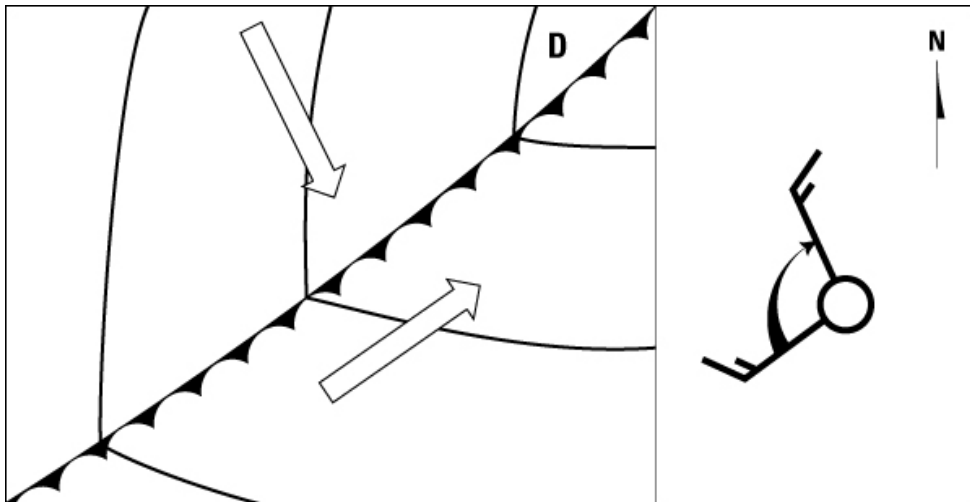


Figure 9-1 Saute de vent en surface, au passage d'un front froid

Les sautes de vent d'une surface frontale froide peuvent être brusques, surtout dans les couches inférieures. Dans tous les cas, elles obligent le pilote à corriger vers la droite, quelle que soit la direction dans laquelle il traverse le front (Figure 9-2). Elles correspondent à un changement radical de température.

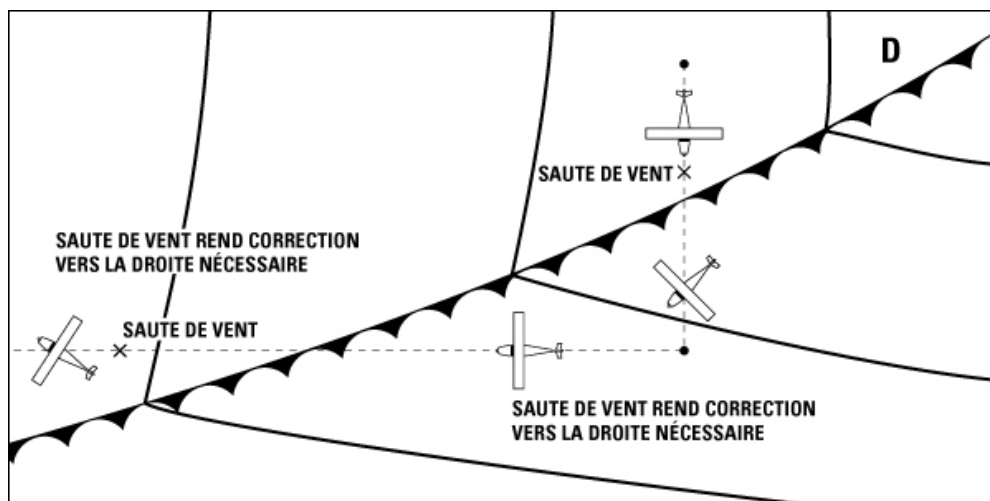


Figure 9-2 Sautes de vent en altitude, associées au front froid

9.1.2 Température

L'hiver, la baisse de température associée au passage du front froid est parfois aussi soudaine qu'importante. Comme il arrive toutefois que l'avant du front soit réchauffé lors de son passage au-dessus de surfaces plus chaudes, il peut s'écouler de nombreuses heures avant que la température des couches inférieures ne devienne froide.

À quelques occasions, la température en surface augmente légèrement après le passage d'un front froid, phénomène normalement accompagné d'une chute du point de rosée. Cette situation, qui ne dure que quelques heures, se produit en fin d'après-midi ou en soirée, lorsque le front au ciel dégagé avance dans un air nuageux; ce qui entraîne temporairement son réchauffement et une baisse de son taux d'humidité.

9.1.3 Humidité spécifique

Le taux d'humidité est un élément clé qui permet à la fois de bien identifier les masses d'air et de suivre leur évolution et leurs transformations, et ce sont les fluctuations du point de rosée qui en sont le meilleur indicateur.

Or, l'arrivée de l'air froid amène généralement une baisse du point de rosée. Ce phénomène est particulièrement remarquable si la masse d'air froid est sèche et de type continental arctique, parce qu'elle ne peut contenir autant de vapeur d'eau que l'air chaud.

9.1.4 Nuages et précipitations

La formation de nuages causée par le front froid est directement fonction de la nature de la masse d'air chaud, de la composition et de la vitesse de l'air froid en progression, et de la nature de la surface.

Si la masse d'air chaud est stable et humide, des nuages en nappes se forment et les précipitations sont intermittentes ou continues.

Cependant, lorsque la surface frontale est très inclinée et que l'air froid progresse rapidement, le brusque soulèvement de l'air chaud peut générer des nuages cumuliformes, même en air stable.

Qu'un front froid soit actif ou non, sa zone de pluie frontale ou de neige est habituellement assez étroite, surtout si elle est marquée par des averses.

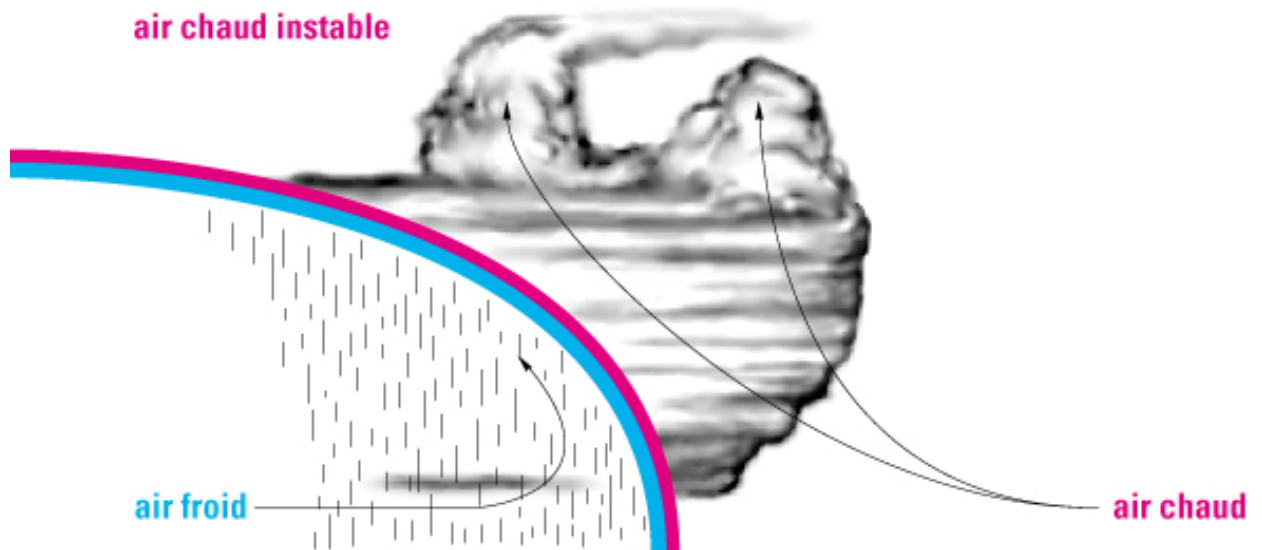


Figure 9-3 Soulèvement de l'air chaud, humide et instable, lors du passage d'un front froid

Une masse d'air chaud humide et instable donne des nuages cumuliformes et des averses. Si l'air chaud est sec, peu de nuages se formeront, à moins que l'air soit soulevé à de hautes altitudes.

Dans nombre de cas, l'avance du front de surface engendre sur une certaine distance une nappe d'altocumulus. Plus son déplacement est lent, plus sa pente est forte, plus vaste est la zone de nuages et de précipitations qui le précède.

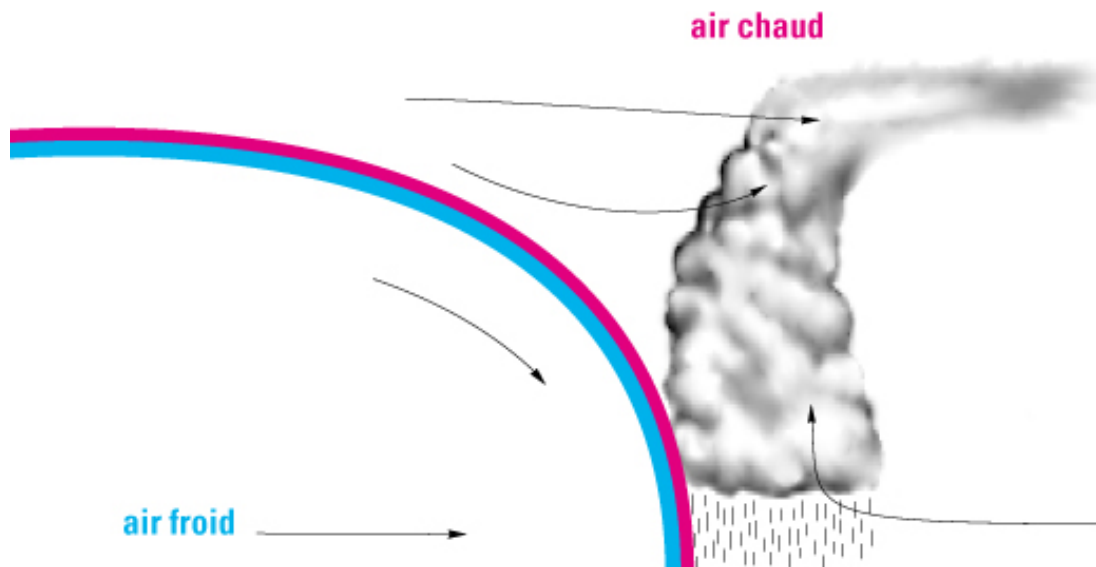


Figure 9-4

9.1.5 Visibilité

Lorsqu'un front froid se déplace à une vitesse moyenne ou élevée, sa zone frontale a généralement moins de 80 km de largeur. S'il se déplace lentement, cette zone peut être très étendue et avoir pendant quelques heures un effet considérable sur les vols.

Après son passage, habituellement, la visibilité s'améliore, même si les mouvements verticaux causés par son passage au-dessus d'une surface chaude soulève les polluants et beaucoup de fumées industrielles dont l'air polaire et l'air arctique sont relativement exempts.

9.1.6 Pression atmosphérique

La baisse de la pression barométrique est généralement l'indice le plus courant de l'approche d'un front froid. Le phénomène s'explique évidemment par le fait que les fronts de surface sont très souvent situés dans les creux; s'ensuit une remontée de pression après leur passage.

9.1.7 Turbulence frontale

De nombreux fronts froids sont accompagnés de turbulence, même à grande altitude, sans qu'il y ait nécessairement de nuages ou d'orages; c'est évidemment dans les zones orageuses que la turbulence est la plus forte.

9.1.8 Givrage

Dans les cumulonimbus, le phénomène de givrage se manifeste à la verticale et en profondeur, plutôt qu'à l'horizontale, comme c'est le cas dans les nappes de nuages qui caractérisent les fronts chauds.

9.2 IDENTIFICATION D'UN FRONT FROID

En vol à haute altitude, une longue ligne de nuages cumuliformes qui se dessine à l'horizon, souvent précédée d'un banc d'altocumulus, indique infailliblement l'approche d'un front froid. Ces nuages peuvent cacher la partie inférieure du nuage frontal.

Des bancs de stratus ou de strato-cumulus, précédant le front sur de nombreux kilomètres, peuvent aussi cacher d'importants nuages de basse altitude.

Quant aux orages, ils sont annoncés par une ligne principale de cirrus et de cumulonimbus.

Par ciel sans nuages, turbulence, sautes de vent et variations de température, marquent la traversée de la surface frontale. Plus on est près du sol, plus changements et variations sont prononcés.

9.3 TEMPS ET FRONT CHAUD

Les changements reliés au front chaud sont habituellement moins brusques que ceux associés au front froid. C'est pourquoi il est difficile de trouver des exemples de temps froid prenant brusquement fin, à moins d'avoir essuyé un chinook.

Bien qu'il soit difficile d'en détecter le passage, on sait qu'il se caractérise par l'importance de l'étendue de son système de nuages et de précipitations, soit de plusieurs milliers de kilomètres carrés, et par les nombreux phénomènes qu'il engendre.

Un front chaud peut, par exemple, créer une vaste zone dont la densité des nuages et l'importance des précipitations peuvent empêcher tout vol à vue, tout en étant côtoyée par une autre où il n'y a aucune contrainte de plafond et de visibilité. Un front inactif qui s'intensifie amène par ailleurs une baisse rapide des plafonds et de la visibilité.

Dans tous les cas, le comportement du front chaud dépend directement de son degré d'humidité spécifique et de stabilité, eu égard à l'incidence de l'air froid sur son mouvement ascendant et sur l'angle du glissement qui en résulte.

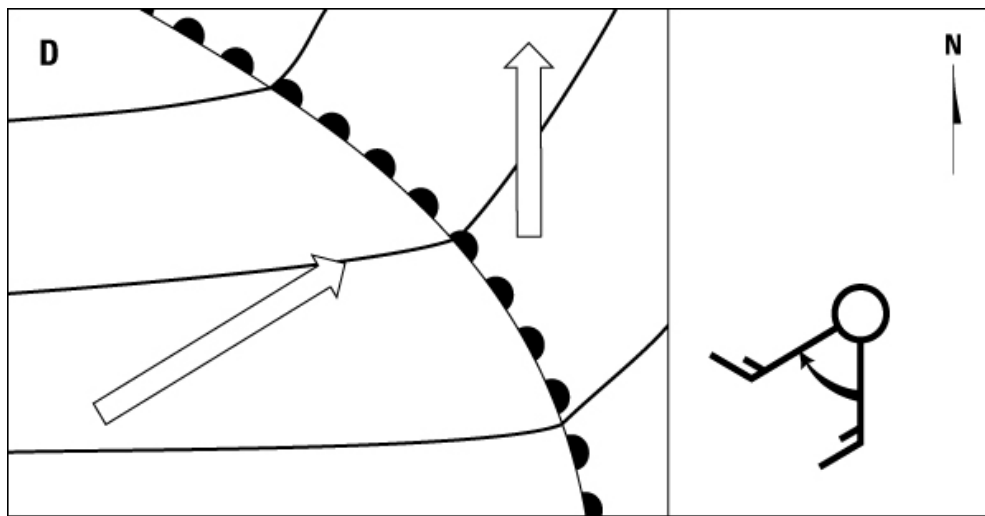


Figure 9-5 Saute de vent en surface, au passage d'un front chaud

9.3.1 Vent de surface

En surface, le vent change de direction au point de jonction de l'air froid et de l'air chaud, soit à l'emplacement exact de la ligne de creux, frontière entre des isobares de direction différente.

En figure 9-5, le front chaud est une zone où l'air chaud du Sud-Ouest rejoint et glisse par-dessus un écoulement d'air plus froid venant du Sud. Au passage du front chaud, le vent amorce un mouvement dextrogyre.

Comme les zones frontales chaudes sont généralement beaucoup plus larges que les zones frontales froides, ce changement est nettement plus graduel.

La topographie locale peut déterminer la direction des vents associés au passage d'un front chaud. Au Québec, la vallée du Saint-Laurent en est un exemple très frappant.

L'hiver, dès qu'une intense dépression du centre des États-Unis approche du lac Ontario, et qu'elle est combinée à un anticyclone situé au Nord de Sept-Îles, le Saint-Laurent en canalise les vents vers le Lac Ontario. De forts vents du Nord-Est amène alors l'air froid de surface vers le sud-ouest du Québec, tandis que l'air chaud passe au-dessus et fait le trajet inverse.

À la hauteur du front chaud, la saute de vent est fort impressionnante. Atteignant parfois 180° dans les niveaux inférieurs, elle provoque systématiquement un cisaillement qui peut être dangereux lors de l'atterrissage ou du décollage.

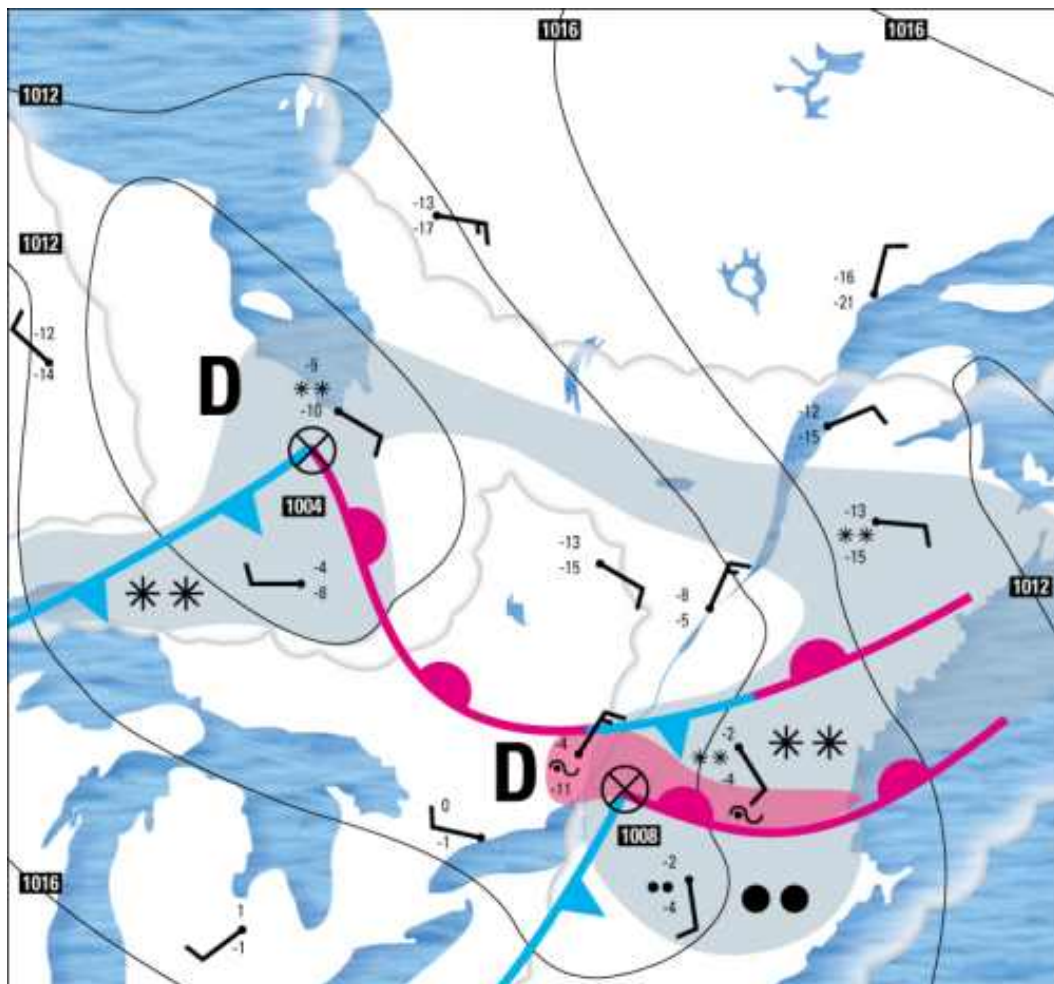


Figure 9-6 Front chaud à l'ouest de Montréal, donnant en aval, le long du fleuve, des vents de surface de Nord-Est et créant une zone de pluie verglaçante. Dans son secteur chaud, les vents de cette dépression de 1008 hPa sont de Sud à Sud-Ouest. Cette zone est caractérisée par de l'air froid en surface en provenance du bas du fleuve, et de l'air chaud à 1,5 km d'altitude, transporté par les vents du Sud-Ouest. Cette analyse a été effectuée le 4 décembre 1995, à 00:00 TU.

Une saute de vent se produit à la surface frontale, et non au front en surface. Toute hausse de température indique que l'appareil se dirige vers sa partie chaude. Elle oblige dans tous les cas à une correction de trajectoire vers la droite, correction qui doit être plus prononcée dans les couches inférieures.

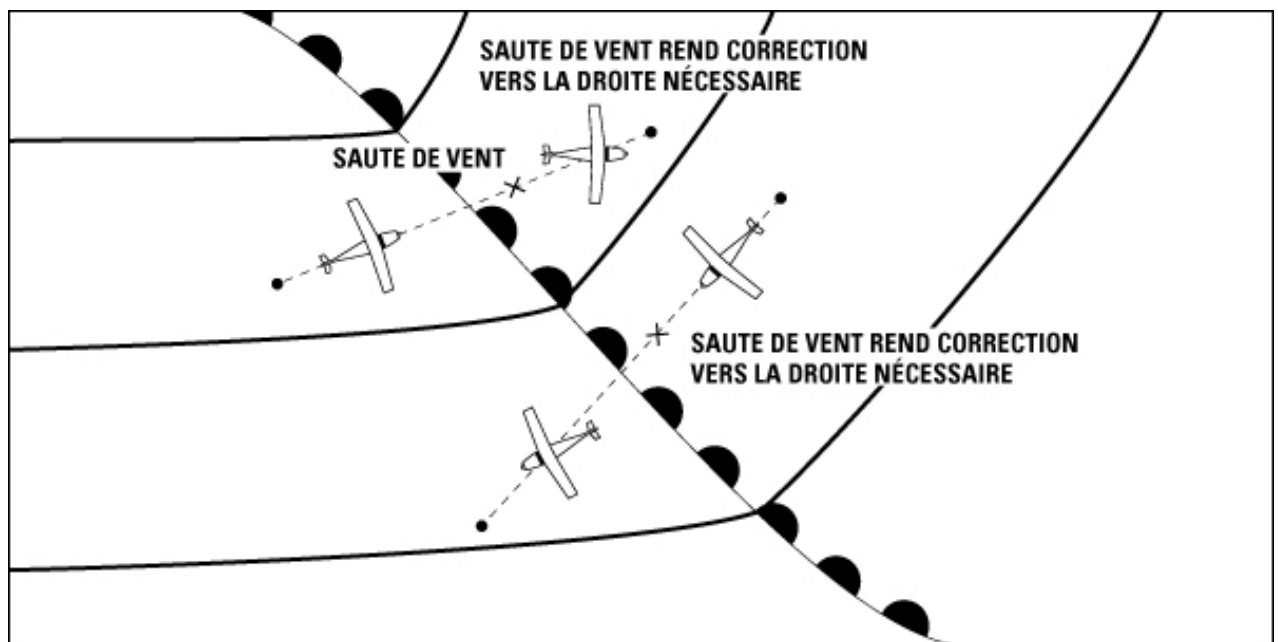


Figure 9-7 Sautes de vent en altitude, associées au front chaud

9.3.2 Température

Le passage d'un front chaud provoque une hausse graduelle de la température et un amincissement de la couche d'air froid. Si l'air chaud est près de la surface, le front est annoncé par une légère hausse de la température.

Comme la température des masses d'air, en raison même de leur dynamique, n'est pas systématiquement homogène, elle peut nettement varier. Toute hausse n'est donc pas nécessairement associée au passage d'un front chaud.

Sur une carte du temps, la ligne rouge indique la position de la limite postérieure d'une masse d'air froid en recul, directement associée à la surface frontale du front chaud.

9.3.3 Humidité spécifique

Le passage d'un front chaud amène une élévation du point de rosée, élévation particulièrement importante lorsqu'elle est d'origine tropicale. Plus l'air est chaud, plus le point de saturation de vapeur d'eau est élevé.

9.3.4 Nuages et précipitations

En montant sur l'air froid, l'air chaud atteint des zones de basse pression, se dilate et se refroidit, déclenchant ainsi la condensation.

L'ascendance provoquée par la turbulence mécanique, les traits topographiques ou la convergence peut parallèlement se former dans un air froid que la pluie, le cas échéant, humidifiera et transformera en nuages.

Si cet air est humide et stable, son glissement par-dessus l'air froid produit des nuages en nappe et des précipitations légères et modérées dans une vaste zone précédant le front de surface.

Par ordre d'entrée, cirrus, cirrostratus, altostratus ou altocumulus et nimbostratus font leur apparition. Sous la surface frontale, dans l'air froid, stratus, stratocumulus et même stratus fractus peuvent se former et se joindre aux nimbostratus situés près de l'avant du front de surface.

Si l'air chaud est instable, des cumulonimbus s'insèrent dans le banc principal, augmentant ainsi les précipitations. Advenant que de l'air chaud et sec s'y superpose, il ne produira que des nuages de niveau supérieur ou moyen, sans précipitations.

Si le côté en recul du dôme d'air froid est plutôt plat, il peut y avoir absence de nuages, donc, stabilisation de l'humidité spécifique de la masse d'air froid. Les nuages sous la surface frontale, s'il y en a, seront alors propres à l'air froid, étant alors sans relation avec elle. Les figures 9-8, 9-9 et 9-10 illustrent les types de nuages et de précipitations qui se produisent aux fronts chauds.

air chaud et instable

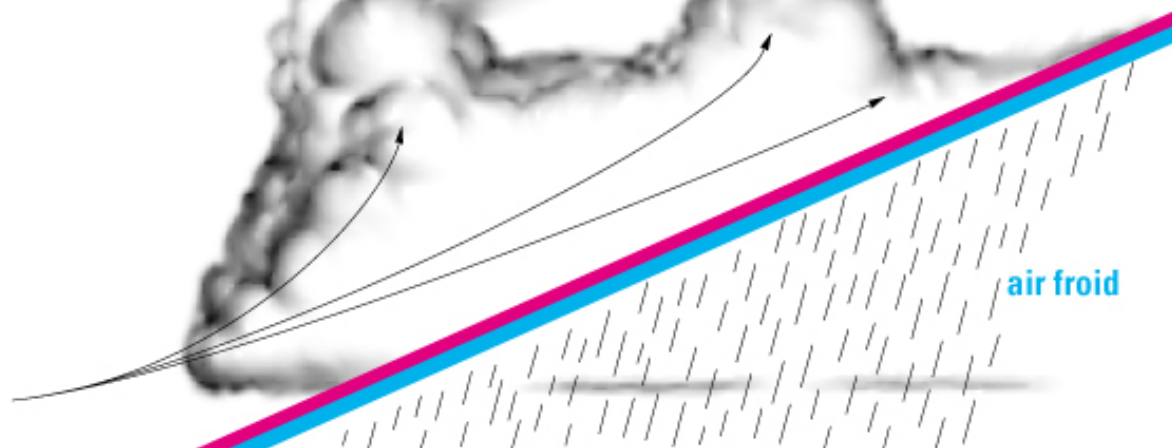


Figure 9-8 Front chaud avec glissement ascendant d'air chaud, humide et instable

air chaud et stable

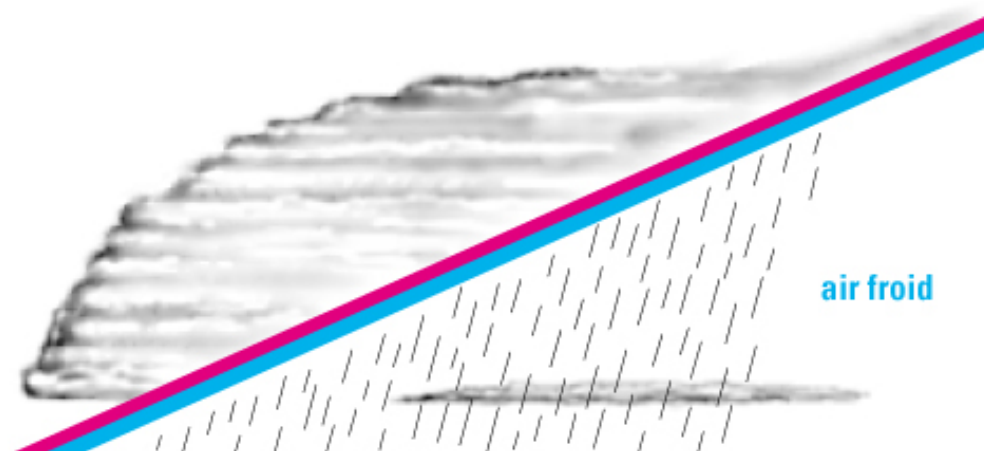


Figure 9-9 Front chaud avec glissement d'air chaud et stable

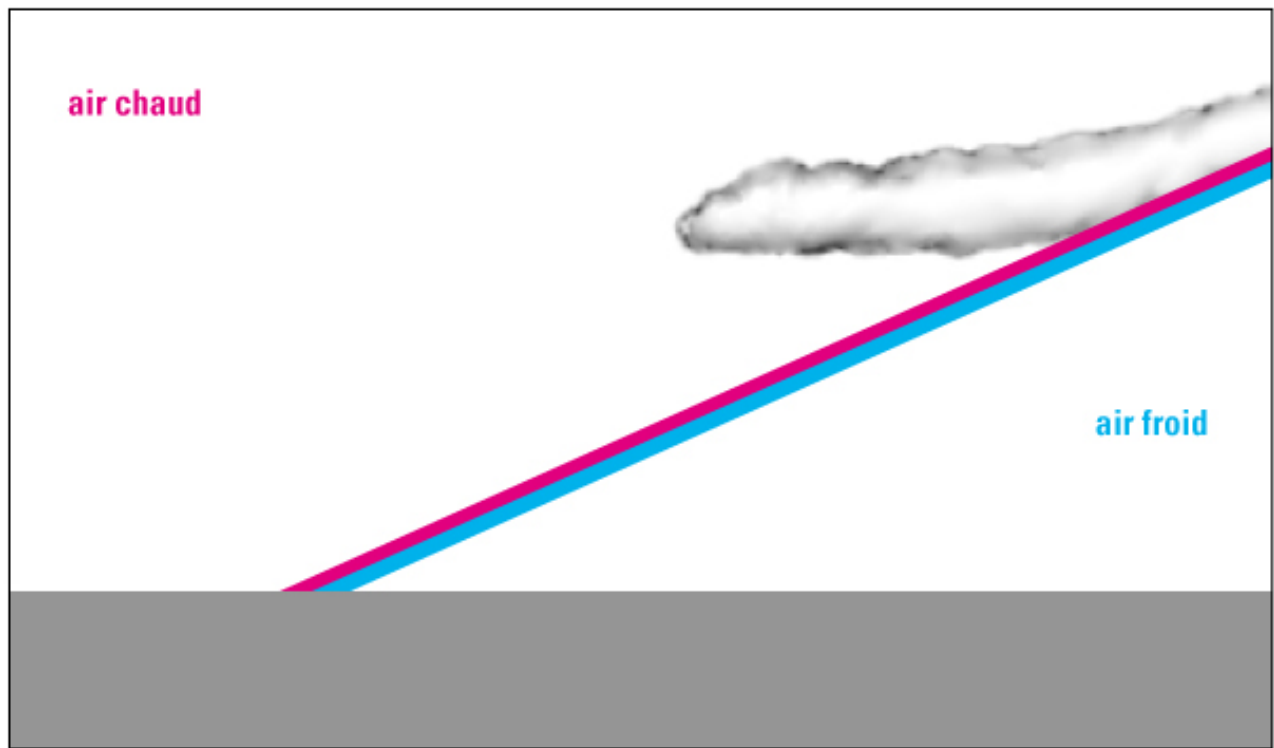


Figure 9-10 Temps associé au front chaud lorsque l'air chaud est plus sec

Les vols à travers les fronts chauds actifs sont compliqués par la présence d'une vaste zone à plafond bas et à visibilité restreinte. Vu la lenteur de leur déplacement, ces conditions peuvent persister très longtemps.

Lorsque la pluie commence à tomber des nuages situés dans l'air chaud, des masses de nuages irréguliers peuvent se former dans l'air froid. Ces nuages abaissent considérablement les plafonds.

Sur 80 à 160 km en avant du front, l'air froid est alors peu profond, et la base des nuages se rend souvent au sol sous forme de brouillard.

9.3.5 Visibilité

Une mauvaise visibilité caractérise les fronts qui séparent l'air maritime polaire de l'air tropical, visibilité habituellement pire, sinon nulle, dans le brouillard et les précipitations qui les précèdent.

L'été toutefois, surtout en après-midi, il arrive souvent que visibilité et plafonds augmentent avec l'arrivée du secteur chaud de la dépression, mais longtemps après le passage du front. Les bulletins de prévision en font mention.

9.3.6 Pression

La variation de la pression dépend largement de la nature du creux dans lequel le front chaud est situé. En avant, la pression tombe habituellement rapidement, tandis que derrière, on enregistre une légère variation à la baisse ou à la hausse, selon l'orientation des isobares du secteur chaud.

L'approche du front froid, situé derrière le secteur chaud, fera chuter la pression de nouveau.

9.3.7 Turbulence frontale et orages

En basse altitude, la traversée d'un banc de nimbostratus ne se fait pas sans turbulence, mais cette turbulence peut causer des problèmes advenant qu'un cumulonimbus y soit encastré; toutefois, la turbulence n'est jamais aussi violente que dans le cas où un cumulonimbus est associé à un front froid.

De fait, la principale difficulté de la préparation des vols à altitudes moyennes est de cerner ces orages qui se produisent dans le banc de nuages principal. La figure 9-8 illustre l'aspect des orages de front chaud.

9.3.8 Givrage

En approchant d'un front chaud actif du côté de l'air froid, les précipitations commencent dans la zone où le banc d'altostratus se situe entre 2500 et 3500 m; advenant qu'elles s'évaporent en altitude, elles n'atteindront jamais le sol; il s'agit de virga.

Plus on est près du front, plus elles s'intensifient et deviennent continues. Si on note de fortes précipitations intermittentes dans l'air froid situé sous la surface frontale, c'est signe d'orages en altitude.

L'hiver, la température d'air froid est généralement inférieure au point de congélation, mais dans les quelque 300 premiers mètres de l'air chaud, elle lui est supérieure. Il en résulte une variété de précipitations qu'il est primordial d'identifier avant un vol.

La figure 9-11 montre que la neige tombe de la partie du nuage d'air chaud qui se trouve à une température inférieure au point de congélation, qu'il y a pluie dans sa partie au-dessus du point de congélation, mais qu'en traversant l'air froid, elle devient légèrement surfondue et gèle instantanément au contact d'un objet froid; d'où, pluie verglaçante. Si l'épaisseur d'air froid est suffisamment grande, les gouttes de pluie verglaçante gèleront et formeront des granules de glace.

Les zones de neige et de pluie verglaçante ne sont séparées que par une zone relativement étroite; sa partie supérieure comprend un mélange de pluie verglaçante et de neige, alors qu'en contrebas le mélange est composé de neige et de granules de glace.

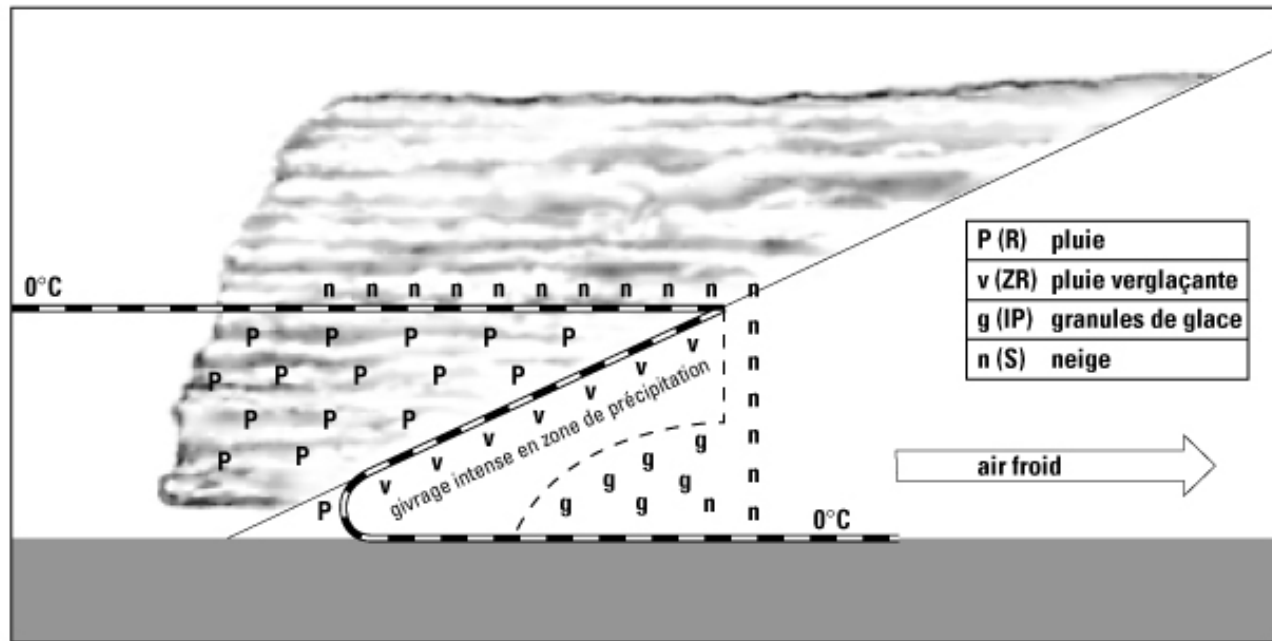


Figure 9-11 Conditions de givrage en front chaud

En volant à basse altitude en direction du front d'une masse d'air froid, l'appareil rencontre de la neige, et un mélange de neige, de granules de glace et de pluie verglaçante. En altitude, mais toujours dans l'air froid, il n'y a pas de granules de glace, mais il passe de la neige à la pluie verglaçante.

Lorsqu'il y a précipitations tombant dans l'air froid, la neige ne présente pas de problème de givrage, sauf si elle est mouillée. La neige colle au fuselage et forme de la glace, mais beaucoup moins rapidement que ne le fait la pluie verglaçante.

Les granules de glace n'ont pour leur part aucun effet sur la performance, mais comme il s'agit de gouttes de pluie gelées, elles révèlent la présence de pluie verglaçante en altitude. Si on rapporte des granules de glace dans un secteur, un pilote doit donc s'attendre à la présence de pluie verglaçante.

Au-dessous de la surface frontale, si le mercure est sous 0 °C, il peut se produire du givrage dans les nappes de nuages, mais s'il neige, le risque diminue. Dans la masse d'air chaud, il y a parfois givrage même dans la partie d'un nuage où la température est au-dessus du point de congélation.

En temps normal, les nuages en nappes associés au front chaud produisent moins de givrage que les cumuliformes plus turbulents, reliés au front froid, mais il peut y avoir beaucoup de givrage dans un banc de nuages de front chaud, s'il y a nuages à extension verticale.

Dans une portion de nuage d'air chaud, la neige ou les cristaux de glace augmentent de volume aux dépens des gouttelettes. La partie principale du banc d'altostratus d'un front chaud, où cette situation se produit, contient en général assez peu d'eau, amenuisant ainsi le risque de givrage.

Étant donné l'étendue des nappes de nuages des fronts chauds, les zones de givrage sont habituellement plus étendues que dans la plupart des cas de front froid.

9.4 IDENTIFICATION D'UN FRONT CHAUD ACTIF EN VOL

En approchant d'un front chaud actif par le côté froid, le premier indice est la présence de cirrus suivis plus loin d'une nappe de cirrostratus qui ne cachent pas les astres, mais produisent souvent un halo autour du Soleil ou de la Lune.

Cette nappe peut joindre celle des altostratus et des altocumulus, qui s'étendent graduellement de 6,5 km à 2 km, faisant disparaître en même temps le Soleil ou la Lune, d'abord visibles à travers le mince bord antérieur du banc d'altostratus. L'épais altostratus peut donner des précipitations légères et intermittentes. Si le banc d'altostratus est assez haut, les précipitations peuvent ne pas arriver jusqu'au sol.

Au fur et à mesure que le banc d'altostratus et d'altocumulus descend, les précipitations augmentent et des nuages bas apparaissent à un niveau inférieur à l'appareil. Le banc de nuages supérieur descend et devient nimbostratus, de la surface à 8 km et plus.

C'est une hausse de température et une saute de vent qui indiquent qu'on a atteint l'air chaud. À plus de 3 km d'altitude, la saute de vent est minime.

9.5 TEMPS ET TROWAL

En présence d'un trowal, les conditions varient considérablement mais elles sont en général une combinaison des conditions des fronts chaud et froid. Deux facteurs principaux déterminent la nature de ce temps: celui de la nature des masses d'air en présence, l'altitude du trowal par rapport à la surface.

Le trowal prend habituellement naissance à la jonction du front chaud et du front froid, et court jusqu'à la dépression; il constitue une zone où les conditions varient considérablement. C'est à son point de rencontre avec les fronts que les conditions sont les pires.

La figure 9-12 donne un exemple du type de temps que réserve le trowal. Elle présente un cas particulier qui en révèle toutefois les traits communs.

En volant en direction d'un trowal qui s'approche, la configuration des nuages ressemble beaucoup à celle des nuages de front chaud, mais ses affinités avec les fronts froids rend les conditions plus complexes. Ainsi, en l'approchant par derrière, la structure des nuages ressemblera plutôt à celle des nuages de front froid, mais leurs effets seront différents.

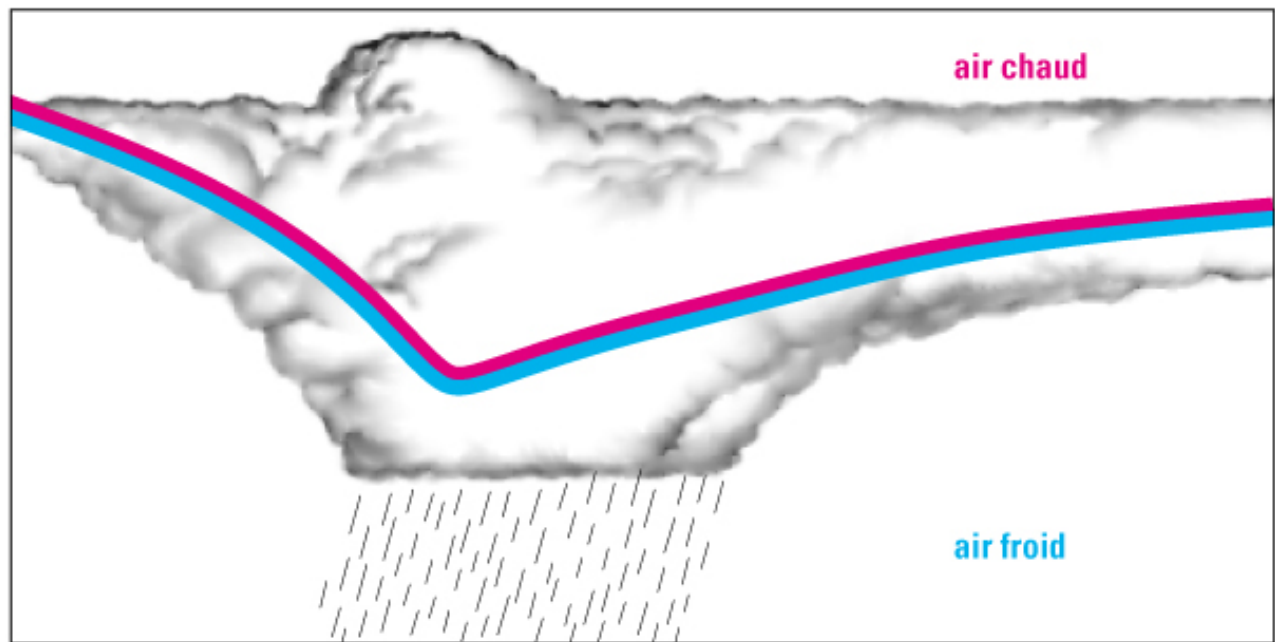


Figure 9-12 Trowal sans occlusion de surface

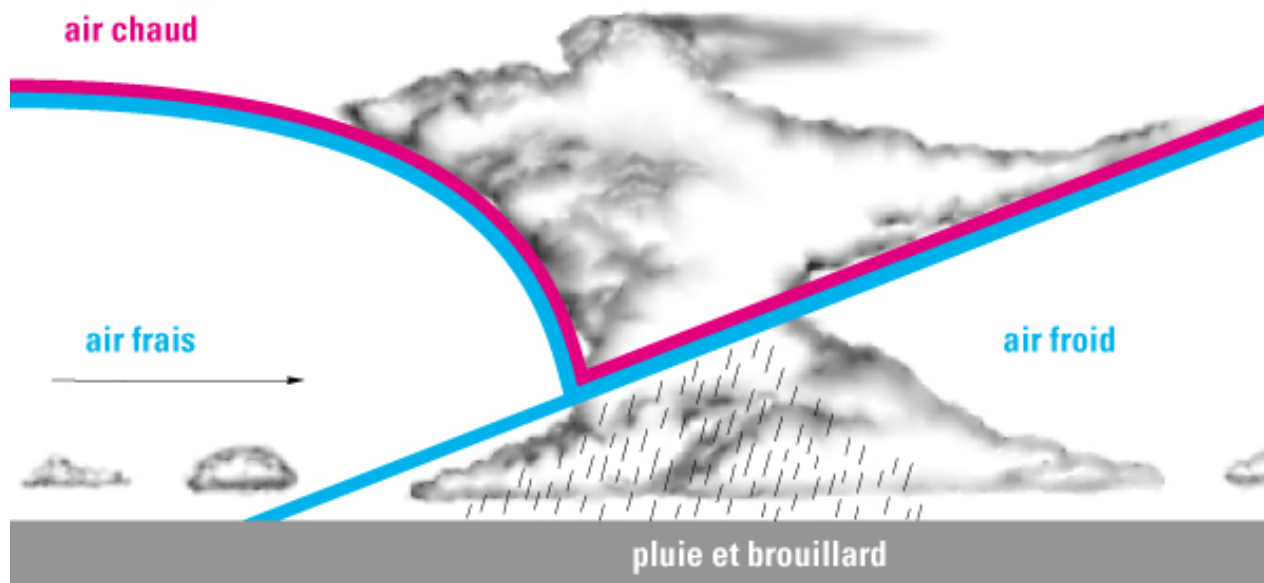


Figure 9-13 Occlusion à caractère de front chaud soulevant de l'air chaud

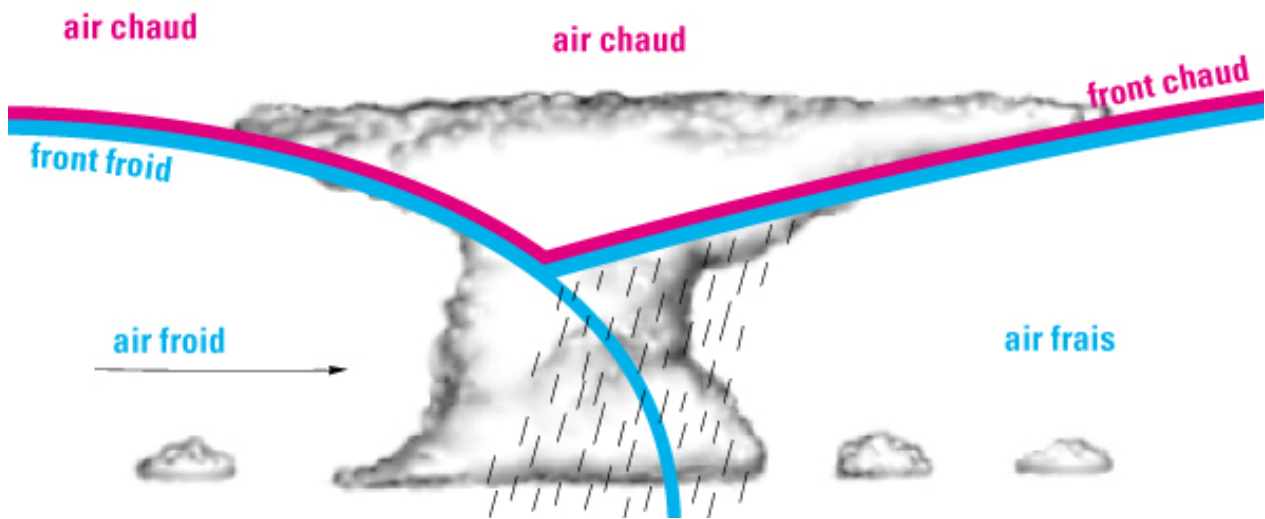


Figure 9-14 Occlusion à caractère de front froid soulevant de l'air stable et humide

En plus de faire face aux problèmes associés au front froid, il y a le problème que pose le vaste banc de nuages qui se trouve en avant de la base du creux d'air chaud.

Si on traverse le système à une altitude inférieure à la base du creux, une saute de vent est à prévoir. À de plus hautes altitudes, il y aura deux sautes de vent dues au passage des deux surfaces frontales.

Si le trowal comprend une occlusion de surface, l'image générale du temps ne change pas de façon appréciable. Les figures 9.13 et 9.14 donnent des exemples du temps lors d'une occlusion à caractère de front chaud et lors d'une occlusion à caractère de front froid. Dans chaque cas, on remarque que le trowal est une partie importante du système.

9.6 FRONT FROID EN ALTITUDE

Dans le cas d'un front froid qui passe au-dessus d'un bassin d'air froid où on enregistre les données, la plupart de ses caractéristiques seront notées, sauf la saute de vent et le changement de température. Bien que des bancs de nuages en marquent la progression, on ne remarque aucun changement dans la masse d'air.

Dans le cas d'air froid qui s'étale plus rapidement dans les couches inférieures qu'en altitude, le passage du front peut amener un changement notable de température; une saute de vent sera aussi enregistrée, mais les nuages et les précipitations suivront plus tard.

9.7 FRONT CHAUD EN ALTITUDE

Si le front chaud quitte le sol et glisse par-dessus une masse d'air plus froid, le système nuageux est toujours présent même s'il n'y a pas de changement dans les couches inférieures de la masse d'air.

Si beaucoup de pluie tombe successivement de l'air chaud dans l'air frais, puis dans l'air froid de surface, des nuages peuvent s'y former.

Lorsque la surface frontale chaude est plane sur une certaine distance en avant du front et monte brusquement, la zone de pluie est aussi à une certaine distance en avant du front de surface.

Si la mince couche d'air froid se mêle à l'air chaud et que le front se reforme à la surface sous forme d'une extension de la partie la plus inclinée de l'air froid en recul, il réapparaît alors beaucoup plus loin.

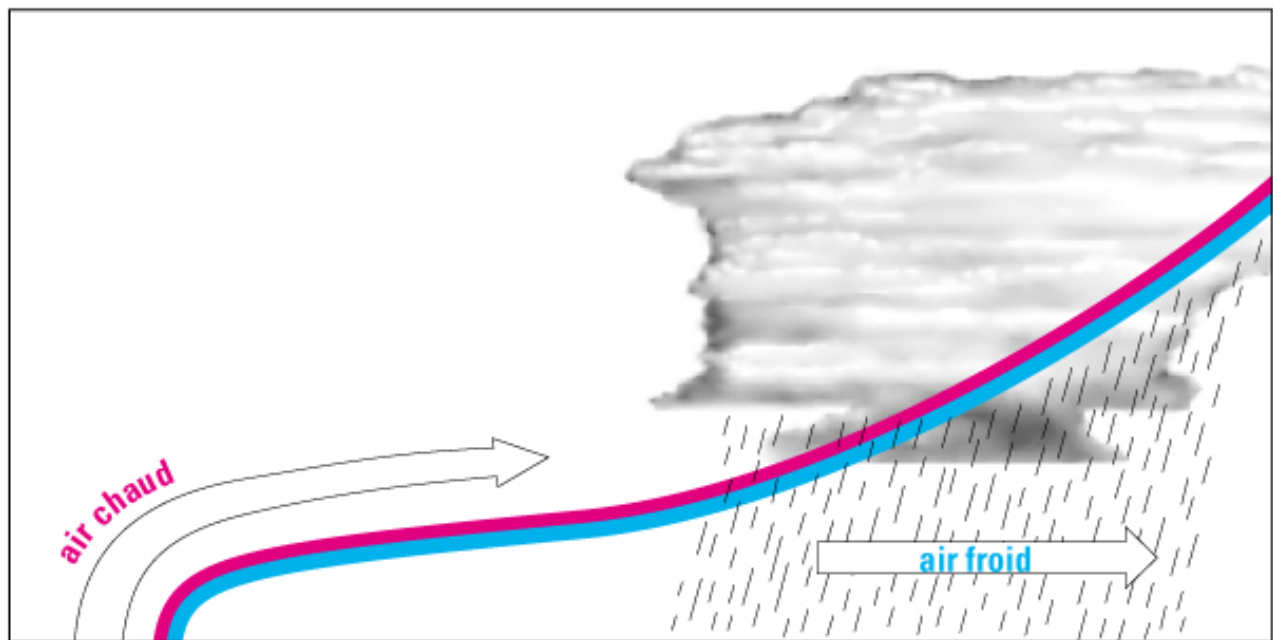


Figure 9.15 Front chaud en altitude

10. NUAGES, BROUILLARDS ET PRECIPITATIONS

Les nuages sont formés d'un amas visible de fines gouttelettes ou de cristaux de glace, ou des deux à la fois. Ces particules sont en suspension dans l'atmosphère.

Le brouillard est d'une composition identique, avec cette différence qu'il touche le sol et qu'il réduit ainsi la visibilité à moins de 1 km, 5/8 mi. Autrement, on l'appelle brume.

Dans le cas de la brume, la visibilité peut être réduite non seulement par les gouttelettes ou les cristaux de glace, mais aussi par des particules hygroscopiques solides, humides ou sèches, selon le taux d'humidité. On spécifiera s'il s'agit de brume sèche.

10.1 CLASSIFICATION DES NUAGES

Les nuages sont classés d'après l'aspect, la forme et l'altitude, aspect et forme dépendant entre autres du processus de formation et de la température ambiante.

On peut diviser les nuages en trois niveaux :

- supérieur, à plus de 6 km, 20 000 pi
- moyen, entre 2 et 6 km, 6 500 et 20 000 pi
- inférieur, entre la surface et 2 km, 6 500 pi

Leur classification comprend dix genres, qui peuvent être subdivisés en espèces. Seules les espèces les plus importantes sont mentionnées dans le présent ouvrage. Le tableau présente les dix genres et les quatre espèces les plus importantes.

Tableau 10.1 Classification des nuages

Groupe	Genre	Espèce
Niveau supérieur	Cirrus	
	Cirrocumulus	
	Cirrostratus	
Niveau moyen	Alto cumulus	
	Alto cumulus	Castellanus
	Alto stratus	
	Nimbostratus	
Niveau inférieur	Strato cumulus	
	Stratus	
	Stratus	Fractus
	Cumulus	
	Cumulus	Fractus
	Cumulus	Congestus
	Cumulonimbus	

10.1.1 niveau supérieur

Les nuages de niveau supérieur sont toujours situés à une altitude de plus de 6 km, 20 000 pi où, en Amérique du Nord, la température est toujours inférieure à 0 °C.

Cirrus nuages séparés, sous forme de délicats filaments blancs, et composés de bancs ou d'étroites bandes blanches à l'aspect fibreux, chevelu ou soyeux

Cirrocumulus banc, nappe ou couche de nuages minces et blancs, sans ombre propre, composés de très petits éléments sous forme de granules, de rides, soudés ou séparés, et de forme plus ou moins régulière; la plupart des éléments ont une largeur apparente de moins d'un doigt tenu à bout

de bras

Cirrostratus voile de nuages blanchâtres plus ou moins transparents, d'aspect fibreux ou lisse, couvrant le ciel en partie ou en totalité, et produisant souvent des phénomènes lumineux tels halos et parhélies

10.1.2 Niveau moyen

La base des nuages de niveau moyen se situe entre 2 et 6 km, 6 500 et 20 000 pi d'altitude. À cette hauteur, la température est fréquemment sous le point de congélation.

Cependant, il peut arriver, surtout l'été, qu'elle soit au-dessus de 0°C. En conséquence, ces nuages ne sont pas toujours constitués que de cristaux de glace. Ils peuvent être formés de gouttelettes surfondues ou non.

Altostratus banc, nappe ou couche de nuages blancs ou gris, avec en général des ombres propres, formés de lamelles, de galets, de rouleaux, etc., quelquefois partiellement fibreux ou flous, soudés ou non. La plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente variant entre un et trois doigts à bout de bras

Altostratus castellanus altostratus avec protubérances cumuliformes, dans au moins une portion de la partie supérieure; les petites tours, dont certaines sont plus hautes que larges, sont reliées par une base commune et semblent être disposées en lignes

Altostratus nappe ou couche de nuages grisâtres ou bleuâtres, d'aspect strié, fibreux ou uniforme, couvrant le ciel en totalité ou en partie, ayant parfois des parties assez minces pour laisser voir le soleil de façon diffuse

Nimbostratus couche de nuages gris, souvent foncés, dont l'aspect est rendu flou par des chutes de pluie ou de neige plus ou moins continues qui atteignent le sol dans la plupart des cas : couche assez épaisse dans toute son étendue pour masquer complètement le Soleil

10.1.3 Niveau inférieur

Les nuages suivants ont tous une base allant de la surface à 2 km, 6 500 pi d'altitude. Cependant, la base des cumulus ou des cumulonimbus peut parfois être à 3 km, 10 000 pi, et même davantage, surtout par temps très sec. Selon la hauteur du niveau de congélation qui varie selon les saisons, les nuages sont composés de gouttelettes, surfondues ou non, de cristaux de glace ou de l'un et l'autre.

Stratocumulus banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, comportant le plus souvent des parties foncées formées de dalles, de galets, de rouleaux, non fibreux, sauf pour le virga, soudés ou non; la plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente de plus de trois doigts à bout de bras

Stratus couche de nuages normalement gris, avec base assez uniforme, souvent assez près du sol; lorsque le Soleil est visible à travers les nuages, son contour est assez facile à voir; sauf par temps très froid, il ne produit pas de halo

Stratus fractus stratus déchiqueté. Il est constitué des mêmes éléments que le stratus

Cumulus nuages détachés, normalement denses et à contours nets, se développant verticalement sous forme de mamelons, de dômes ou de tours; les parties de ces nuages éclairées par le Soleil sont habituellement d'un blanc éclatant; leur base est relativement foncée et presque horizontale

Cumulus fractus le cumulus fractus est en fait un cumulus déchiqueté; par conséquent, il est de même composition que le cumulus

Cumulus congestus cumulus très gonflés, bourgeonnants, dont les dômes ou les tours ont l'aspect d'un chou-fleur

Cumulonimbus nuages lourds et denses, avec une extension verticale

considérable, en forme de montagne ou de tours immenses; normalement, sa partie supérieure est au moins partiellement lisse, fibreuse ou striée, et presque toujours aplatie; cette partie s'étend souvent et prend la forme d'une enclume ou d'un vaste panache; elle est constituée de gouttelettes surfondues ou non et de cristaux de glace; le givrage y est habituellement important

10.2 FORMATION

Si les nuages sont faits de particules d'eau liquide ou solide, et qu'ils sont en suspension dans l'atmosphère, il doit par conséquent y avoir condensation ou sublimation pour qu'ils puissent se former.

10.2.1 Formation par refroidissement

- **Ascendance orographique**

Lorsque le vent souffle sur un versant, l'air s'élève, se détend et se refroidit de façon adiabatique. S'il est suffisamment humide, il peut atteindre le point de saturation en se refroidissant de plus en plus.

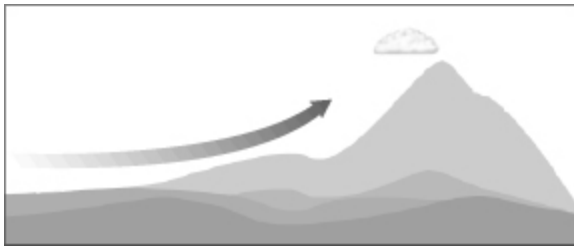


Figure 10-1 Air relativement sec

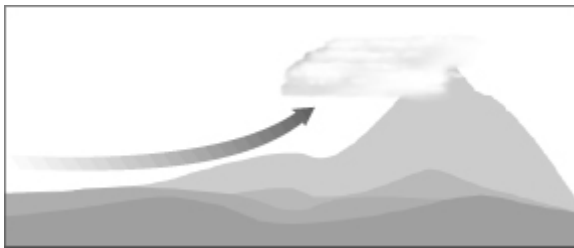


Figure 10-2 Air humide et stable

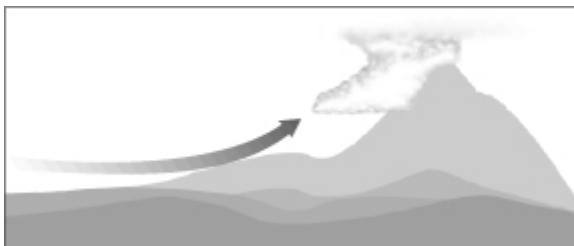


Figure 10-3 Air humide et instable

C'est ainsi que sont formés les nuages dont le genre est fonction de la température et de la stabilité. Les nuages les plus courants sont les altonimbus, les stratocumulus et les cumulus. Les figures 10.1, 10.2 et 10.3 donnent des exemples de nuages formés par ascendance orographique.

Étant associé au relief, ce type de nuages a tendance à demeurer sur place. Dans certaines conditions, l'action du vent sur le relief peut créer des ondes qui s'étendent bien en aval du sommet montagneux, auxquelles sont associés des nuages de forme lenticulaire.

- Ascendance frontale

Lors du passage d'un front, l'air chaud est soulevé au-dessus de l'air froid. Le processus de soulèvement ressemble un peu à celui de l'ascendance orographique. Le genre de nuages dépend du type de front, froid ou chaud, de l'humidité et de la stabilité de la masse d'air chaud.

- Ascendance par turbulence mécanique

La surface de la Terre présente de nombreuses irrégularités plus ou moins importantes. C'est ce qu'on appelle la rugosité. On dit que la rugosité est maximale dans une zone de hautes montagnes, et minimale sur la surface de la mer.

La rugosité du sol affecte la circulation près de la surface. Cette circulation devient turbulente et tourbillonnaire quand il y a des zones d'ascendance et de descente de petites dimensions se voisinant de façon plus ou moins régulière. La couche atmosphérique dans laquelle se produit cet écoulement turbulent et tourbillonnaire est appelée couche de frottement.

L'épaisseur de la couche de frottement dépend de la vitesse du vent, du degré de rugosité et de stabilité. La couche de frottement est très mince au-dessus de la mer et dans l'air stable, mais elle peut atteindre plusieurs centaines de mètres en terrain montagneux et en air instable.

Si l'air est très stable et sec, cette couche sera trop mince pour qu'il s'y forme des nuages. Si l'air est très stable et relativement humide, il y aura formation de nuages stratiformes.

Si l'air est instable, la couche de frottement sera plus épaisse et la turbulence mécanique engendrera des nuages convectifs de façon plus ou moins organisée, telles les rues de cumulus. Lorsque la couche d'air instable est le moins épaisse, le développement des nuages convectifs se fait alors indépendamment de la turbulence mécanique.

- Ascendance associée à la convection

Les mouvements convectifs dans l'air non saturé peuvent donner naissance à des cumulus, s'ils atteignent une altitude suffisante pour qu'il y ait condensation. Si la couche supérieure est encore instable, ces cumulus se développeront davantage pour devenir des cumulus congestus, et éventuellement des cumulonimbus.

La convection peut aussi se développer à l'intérieur d'autres nuages si l'air est suffisamment instable. Des cumulus congestus ou des cumulonimbus peuvent alors s'imbriquer dans un nimbostratus ou se développer à partir d'une base de stratocumulus.

Des développements verticaux sont parfois observés dans des bancs d'altocumulus; ils appartiennent alors à l'espèce castellanus, qui produit exceptionnellement, de petits cumulonimbus.

- Convergence en surface

Lorsque dans une zone il entre plus d'air qu'il n'en sort au plan horizontal, le "surplus" d'air est forcé de s'élever. À grande échelle, ce phénomène se produit surtout en présence de dépressions, puisque les vents près du sol convergent vers le centre de la dépression. À petite échelle, la convergence peut être causée par l'orographie.

- Divergence en altitude

La circulation en altitude est telle qu'il se produit à l'horizontale des zones de divergence et de convergence. Cette situation donne naissance à des mouvements verticaux compensatoires.

Ainsi, s'il y a en altitude une zone de divergence horizontale, on peut imaginer que le vide créé tend à être comblé par de l'air venant des couches inférieures et, dans une moindre mesure, des couches supérieures; il y a donc mouvement

ascendant sous cette zone.

Ces zones de divergence en altitude forment ce qu'on appelle des creux, et les zones de convergences, des crêtes. Les creux et les crêtes en altitude se succèdent et se déplacent en mouvements ondulatoires qu'on nomme ondes courtes.

Il peut y avoir au même moment plusieurs ondes courtes sur le continent mais que peu de ces ondes plus longues, 2 ou 3 au plus, dites planétaires, ondes de Rossby ou grandes ondes, dont la divergence ou de la convergence n'est pas aussi intense.

Sur une carte en altitude, on en différencie la configuration par rapport à celle des ondes courtes en suivant le mouvement ondulatoire des isohypses; elles sont facilement détectables sur les photos satellitaires des formations nuageuses qui leur sont associées.

De fait, les altocumulus sont typiques des creux d'onde courte. Quand l'air est très instable au niveau moyen, des altocumulus castellanus et même de petits cumulonimbus peuvent se former, accompagnés d'averses ou d'orages.

10.3 PRÉCIPITATIONS

Les précipitations, intimement liées aux nuages, sont d'autres indices par lesquelles les pilotes peuvent prévoir les conditions.

En observant une nappe de nuages par le dessous, il est souvent difficile de se faire une idée de sa structure verticale; c'est donc la nature ou le caractère des précipitations, la dimension des gouttelettes notamment, qui donne l'indice le plus valable de la présence d'une autre couche de nuages.

Il y a une limite au volume que peut atteindre une gouttelette formée uniquement par condensation. Dans un nuage d'air stable tel le stratus, comme le mouvement vertical est trop faible pour porter les gouttelettes, celles-ci tombent lentement vers le sol sous forme de bruine.

Lorsque le mouvement ascendant est plus fort, les gouttelettes grossissent davantage avant de devenir assez lourdes pour se libérer des courants verticaux et tomber sous forme de précipitations. Toutefois, la grosseur des gouttes de pluie est telle qu'il faut d'autres mécanismes de croissance pour expliquer leur taille.

Lorsque la température d'un nuage est inférieure au point de congélation, il peut y avoir coexistence de cristaux de glace et de gouttelettes surfondues. Or, étant donné que la tension de vapeur est plus faible pour la glace que pour l'eau surfondue, et que l'air humide y a atteint son point de saturation, il est donc, dans ce cas, déjà sursaturé par rapport à la glace.

Cette propriété de la vapeur d'eau fait en sorte que dès qu'il y a formation de cristaux de glace dans un nuage, ceux-ci se mettent à grossir, souvent aux dépens des gouttelettes. C'est ce qu'on appelle l'effet Bergeron : après avoir atteint une taille suffisante, ils tombent du nuage et fondent dans une couche où la température est supérieure au point de congélation.

Mais la croissance des cristaux de glace par le seul effet Bergeron est plutôt lent 4 heures pour obtenir une goutte de pluie de seulement 2 mm. Comme les cumulonimbus donnent souvent des gouttes beaucoup plus grosses en quelques minutes seulement, il y a donc un autre processus.

La coexistence dans les nuages de gouttelettes et de cristaux de taille et de masse très variées laisse supposer que tous ces éléments se déplacent à des vitesses bien différentes, entrent fréquemment en collision et se soudent. Il s'agit de croissance par coalescence.

Plus la turbulence est importante à l'intérieur du nuage, ce qui est le cas des gros cumulus et des cumulonimbus entre autres, plus la coalescence est importante. C'est ce qui explique que les plus gros flocons de neige ou les plus grosses gouttes de pluie viennent généralement des nuages convectifs.

Le caractère des précipitations est donc lié au genre ou à l'espèce des nuages. Les précipitations continues ou intermittentes viennent surtout de nuages stratiformes, alors que les averses sont caractéristiques des nuages convectifs.

10.3.1 Classification et définition des précipitations

Tableau 10.2 Nuages et précipitations associées

Précipitations	Nuage
Bruine, bruine verglaçante, neige en grains	Stratus
Neige, pluie – continue ou intermittente	Nimbostratus, altostratus, altocumulus, stratocumulus
Averses de neige, de pluie	Cumulonimbus, cumulus congestus, altocumulus castellanus
Neige roulée, grésil — en averses	Cumulonimbus, cumulus congestus
Grésil — continu	Nimbostratus, altostratus, altocumulus, stratocumulus
Grêle	Cumulonimbus
Cristaux de glace	Ciel clair

- Bruine

Gouttes très fines en précipitations assez uniformes; d'un diamètre maximum de 0,5 mm, elles tombent très doucement en semblant flotter dans l'air, et ne forment aucun cercle concentrique dans les flaques.

- Bruine surfondue ou verglaçante

Bruine dont les gouttes surfondues gèlent au contact d'un corps solide dont la température est inférieure au point de congélation.

- Pluie

Gouttes plus grosses que la bruine, de diamètre supérieur à 0,5 mm, formant des cercles concentriques dans les flaques.

- Pluie surfondue ou verglaçante

Gouttes surfondues qui gèlent au contact d'un corps solide dont la température est inférieure au point de congélation.

- Neige

Cristaux de glace, la plupart ramifiés, souvent sous forme d'étoiles, et souvent entrelacés pour former de gros flocons lorsque la température voisine le point de congélation; un flocon a la plupart du temps une structure en 6 pointes.

- Neige roulée

Particules de glace blanches et opaques, soit sphériques, soit coniques, d'un diamètre de 2 à 5 mm, qui se désintègrent facilement et tombent toujours en averses.

- Neige en grains

Très petits grains de glace, blancs et opaques, plutôt plats ou allongés, d'un diamètre généralement inférieur à 1 mm.

- Granules de glace ou grésil

Glace transparente ou translucide, de forme sphérique ou irrégulière, dont le diamètre ne dépasse pas 5 mm, qui tombe sous forme de gouttes de pluie congelées ou de flocons de neige en grande partie fondus et congelés de nouveau généralement près du sol; sous cette forme, ils ne tombent pas en averses.

Ou bien neige roulée enrobée d'une mince couche de glace formée par la congélation des gouttelettes interceptées ou de l'eau provenant de la fonte partielle de cette neige. Ce type peut tomber sous forme d'averses.

- Grêle

Billes ou morceaux de glace dits grêlons, de 5 à 50 mm de diamètre, sinon plus, séparés les uns des autres ou soudés en blocs irréguliers. Les grêlons sont presque exclusivement formés de glace transparente, ou d'une série de couches de glace transparente alternant avec des couches de glace translucide. La grêle tombe en averses, souvent lors d'orages violents.

- Cristaux de glace

Glace non ramifiée ayant la forme d'aiguilles, de colonnes ou de plaques, de dimension souvent si petite, qu'ils semblent en suspension. Ces cristaux peuvent tomber d'un ciel clair.

10.4 BROUILLARD

Le brouillard est un amas de fines gouttelettes ou de fins cristaux de glace, accompagné de fines particules hygroscopiques saturées d'eau, souvent de taille microscopique, réduisant la visibilité en surface. Sa composition est donc identique à celle d'un nuage dont la base toucherait le sol.

Par convention, ce phénomène réduit la visibilité horizontale à moins de 1 km, 5/8 mi. Lorsque la visibilité atteint ou dépasse cette valeur, on parle plutôt de brume. Par ailleurs, comme la brume se produit généralement dans l'air très humide, il est probable que si on en observe dans une atmosphère relativement sèche, il s'agira de brume sèche, formée alors de particules sèches.

Le brouillard se forme d'une façon quasi identique à celle des nuages, c'est-à-dire d'air sursaturé par refroidissement autour d'une quantité suffisante de noyaux de condensation. L'ajout de vapeur d'eau provient soit de l'évaporation du sol ou de la mer, soit des précipitations.

Près des côtes, c'est essentiellement le sel marin qui forme les noyaux, tandis que dans les terres, ils sont surtout constitués de particules de poussière, de fumée ou de pollution automobile et industrielle. Même dans l'Arctique, il est connu que le brouillard est causé par les particules de combustion éjectées des moteurs.

Par ailleurs, la dissipation et le déplacement du brouillard sont liés à des processus physiques dont l'action n'est efficace que si les phénomènes qui le créent et le maintiennent disparaissent.

Au-dessus du sol, le premier de ces processus a trait au rayonnement du Soleil, qui le dissipe en en réchauffant le dessus et la surface tout autour, à condition qu'aucun nuage n'interfère.

Sur mer, le brouillard se dissipe de façon différente. Comme le Soleil ne peut réchauffer l'eau suffisamment, le brouillard ne se dissipera qu'avec un changement de direction du vent, ou si la surface marine en aval est plus chaude et que le vent accélère; par contre, il se maintiendra si le vent le pousse vers une surface marine plus froide.

10.4.1 Brouillard de rayonnement

La nuit ou très tôt le matin, lorsque l'air contient assez d'humidité pour permettre la condensation à la suite du refroidissement par rayonnement, il se forme un brouillard de rayonnement; mais encore faut-il que l'effet de refroidissement nécessaire à l'atteinte du point de rosée soit maintenu ou renforcé par un ciel clair ou un ciel nuageux associé à des vents faibles.

Ce type de brouillard se dissipe généralement une heure ou deux après le lever du Soleil, soit au moment où son rayonnement devient assez important pour augmenter la température du sol.

S'il s'ajoute une couche nuageuse qui empêche le Soleil de le réchauffer suffisamment, il peut par contre persister une bonne partie de la matinée et même s'épaissir davantage, ou encore se soulever et former une couche de stratus à basse altitude, couche qui peut persister quelques heures; ce qui est peu fréquent.

La topographie a une influence importante sur la formation du brouillard de

rayonnement. Il se formera plus volontiers dans les vallées ou les terres basses, plus rarement sur les plateaux, les collines ou les flancs de montagne, et presque jamais sur les grands plans d'eau.

10.4.2 Brouillard d'advection

Lorsqu'une masse d'air chaud et humide est poussée au-dessus d'une surface relativement froide, l'air est refroidi par contact avec cette surface et sa température descend pour rejoindre la température de la surface froide.

Cependant, si la température de l'air atteint le point de rosée en diminuant, l'air deviendra saturé et formera brouillard. Dans certains cas, la température de l'air et du point de rosée diminuera encore un peu sous l'action de la surface froide et on aura un brouillard d'advection.

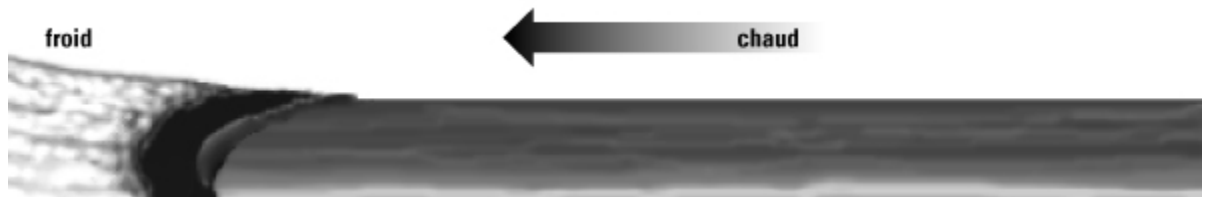


Figure 10-4 Formation du brouillard d'advection

Ce brouillard peut être accompagné de vents de 12 noeuds ou plus. Si le vent est fort, la turbulence mécanique peut soulever le brouillard et former des stratus. Cependant, ce n'est pas toujours le cas puisqu'on a déjà vu des brouillards d'advection dans la baie d'Hudson avec des vents de 30 noeuds.

Le brouillard d'advection peut se former lorsque de l'air humide passe d'une zone chaude de l'océan à une zone où l'eau est froide. Dans ce cas, le brouillard s'étale et demeure jusqu'à ce que la direction du vent change. Comme la surface de l'eau ne subit pas les effets du réchauffement diurne de façon importante, le brouillard ne se dissipera pas au cours de la journée.

Au-dessus du sol, ce brouillard se forme lorsque l'air provient de la mer. Dans certains cas, il s'étale loin à l'intérieur des terres, mais la présence d'une rangée de collines le retiendra sur la côte.

Si le réchauffement est suffisant, le brouillard terrestre s'amenuise ou se lève au cours de la journée pour se reformer la nuit. Si une nappe nuageuse se trouve au-dessus du brouillard, celui-ci peut ne pas s'amincir ou se lever et demeurer jusqu'à ce que la direction du vent change.

Le secteur chaud d'une dépression frontale, qui se déplace vers le Nord au-dessus d'un sol plus froid, favorise évidemment la formation du brouillard d'advection.

10.4.3 Brouillard de pente

Le brouillard de pente se forme à la suite du refroidissement et de l'expansion de l'air en ascension. Il se forme souvent par vents modérés. Par vent fort, on aura plutôt des stratus ou des stratocumulus causés par de la turbulence mécanique.

En montagne, un observateur situé dans une vallée notera la présence de nuages, alors qu'un autre situé près du sommet observera du brouillard.

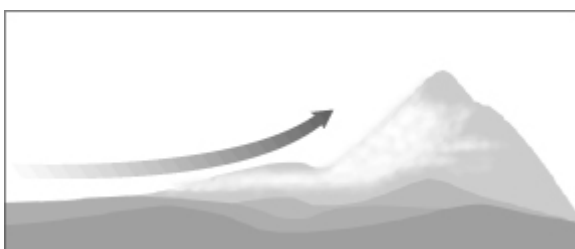


Figure 10-5 Formation du brouillard de pente

10.4.4 Brouillard des surfaces enneigées

Lorsque l'air chaud du printemps circule au-dessus d'une surface enneigée, il est refroidi. Si la température descend alors jusqu'au point de rosée, la saturation créera un brouillard difficile à dissiper en raison du refroidissement entretenu par la présence de la neige.

10.4.5 Brouillard d'évaporation ou fumée de mer arctique

Tôt le matin, particulièrement au printemps ou en automne, les rivières ou les petits lacs semblent fumer, parce que l'eau est plus chaude que l'air. La vapeur d'eau qui s'en dégage sature l'air froid et produit un brouillard en traînées de fumée; ces traînées sont causées par les courants verticaux provoqués par le réchauffement.

Si le réchauffement est assez prononcé pour créer de l'instabilité en altitude, des nuages de type cumulus se formeront. Cette situation se produit en hiver lorsque l'air arctique se déplace au-dessus d'une vaste zone maritime.

Au fur et à mesure que l'air froid progresse au-dessus de l'eau, il y a brouillard d'évaporation suivi de nuages cumuliformes. Dans les zones arctiques, ce brouillard se forme alors que l'air passe des surfaces glacées aux vastes étendues d'eau; il prend le nom de fumée de mer arctique.

Dans ce cas, c'est le point de rosée qui s'est élevé à la température de l'air, à la suite de l'enrichissement en vapeur d'eau causé par l'évaporation.

10.4.6 Brouillard préfrontal et frontal

Un front est souvent précédé d'un brouillard. Le brouillard préfrontal est associé au front chaud et résulte lui aussi de la saturation de l'air froid, mais par évaporation de la pluie tombant de l'air chaud.

Quant au brouillard qui suit souvent le front chaud, il est dû au refroidissement par advection, et se produit lorsque l'air chaud passe au-dessus d'une surface froide.

Les autres brouillards associés aux fronts sont appelés brouillards frontaux.

10.4.7 Brouillard givrant

Le brouillard givrant est très fréquent en saison froide lorsque la température de l'air près de la surface est inférieure à 0 °C et que l'air est assez humide. Ce brouillard est constitué principalement de gouttelettes surfondues qui se transformeront en givre au contact des objets. Le givre enveloppera tous les objets dont la température est inférieure au point de congélation.

Cette situation survient par matins froids et souvent par ciel dégagé. Il faut alors dégivrer les appareils avant décollage. Ce type de brouillard ressemble au brouillard de rayonnement.

10.4.8 Brouillard glacé

À de très basses températures, dans une masse d'air continental arctique par exemple, la quantité de cristaux de glace peut devenir telle que le phénomène réduira nettement la visibilité. Ces cristaux se seront formés par sublimation.

Par grand froid, le seul fait de lancer un moteur peut soudainement en former, parce que les gaz d'échappement contiennent la vapeur d'eau et les noyaux de condensation nécessaires à la sublimation. De plus, la turbulence causée par l'hélice devient un parfait agent de mélange.

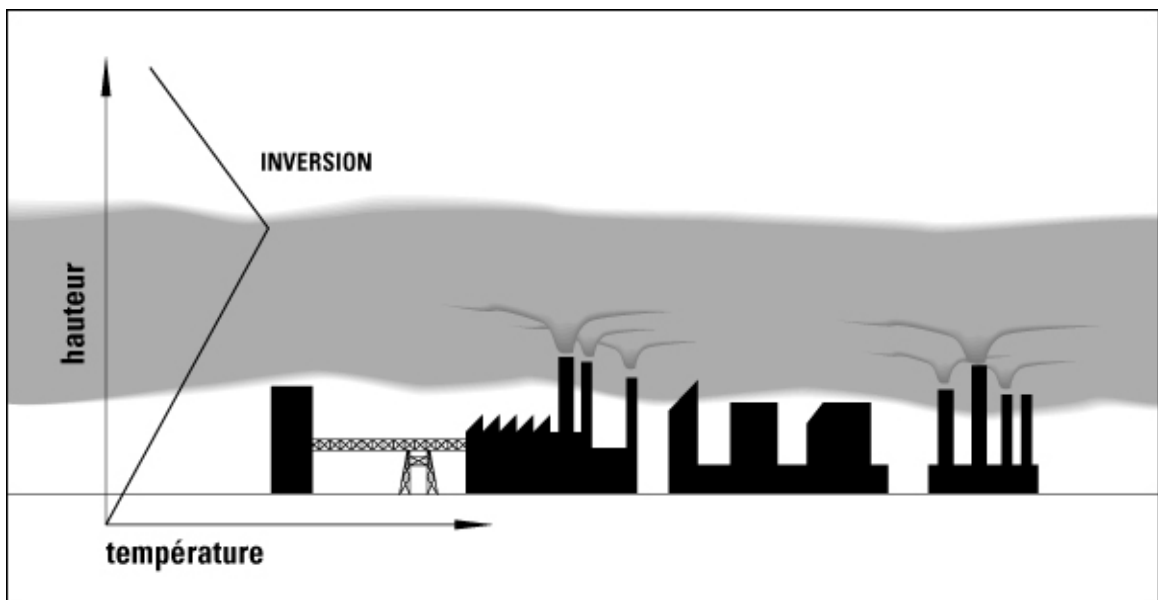


Figure 10.6 Fumées et polluants bloqués par inversion dans une masse d'air stable

10.4.9 Brouillard d'inversion

Une couche de stratus qui plane au-dessus du sol est souvent l'indice d'une inversion. Si cette couche se prolonge vers le bas et touche le sol, on aura du brouillard d'inversion.

Ce brouillard peut être accompagné de faibles précipitations liquides. Si ces précipitations sont fortes, le brouillard se lèvera mais les stratus demeureront.

11. VISIBILITE

La visibilité est un des éléments les plus importants de l'atterrissage et du décollage; c'est d'elle et des plafonds dont dépend la décision de fermer un aéroport.

De fait, elle est l'essentiel des appréhensions des pilotes et des équipages qui ont à identifier avant chaque départ la nature et l'étendue horizontale et verticale de tout obstacle sérieux à la vue, pouvant avoir un effet sur l'itinéraire ou la destination.

11.1 DÉFINITION

La plupart des gens définiront la visibilité comme étant la plus grande distance à laquelle un objet peut être normalement identifié. Cependant, le mot visibilité, tel qu'employé dans les observations et les prévisions météorologiques, a une définition différente, en ce sens que c'est la visibilité dominante qu'on mesure et prévoit.

Pour mesurer la visibilité dominante à un aéroport, on doit estimer la visibilité à l'horizontale, à 1,8 m du sol, à tous les quadrants. et ne retenir que la visibilité maximale commune à au moins la moitié de l'horizon. Habituellement, mais pas toujours, cette observation fournit une bonne indication des conditions ayant un effet sur l'atterrissage et le décollage.

Mais en vol ou à l'atterrissage, c'est la portée visuelle oblique qui est primordiale, c'est-à-dire celle qu'on a de l'avion. Le point au sol le plus éloigné qu'on puisse identifier en est la référence. Or, prévisions et bulletins météorologiques ne donnent qu'une indication indirecte de cette portée.

Le terme visibilité verticale, associée au plafond, est par ailleurs utilisé pour décrire une nappe qui obscurcit le ciel et dont la base en contact avec le sol fait obstacle, mais c'est seulement en vol qu'on peut savoir si la visibilité est supérieure ou inférieure à ce qui est annoncé, dépendant notamment de l'éclairage, des contrastes et de la nature de l'environnement.

Il peut arriver que la visibilité dominante diffère considérablement de la portée visuelle oblique à altitudes relativement basses.

- Une mince nappe de brouillard peut grandement réduire la visibilité dominante, sans réduire la portée visuelle oblique à 1 500 m d'altitude. Cependant, les dernières étapes de l'atterrissage présenteraient quelques difficultés.

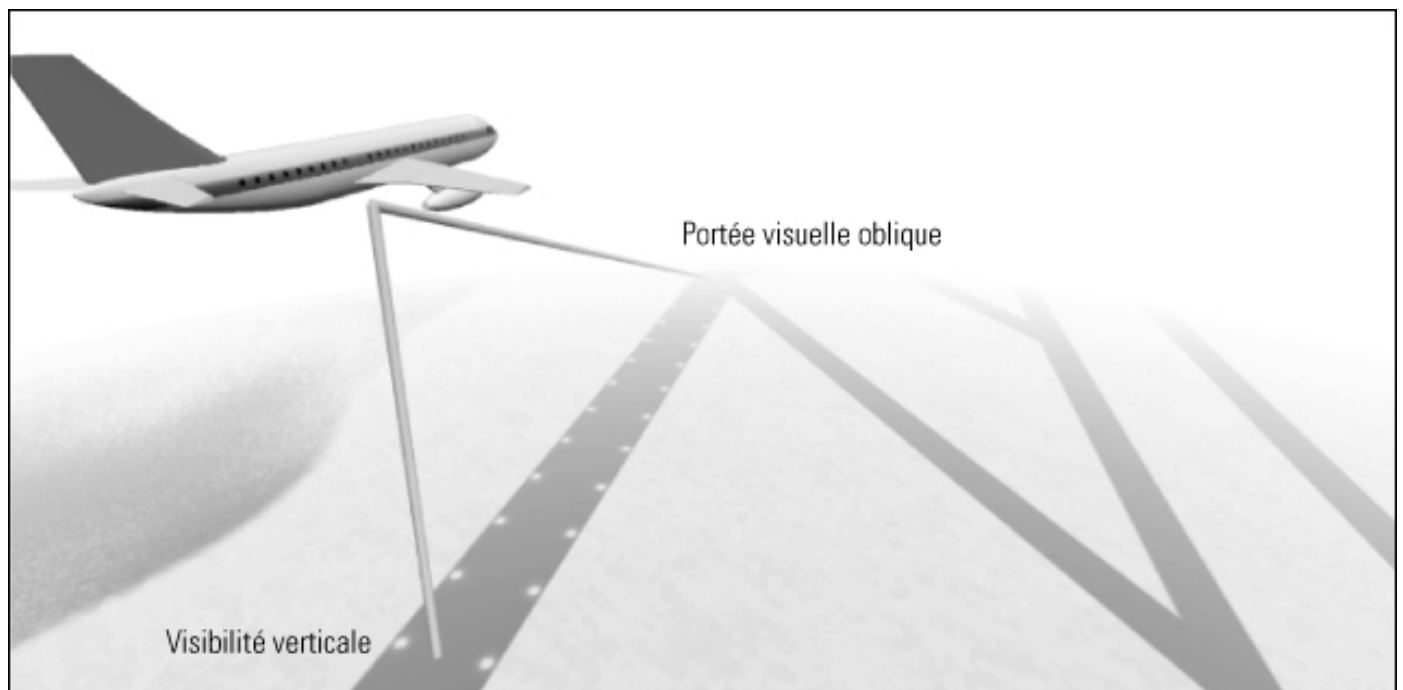


Figure 11-1 Visibilité verticale et oblique.

- La visibilité en surface peut être assez bonne s'il n'y a que des nappes de brume, mais en vol elles rendent difficile l'identification de la topographie.

L'expérience démontre aussi qu'en cas de fumée ou de brume, la visibilité est meilleure si le Soleil est derrière soi, parce que la fumée et la brume augmentent la réverbération. La nuit, par contre, les objets se découpent mieux face à la Lune.

11.2 RESTRICTIONS

Outre les plafonds et la brume, plusieurs phénomènes affectent la visibilité. Les pilotes avertis ne voleront jamais sans avoir pris connaissance des plus récentes données météorologiques, même pour une envolée à courte distance.

11.2.1 NUAGES

La visibilité peut varier considérablement à l'intérieur d'un nuage. Dans les nuages minces, la visibilité peut atteindre 1 km, tandis que dans les nuages denses porteurs de pluie, elle peut être réduite à quelques mètres seulement.

Il faut prêter une attention particulière aux stratus. Une fois dans ces nuages bas, la visibilité est fréquemment nulle. Lorsqu'ils touchent le sol, ils représentent un risque notable d'accident lors des manœuvres de décollage et d'atterrissage.

11.2.2 PRÉCIPITATIONS

Même si son ruissellement sur le pare-brise nuit grandement au pilote, la pluie ne réduit pas sérieusement la visibilité. Même très forte, il est rare qu'elle la rende inférieure à 2 km, mais elle peut l'amenuiser considérablement si elle est associée au brouillard.

En ce qui a trait aux hélicoptères, le problème de ruissellement causé par une forte pluie sera plus important, puisqu'il produit une distorsion de la vision. Comme il crée l'illusion que les objets sont plus loin, le risque d'écrasement est non négligeable.

Comme la bruine est composée de gouttelettes beaucoup plus nombreuses que la pluie, elle pose aussi un sérieux problème. Elle est souvent associée au brouillard et se compose en bonne partie de pollution industrielle.

Une chute de neige légère suffit également à réduire substantiellement la visibilité. Si les précipitations s'intensifient, elle peut n'être que de quelques mètres.

Les précipitations verglaçantes affectent la visibilité de la même façon que les autres types de précipitations. Cependant, la glace qui se dépose sur le pare-brise ajoute de la distorsion. Les précipitations verglaçantes nuisent donc davantage que les précipitations non verglaçantes.

11.2.3 BROUILLARD

Le brouillard, toujours près de la surface, est formé de gouttelettes ou de cristaux de glace. Il réduit la visibilité à moins de 1 km, 5/8 mi.

11.2.4 BRUME OU BRUME SÈCHE

La brume est composée de particules tellement petites qu'on ne peut ni les sentir ni les distinguer les unes des autres; elles forment habituellement un voile continu. Dans la brume, la visibilité est toujours supérieure à 1 km, 5/8 mi.

11.2.5 FUMÉE ET CENDRES VOLCANIQUES

La pollution par la fumée peut constituer un grave problème près des zones industrielles

ou des régions où sévit un feu de forêt. Si l'air est stable, comme dans le cas d'une inversion dans les couches inférieures, les impuretés s'accumulent dans les basses couches et réduisent alors grandement la visibilité.

La présence de courants verticaux aidera à diluer la pollution et améliorera la visibilité en surface. En outre, un vent fort et une forte turbulence concentrera la pollution sous le vent et améliorera la visibilité dans les couches inférieures.

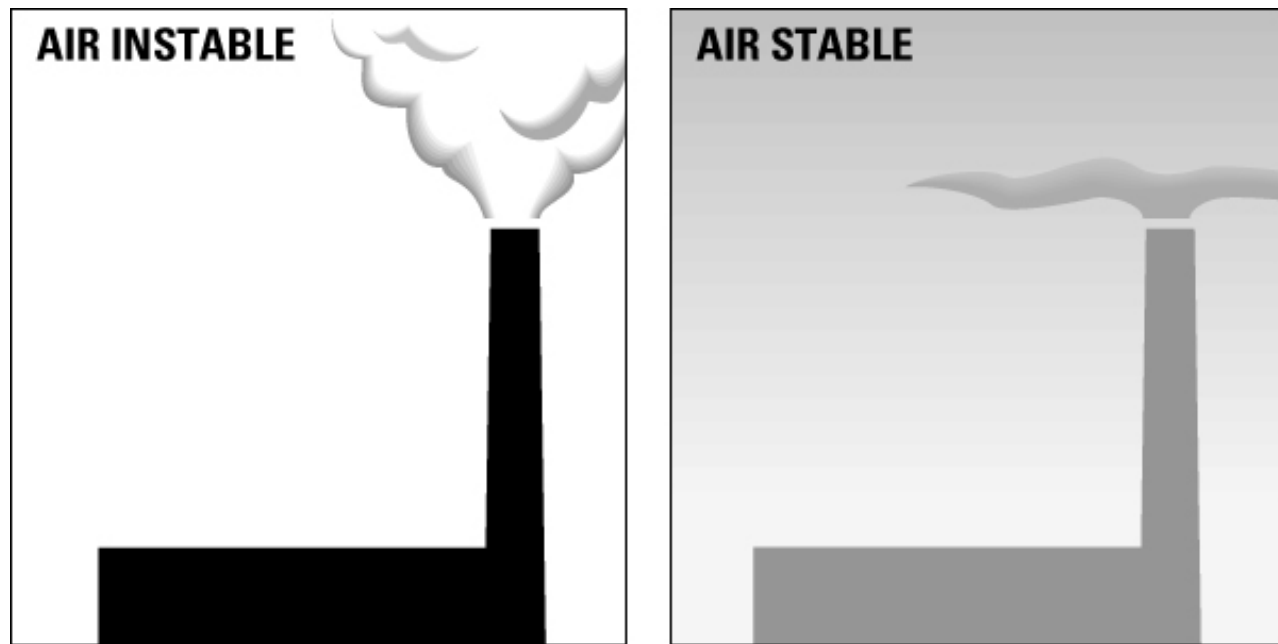


Figure 11-2 Visibilité en air instable ou stable.

Si, en surface, les particules de fumée sont des noyaux de condensation qui favorisent la formation de brouillard, il arrive que la densité de la fumée des feux de forêt, transportée sur de grandes distances à de hautes altitudes, réduise aussi la visibilité, même si le ciel est clair dans les bas niveaux.

Le même phénomène se produit avec les cendres volcaniques. Néanmoins, les cendres volcaniques sont encore plus dangereuses que la fumée; en plus de réduire la visibilité, elles peuvent être aspirées par les moteurs et en provoquer l'arrêt.

11.2.6 CHASSE-POUSSIÈRE ÉLEVÉ

Le chasse-poussière se produit dans l'air instable qui se déplace au-dessus de zones semi-arides. L'action en spirale des courants verticaux soulève la poussière à des altitudes souvent considérables.

Par air stable, des vents modérés peuvent chasser la poussière mais en ne la soulevant qu'à environ 1 m; ce qui ne réduit pas la visibilité au niveau des yeux. Dans ce cas, il s'agit d'un chasse-poussière bas.

En début de printemps, les chasse-poussière sont courants derrière les fronts froids qui se déplacent rapidement à travers les prairies, en raison de l'importante instabilité que crée l'air froid lorsqu'il passe de la surface enneigée au sol libre de neige. Le mouvement tourbillonnaire qui en résulte peut provoquer un chasse-poussière qui réduira la visibilité sur une vaste étendue.

11.2.7 CHASSE-NEIGE ÉLEVÉ ET POUDRERIE

Le chasse-neige est une forte circulation d'air instable qui balaie de la neige sèche. Comme pour le chasse-poussière, la réduction de la visibilité peut se faire sentir à une altitude importante. Dans les zones arctiques, ce problème revêt une importance

particulière.

11.2.8 CHASSE-NEIGE BAS

Le chasse-neige bas n'affecte que les couches inférieures et ne réduit pas la visibilité au niveau des yeux. Il peut cependant masquer temporairement les pistes.

12. ORAGES ET TORNADES

Un orage est un des phénomènes atmosphériques les plus spectaculaires. Du point de vue de l'aéronautique, il comporte des conditions de vol qu'il convient d'étudier avec soin. Même si les pilotes bien expérimentés au vol aux instruments et connaissant à fond la structure et l'évolution des orages peuvent mener à bien un vol dans un orage, il est sage d'éviter autant que possible les structures orageuses.

12.1 CONDITIONS

Dans tous les cas d'orage important, l'air est instable en profondeur, de la surface aux hautes altitudes. Comme préalables, il doit y avoir une l'humidité relative élevée dans les bas niveaux, un air plus sec en altitude, et très souvent un facteur important de soulèvement, tel une montagne ou un front froid.

12.2 STRUCTURE ET FORMATION

Un nuage d'orage est composé de cellules à divers stades de sa formation. Au plan horizontal, la masse nuageuse peut couvrir de 30 à 500 km. Généralement, ces cellules sont reliées entre elles par d'importantes couches de nuages.

Certains orages peuvent n'être formés que d'une seule cellule, mais celle-ci ne prendra pas l'importance qu'acquiert une cellule faisant partie d'un système multicellulaire. À mesure que l'orage évolue, chaque cellule grossit et gagne une altitude supérieure à celle de la cellule précédente.

12.2.1 STADE CUMULUS

En son début, chaque orage est un cumulus. À ce stade, un courant ascendant prédomine dans toute la cellule, courant vertical qui atteint habituellement sa vitesse maximale dans sa partie supérieure, en fin d'étape. Il n'est pas rare que ce courant atteigne une vitesse de 16 m/s. À chaque niveau de ce courant, la température est supérieure à l'air environnant. Le diamètre de la cellule peut avoir de 2 à 10 km.

12.2.2 STADE DE MATURITÉ

Lorsque le courant ascendant gagne de hautes altitudes, une abondance de cristaux de glace et de gouttelettes crée des précipitations. L'apparition des précipitations à la surface indique que l'orage a atteint sa phase de maturité. La traînée des précipitations est un des agents initiateurs du courant descendant.

Au début, ce courant descendant ne touche que les couches intermédiaires et inférieures de la cellule. Il augmente graduellement aux plans horizontal et vertical, bien qu'il n'atteigne jamais le sommet du nuage.

L'écoulement de l'air descendant qui s'étale au sol amène des changements marqués dans les conditions en surface. Au cours de cette phase, la cellule peut atteindre une altitude de 9 à 12 km et, dans certaines zones, jusqu'à 20 km.

À l'occasion, un nuage en rouleau se produit au front d'attaque de l'orage, sous l'effet de frottement des courants descendant et ascendant. Leur phase de maturité dure habituellement de 15 à 30 mn.

12.2.3 STADE DE DISSIPATION

Le courant descendant gagne graduellement toute la cellule, sauf la partie du sommet où le courant ascendant perdure. À ce stade, l'orage

est parvenu au stade de dissipation. La pluie cesse graduellement et le sommet de la cellule s'effiloche en forme d'enclume.

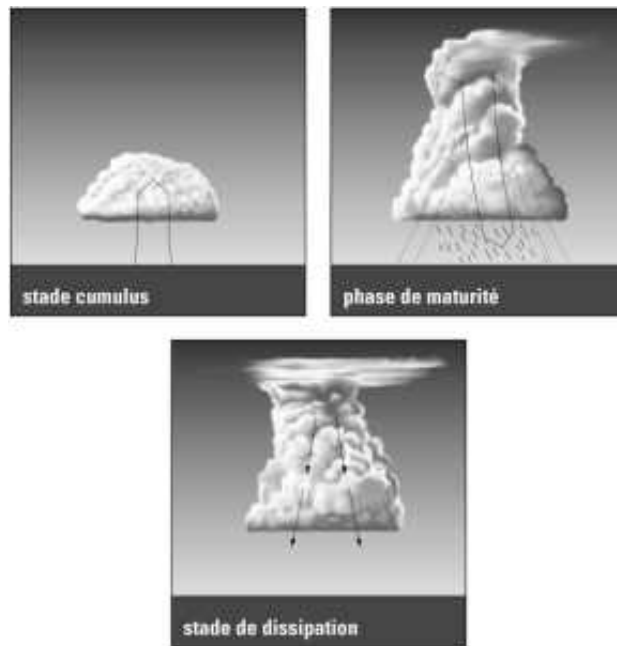


Figure 12-1 évolution d'une cellule orageuse

12.3 TYPES

On classifie les orages selon leur processus de formation. Il y a les orages de masse d'air, et ceux associés aux fronts. Dans les 2 cas, ces orages peuvent être très destructeurs. Cependant, le déplacement d'un front, qui génère des orages, est facilement détectable par photos satellitaires ou radar. Par conséquent, il est donc plus facile de prévoir les orages frontaux que ceux des masses d'air.

12.3.1 ORAGE DE MASSES D'AIR

Les orages peuvent se produire par suite du réchauffement diurne, du passage d'air froid et humide sur une surface plus chaude ou par ascendance orographique. La topographie est donc un facteur très important.

Même si une masse d'air a des propriétés de température et d'humidité relativement uniformes au plan horizontal, la topographie peut changer localement ces propriétés. Par exemple, l'air près de la surface d'un lac est plus humide qu'à l'intérieur des terres.

En conséquence, durant la saison estivale, il n'est pas rare que des orages se forment près d'une rive légèrement en pente. Des milliers de lacs rendront difficile de prévoir dans quel secteur se formeront les orages.

Le déplacement des orages dépend uniquement des vents en altitude. De fait, s'il ne vente pas, les orages resteront presque stationnaires.

- Réchauffement diurne de l'air humide. Dans ces conditions, les orages se produisent l'après-midi et en début de soirée par jour chaud de printemps ou d'été. Ils ont tendance à être isolés. La nuit, lorsque le sol se refroidit, l'air se stabilise dans les couches inférieures et l'activité orageuse cesse.

- Air froid et humide se déplaçant au-dessus d'une surface plus chaude. Les orages ont alors mêmes propriétés que celles décrites plus haut. Ils sont fréquents près des zones côtières lorsque les vents du large sont dominants.
- Air froid et humide se déplaçant au-dessus d'une étendue d'eau plus chaude. Dans ce cas, les orages sont plus fréquents en début de matinée, d'automne ou d'hiver. Ils ne sont pas aussi importants que les orages formés au-dessus du sol, mais ils sont plus compacts.
- Ascendance orographique. Des orages peuvent se produire si un écoulement instable d'air humide est soulevé par une chaîne de montagnes. Dans ce cas, ces orages s'alignent le long du côté au vent de la chaîne de montagnes, et durent aussi longtemps que l'écoulement d'air les alimente.

12.3.2 ORAGE FRONTAL

Voir le chapitre 9.

12.4 CONDITIONS DU TEMPS

Les figures 12-2 et 12-5 illustrent les caractéristiques principales d'une cellule à sa phase de maturité. L'air froid s'écoulant hors de la cellule le long du sol est indiqué clairement. Habituellement, la structure orageuse est plus complexe et contient plusieurs cellules orageuses.

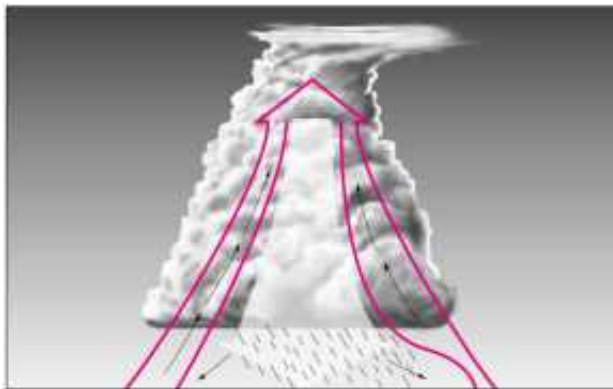


Figure 12-2 Cellule d'orage à maturité

12.4.1 PLAFOND BAS ET MAUVAISE VISIBILITÉ

La visibilité est souvent nulle à l'intérieur d'un nuage d'orage. Le plafond et la visibilité peuvent aussi être réduits par les précipitations dans l'espace vertical situé entre la base du nuage et le sol. Les restrictions ainsi créées occasionnent les mêmes problèmes que dans n'importe quel cas semblable.

En ce cas, les dangers sont grandement augmentés lorsqu'ils sont associés à ceux de la grêle, de la turbulence et des éclairs; ce qui rend virtuellement impossible la précision des vols aux instruments.

12.4.2 PLUIE

Au début, la pluie associée à une cellule ne couvre que quelques kilomètres carrés. Lorsque l'air froid s'étale, la pluie suit le mouvement pendant un certain temps puis perd du terrain, tandis que la zone d'air froid sans pluie s'élargit. À mesure que la cellule se dissipe, la zone de pluie diminue tandis que l'air froid continue de s'étaler.

12.4.3 TEMPERATURE

La température près de la surface baissera rapidement lors du passage d'un orage dans ce secteur. L'air immédiatement sous l'orage provient du cumulonimbus, plus froid que l'air de surface.

Même si l'air du nuage se réchauffe quelque peu lors de sa descente vers la surface, ce réchauffement ne sera pas suffisant pour que sa température soit égale à celle de l'air en surface.

Par conséquent, lors du passage d'un orage, on notera dans la plupart des cas une baisse importante de la température de surface. On peut voir aux figures 12-2 et 12-5, les courants descendants en provenance du cumulonimbus.

12.4.4 PRESSION

Au cours du stade initial de l'orage, le courant ascendant dominant produit une baisse de la pression en surface. Lorsque la cellule parvient à maturité, la sortie d'air froid cause une hausse soudaine de la pression, qui diminue une fois que la cellule est passée. Les changements de pression de surface sont fréquents et difficilement prévisibles lors du passage d'un orage.

12.4.5 ÉCLAIRS

L'électricité générée par les orages est rarement un grand danger pour un appareil, mais peut causer des dégâts gênant le travail du pilote et de l'équipage. L'éclair est l'élément le plus spectaculaire des décharges électriques.

Même si la foudre se produit surtout dans des secteurs où la température se situe entre 0° C et 13.4,9° C, il est fréquent que les éclairs frappent des endroits où le régime de température est bien différent. Par exemple, les éclairs générés par un nuage peuvent frapper le sol, même si celui-ci est beaucoup plus chaud que leur secteur d'origine.

L'impact d'un éclair peut endommager le fuselage en le perforant et peut surtout endommager les appareils électriques de navigation et les appareils de communications. Il est préférable au moindre signe d'éclair, de rentrer les antennes afin de protéger l'équipement radio.

Les éclairs peuvent également induire en permanence de fausses indications au compas magnétique. On soupçonne que des éclairs ont déjà enflammé des vapeurs de carburant et causé une explosion. Il faut cependant noter que les accidents sérieux dus aux éclairs sont très rares.

Le pilote peut en outre être temporairement aveuglé par des éclairs, au point de le rendre inapte à naviguer à vue ou aux instruments durant une brève période. Pour éviter ce problème, il est suggéré d'allumer l'éclairage à l'intérieur de l'appareil.

Enfin, on peut dire que l'augmentation de la fréquence des éclairs est proportionnelle à l'augmentation d'intensité d'un orage. Le contraire est aussi vrai. La nuit, de fréquents éclairs sur une longue partie de l'horizon sont la manifestation d'une ligne de grains.

12.4.6 GRÊLE

Dans les cellules matures dont les courants ascendants sont d'une intensité inhabituelle, il peut y avoir de la grêle. Si la cellule s'élève en

diagonale, il est possible que la grêle près de son sommet tombe dans un ciel dégagé. Elle semble alors tomber d'étages en surplomb. La grêle est plus fréquente à des altitudes d'environ 3 000 à 4 500 m.



Figure 12-3 Dégâts causés par la grêle

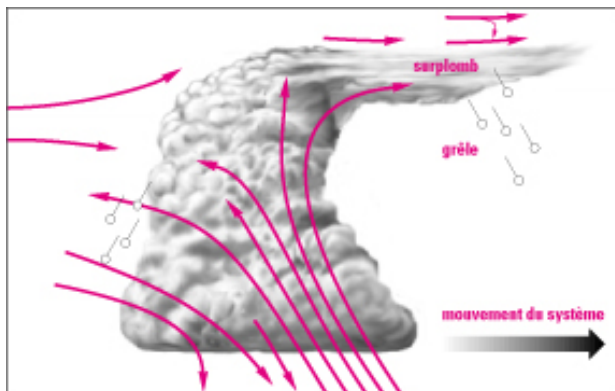


Figure 12-4 Position de la grêle dans un orage mature

12.4.7 GIVRAGE

Les nuages d'orage comprennent des courants verticaux assez forts pour transporter en altitude de grosses gouttelettes avec une rapidité telle, que même par températures au-dessous de 13.25°C , le contenu en eau du nuage peut être relativement élevé.

C'est probablement dans la partie supérieure des cellules venant d'atteindre leur maturité, que les possibilités de givrage sont les plus

fortes. La concentration des gouttelettes diminue alors à mesure que la cellule traverse sa phase de maturité, de sorte qu'au stade de la dissipation, la partie supérieure de la cellule se compose surtout de cristaux de glace; à ce moment, les problèmes de givrage sont beaucoup moins sérieux.

12.4.8 VENTS

Au stade cumulus, un léger afflux d'air gagne la cellule puis, à mesure que le courant descendant se développe, son air froid s'étale le long de la surface. Cet air s'enfonce sous l'air chaud, de sorte qu'il crée une sorte de front froid miniature.

Ce front est appelé front de rafale. Lorsque le front d'attaque de l'air froid se manifeste par une brusque saute de vent, ce vent, surtout en surface, est accompagné de fortes rafales quelquefois destructrices.

12.4.9 RAFALES

Les rafales sont des variations transitoires et irrégulières de la vitesse du vent, causées par de petits tourbillons insérés dans l'écoulement général de l'air. Dans un orage, elles résultent des mouvements de cisaillement.

Une fois formé, le tourbillon d'une rafale peut parcourir une certaine distance. Les rafales sont la cause de tangage, de roulis, de lacet et d'accélération sans changement systématique d'altitude.

Comme pour les autres conditions de vol dans des tourbillons formant rafales, la contrainte exercée sur l'appareil augmente avec sa vitesse. Les rafales essuyées au cours des vols effectués dans le cadre du projet "Thunderstorm" avaient un diamètre de 8 à 250 m, bien que le diamètre le plus fréquent ait été de 45 m.

Au sein du nuage, les rafales s'intensifient avec l'altitude jusqu'à 1 500 à 3 000 m au-dessus du sommet. En général, les rafales sont au plus faible au voisinage ou en dessous de la base du nuage, bien qu'elles puissent là encore sembler très fortes à certains pilotes.

Dans les quelque 30 m au-dessus du sol, une forte turbulence, causée par le frottement de l'air froid qui s'étale sur le sol, est d'une certaine importance lors des vols à basse altitude, d'atterrissages et de décollages.

L'importance de cette turbulence dépend de la vitesse du vent dans l'air froid et de la nature du sol; ainsi, lorsque de forts courants descendants s'étalent sur un terrain accidenté, les rafales peuvent être aussi fortes que dans le nuage.

Dans les couches inférieures, les rafales sont au plus fort lorsque le courant descendant atteint le sol, c'est-à-dire peu de temps après le début de la pluie. L'anneau de fortes rafales s'étale alors vers l'extérieur de la zone de pluie, avec une vitesse de déplacement maximale dans la direction du vent dominant.

Bien que les rafales semblent le plus intense au front d'attaque de l'air froid, il faut noter qu'un décollage face au vent dirigera l'appareil vers la zone de courants descendant de la cellule nuageuse.

12.4.10 MICRORAFALES

Les microrafales sont d'intenses courants descendants qui se produisent

à petite échelle sous un orage violent; en atteignant le sol, elles soufflent vers l'extérieur, à partir du centre de la base de l'orage. Elles sont la cause de cisaillement horizontal et vertical qui peut être extrêmement dangereux pour tous les types et toutes les catégories d'aéronefs, particulièrement à des altitudes basses et critiques.

De plus, elles peuvent renverser de petits aéronefs stationnés au sol. À cause de leurs petites dimensions, de leur courte durée et du fait qu'elles peuvent se produire à des endroits où il n'y a pas de précipitations, les microrafales sont difficilement détectables sans équipement approprié.

On les détecte au moyen de radars météorologiques ou de systèmes conventionnels de détection du cisaillement du vent; tous les nuages convectifs des étages bas ou moyens peuvent produire des microrafales.

À l'atterrissage et au décollage, l'effet de cisaillement des microrafales peut affecter suffisamment les performances pour représenter un risque sérieux de contact avec le sol. On doit donc éviter de voler dans un secteur où on soupçonne qu'il y a des microrafales.

Caractéristiques des microrafales

- En altitude, elles ont un diamètre approximatif de 2 km et, à la surface, elles soufflent jusqu'à environ 4 km de leur axe.
- De courants verticaux aussi forts que 30 m/s en altitude, elles se transforment en vents horizontaux aussi élevés que 150 km/h, 80 nœuds, en surface. Les courants verticaux peuvent descendre aussi bas que le sol.
- Elles peuvent être sèches ou humides. Dans les zones humides, les microrafales sont normalement accompagnées de fortes pluies. Dans les zones sèches, les précipitations se dissipent avant d'atteindre le sol; on a du virga.
- La durée de vie d'une microrafale dépasse rarement 10 mn, et son maximum d'intensité dure environ 2 mn. On peut s'attendre à ce qu'il y ait plusieurs microrafales dans une même zone.
- Les microrafales sèches génèrent en surface des tourbillons de poussière. Des vents de direction contraire sur une courte distance, accompagnés de cellules convectives, sont aussi une indication de la présence de microrafales.

12.4.11 TURBULENCE

Dans un nuage, la turbulence est constituée de courants soutenus et non horizontaux; lors d'un orage, ces courants sont continus au-dessus de tout le secteur. En plus d'un brassage de l'appareil en vol, la turbulence a pour effet principal de provoquer des changements d'altitude.

Durant la période active de la cellule, le nuage est presque entièrement parcouru par cette turbulence. À la section 2, il est souligné qu'un courant ascendant prédomine durant le stade initial, alors que durant le stade terminal de l'orage, c'est le courant descendant qui est dominant.

La largeur du courant ascendant associé au développement du cumulus est habituellement inférieure à 7,5 km, bien qu'à l'occasion il puisse s'élargir jusqu'à 12 km. Durant le stade terminal, le courant ascendant est presque entièrement confiné à une altitude de 3 à 4,5 km.

Les courants descendants sont plus lents et de moindre étendue horizontale que les courants ascendants. Les courants descendants traversent la base du nuage et s'arrêtent près du sol, où l'air froid s'étale

horizontalement. De la phase de maturité au stade de dissipation, le courant atteint sa vitesse maximale puis diminue d'intensité.

Les appareils qui ont participé au projet "Thunderstorm" ont subi des changements d'altitude de plus de 150 m dans la moitié des courants rencontrés dans le nuage. Si un pilote essayait de garder le cap en volant dans le nuage, il lui faudrait effectuer des manœuvres de correction pour la moitié des courants qu'il rencontrerait. Le cas échéant, la cellule de l'appareil serait soumise à une contrainte additionnelle et des changements d'altitude pourraient provoquer des décrochages ou des piqués.

Sous le nuage, le courant principal est le courant descendant d'air froid associé à la zone de précipitations. Bien qu'il commence à s'étaler et à ralentir avant d'atteindre le sol, à des altitudes de moins de 300 m en zone de précipitations, il peut être important.

Généralement, un courant de cette sorte ne s'étend pas horizontalement sur plus de 5 km. Un pilote peut rencontrer plus d'un courant de ce type en volant à travers plusieurs zones de précipitations.

Cependant, il est bien improbable que deux courants descendants soient séparés par moins de 5 km. Au sein d'une zone de précipitations, les courants descendants peuvent atteindre ou dépasser 6 m/s.

La baisse d'altitude subie dans une zone de courant descendant sous une cellule nuageuse dépend de l'étendue et de la vitesse du courant, ainsi que de la vitesse de l'appareil.

Toutefois, il est peu probable que le courant fasse perdre plus de 450 à 600 m aux appareils les plus gros et les plus rapides. À des hauteurs de moins de 600 m, le courant atteint habituellement sa largeur maximale, mais comme sa vitesse est faible, le pilote a le temps d'effectuer les corrections nécessaires.

Mais attention aux cumulonimbus; la turbulence convective y est dangereuse. Durant un orage très violent, la turbulence peut aisément endommager un aéronef. La turbulence la plus violente est causée par le cisaillement entre les courants verticaux ascendants et descendants.

Cette forme de turbulence est ressentie jusqu'à des milliers de mètres au-dessus du sommet, et jusqu'à 30 km autour d'un violent orage. Dans les bas niveaux, elle se traduit par une zone de turbulence située entre le courant descendant qui frappe le sol, et l'air environnant.

C'est souvent un nuage en rouleau situé sur le front avant d'un orage, qui indique l'emplacement des tourbillons de cette zone de cisaillement. Le nuage en rouleau est prédominant lors d'orages associés aux fronts froids ou aux lignes de grains, et signale une zone de turbulence forte.

La première rafale à l'avant d'un orage occasionne un changement brusque et rapide de la direction et de la vitesse du vent de surface.

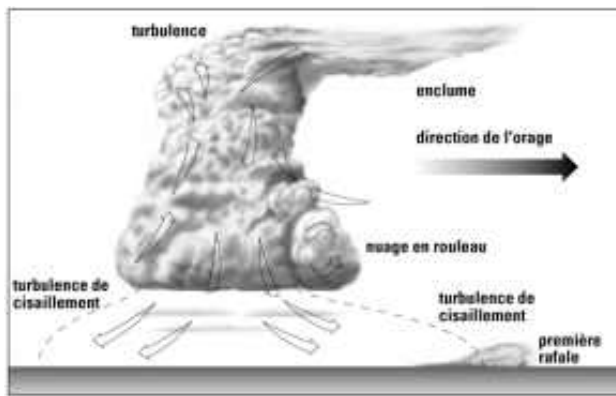


Figure 12-5 Schéma d'un nuage d'orage avec emplacement des zones de turbulence convective



Figure 12-6 Cumulonimbus

12.4.12 LIGNE DE GRAIN

Le grain est une variation violente du vent qui se produit le long d'une ligne étroite et mobile. Cette ligne est très souvent accompagnée d'averses ou d'orages. Elle se développe fréquemment à l'avant d'un front froid dans de l'air humide et instable, mais elle peut également se développer dans l'air instable, très loin de tout front.

Une ligne de grain peut souvent être trop étendue pour être contournée, et créer des conditions trop violentes pour être traversée. Elle renferme souvent des orages supercellulaires très violents, et présente donc le plus grand danger.

Une ligne de grain se forme rapidement; elle atteint son intensité maximale en après-midi et durant les premières heures de la tombée de la nuit.

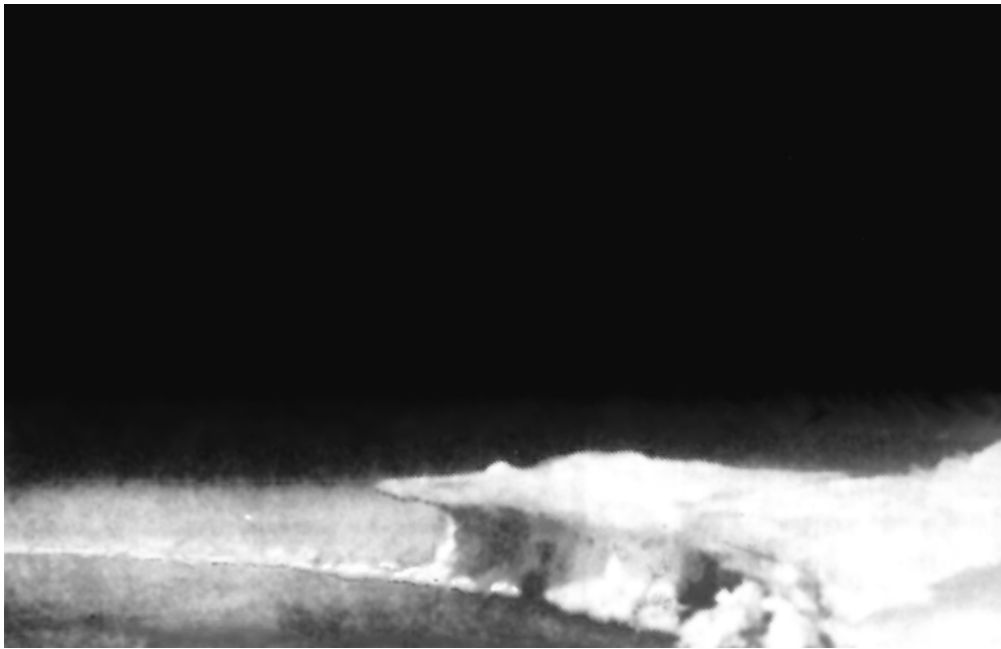


Figure 12-7 Orages de ligne de grain

12.4.13 ENTONNOIRS NUAGEUX, TORNADES ET TROMBES MARINES

Les orages les plus violents attirent l'air vers la base de leur nuage avec une grande force. Si l'arrivée d'air a un mouvement rotatif initial, il y aura souvent formation d'un tourbillon extrêmement concentré, se dirigeant de la surface vers l'intérieur du nuage.

Des experts météorologistes ont estimé que la vitesse du vent à l'intérieur d'un tel tourbillon peut excéder 375 km/h. En conséquence, la pression à l'intérieur du tourbillon est très basse. Les vents violents ramassent poussières et débris, et, sous l'effet de cette basse pression, un nuage en forme d'entonnoir se crée, de la base du cumulonimbus jusqu'au sol. Si le nuage n'atteint pas la surface, on a un entonnoir nuageux.

Les entonnoirs nuageux sont très dangereux, mais ils sont par contre le précieux indice d'un fort cisaillement au sol, advenant qu'aucune poussière ni aucun débris ne permette de détecter visuellement le puissant tourbillon qui balaie le sol.



Figure 12-8 Entonnoir nuageux

L'entonnoir nuageux qui touche le sol est une tornade : phénomène très destructeur autant pour les appareils au sol que ceux en vol.



Figure 12-9 Tornade

Les tornades proviennent quelquefois d'orages isolés, mais le plus fréquemment, elles résultent d'orages supercellulaires associés à des fronts froids ou des lignes de grains.

Un aéronef entrant dans le tourbillon d'une tornade subira fort

probablement des dégâts structuraux. Comme ce tourbillon, ou vortex, est caché par le nuage, il faut se méfier de tout orage.

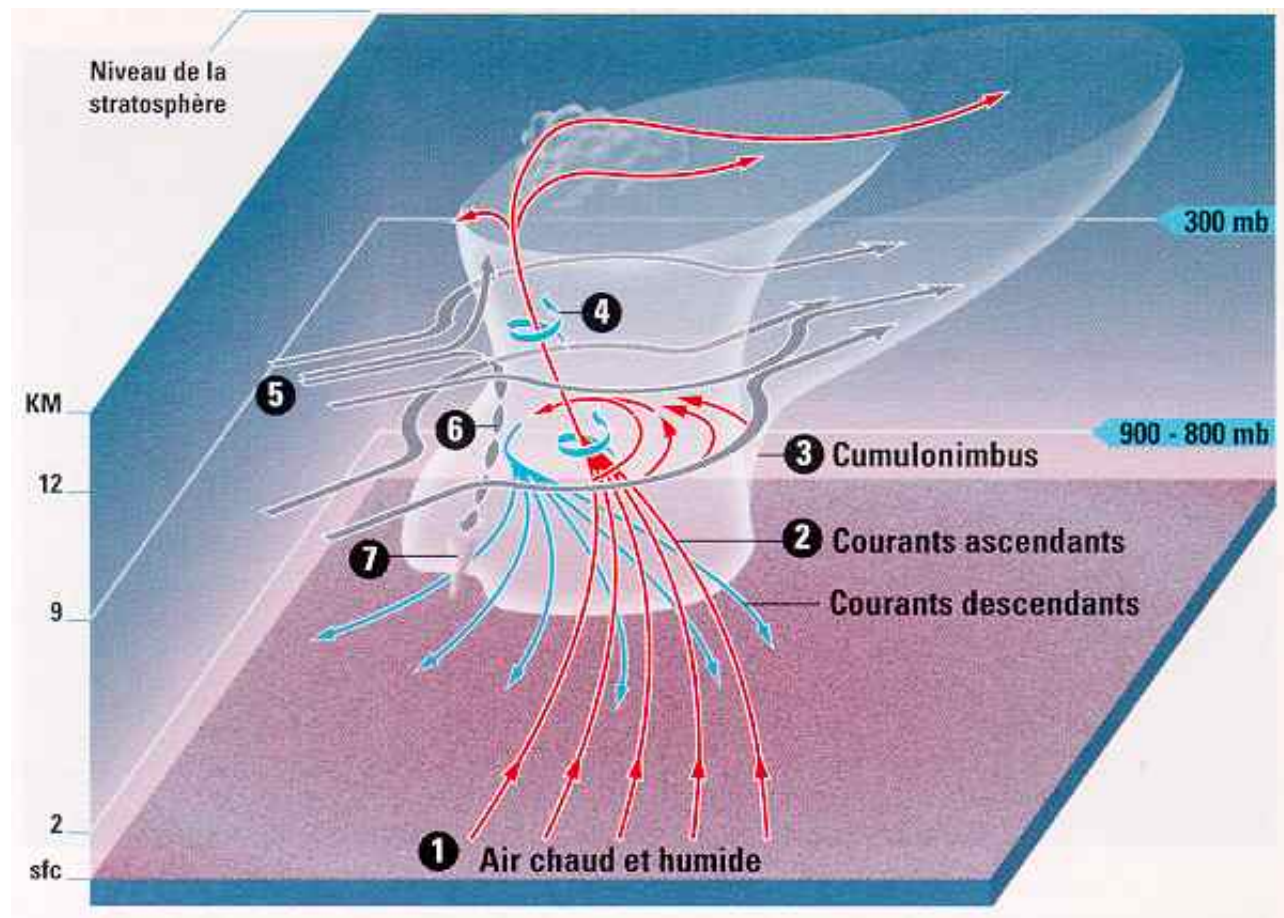


Figure 12-10

La figure 12-10 montre les courants internes et externes d'une cellule orageuse comportant une tornade. Dans cette figure, le point 1 indique l'endroit où l'air chaud et humide s'élève graduellement.

En 2, le courant ascendant qui se crée est renforcé par l'air provenant du secteur Sud. S'il est assez fort, il atteint les couches les plus froides de l'atmosphère, où la vapeur qu'il contient, en 3, se condense et crée cette nuée qu'on appelle cumulonimbus.

En montant, l'air chaud entrecoupe des vents de direction et de vitesse différentes et provoque un mouvement de spirale, en 4. Comme la forme du tourbillon se rétrécit graduellement en altitude, il crée une augmentation de la vitesse de rotation, et résulte en un effet de vrille semblable à celui des patineurs.

Le cumulonimbus atteint une telle ampleur, que les vents en altitude sont systématiquement déviés vers le haut, la base et les côtés, en 5. Il arrive que le mouvement de rotation provoque derrière lui une autre giration, en 6 : celle des courants descendants, cette fois. Finalement, en certaines conditions, les courants descendants se conjuguent pour former ce tourbillon intense, toujours dangereux, qui touche le sol et qu'on appelle tornade, en 7.

Si cet entonnoir touche la surface d'un plan d'eau, on nommera celui-ci trombe marine.



Figure 12-11 Trombe marine

Orages violents et tornades produisent fréquemment des cumulonimbus mammatus. Sous sa base, le nuage laisse apparaître des formes arrondies, semblables à des mamelons. Elles sont le signe d'une turbulence violente. Les rapports météorologiques mentionnent spécifiquement ce type de nuage dangereux.



Figure 12-12 Cumulonimbus mammatus indiquant des conditions d'instabilité extrême

12.5 RECOMMANDATIONS

12.5.1 ÉVITER LES ORAGES

- Il est préférable de ne pas décoller ou atterrir lorsqu'un orage approche. Un changement soudain du vent, ou de la turbulence dans les bas niveaux, pourrait provoquer une perte de contrôle.
- Il n'est pas prudent de voler sous un orage, même s'il y a bonne visibilité. La turbulence sous la base du nuage pourrait s'avérer désastreuse.
- Il faut contourner un orage couvrant plus de la moitié d'une région, que ce soit visuellement ou avec l'aide d'un radar de bord. Un orage isolé peut habituellement être contourné visuellement.
- Il n'est pas prudent de voler sans radar de bord dans une masse nuageuse qui cache des cumulonimbus encastrés.
- Il faut se tenir à au moins 30 km de n'importe quel orage identifié comme sévère, ou donnant des échos intenses sur l'écran radar. Ceci est particulièrement vrai sous l'enclume d'un cumulonimbus.
- S'il faut survoler un orage très violent, on doit évaluer l'altitude à atteindre en comptant au moins 300 m d'ascension par 10 nœuds enregistrés au sommet des nuages : impossible dans la plupart des cas, en raison des limites de l'autonomie verticale des appareils.
- Une fréquence élevée d'éclairs confirme qu'il s'agit d'un orage violent.
- Il faut considérer comme très violent, n'importe quel orage dont le sommet culmine à 10 km et plus selon les observations radar ou visuelles.

12.5.2 DANS UN ORAGE

Si on ne peut éviter un cumulonimbus, voici quelques conseils.

- Il faut boucler les ceintures de sécurité et enlever tous les objets qui peuvent basculer ou virevolter.
- Il est prudent de planifier sa route de façon à être au cœur de l'orage le moins longtemps possible.
- Pour éviter les pires conditions de givrage, il faut fixer une trajectoire qui passe sous le point de congélation, ou à un niveau plus froid que 15° C.
- Le chauffage du tube de Pitot et du carburateur doit être activé. Le givrage peut être rapide à n'importe quelle altitude et causer presque instantanément un arrêt de moteur ou le calage de l'indicateur de vitesse réelle.
- Il est prudent de réduire la vitesse réelle avant de franchir les zones de turbulence.
- Ouvrir l'éclairage dans l'habitacle est un bon moyen d'amoindrir les dangers d'aveuglement temporaire causé par les éclairs.
- Il faut garder l'œil sur les instruments de bord.
- Il ne faut rien modifier à l'instrumentation, et maintenir une vitesse de croisière réduite.
- On doit laisser l'appareil chevaucher les courants. Des manœuvres de correction ne feront qu'amplifier la tension subie par le fuselage.
- Une fois engagé dans l'orage, il ne faut jamais faire demi-tour.

13. RADARS METEOROLOGIQUES

Utilisé depuis la Seconde guerre mondiale, le terme "radar" est un acronyme formé de l'expression anglaise "radio detection and ranging". Il désigne la technique et le système de détection et de télémétrie par radioélectricité.

Tout comme un projecteur permet de voir dans le noir un objet touché par son faisceau, un radar détecte et repère des objets aussi bien de jour que de nuit, par ciel couvert et à des distances beaucoup plus grandes qu'un faisceau lumineux.

Les météorologistes utilisent d'abord le radar pour détecter et repérer les précipitations, qu'elles soient dans les nuages ou qu'elles tombent, et en mesurer l'intensité.

13.1 FONCTIONNEMENT

Le radar météorologique balaie lentement le ciel à plusieurs niveaux en émettant des ondes à fréquence très élevée, sous forme de trains ou de brèves impulsions.

La plupart des radars utilisés par Environnement Canada émettent des trains d'ondes d'une durée d'un à deux millièmes de seconde, séparés par des intervalles 2000 fois plus longues, soit d'environ quatre microsecondes.

Lorsque le faisceau de micro-ondes émis par le radar frappe des particules de précipitations telles gouttes d'eau, flocons de neige, grésil ou grêle, il est réfléchi avec une intensité proportionnelle au nombre et à la grosseur des particules.

Transformés en données numériques, ces différents types d'échos apparaissent sur les écrans d'ordinateurs sous forme de zones plus ou moins ombrées, selon l'intensité des précipitations. Les météorologistes obtiennent une image claire et précise de la situation en reproduisant le balayage sur une carte géographique, et en utilisant des couleurs.

Les images des figures 13-1 à 13-6, qui présentent notamment les CAPPI obtenus par le radar de Sainte-Anne-de-Bellevue le 1er août 1995 à 20:15 UTC, illustrent le cas d'orages violents qui ont touché la région de Montréal. Un CAPPI est une projection radar horizontale, à une altitude spécifique.

MMH 3.0 KM CAPPI 95-08-01 ZR:RAIN A=0200,B=1.6 FIX RNG/RES:N/N
ALG: AVGE

20:15 Z

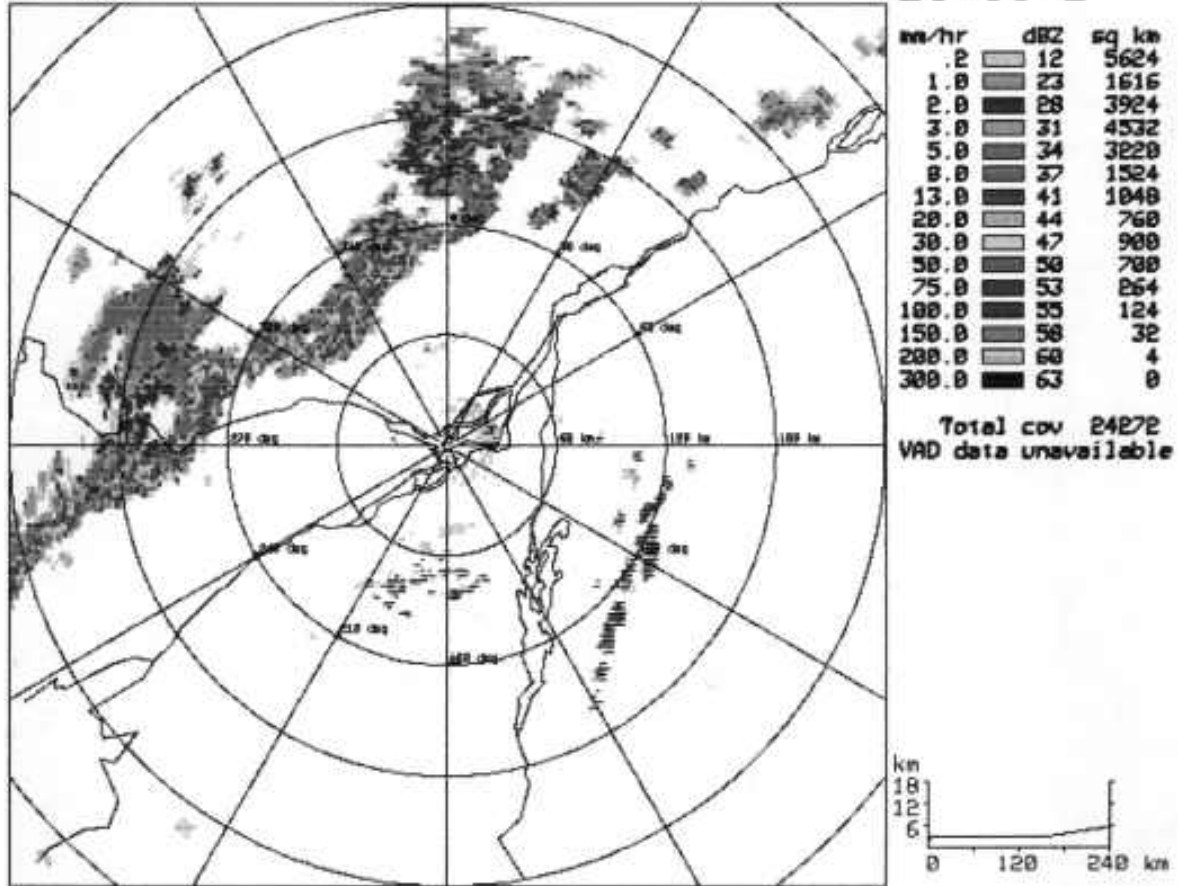


Figure 13-1 CAPPI à 3,0 km d'altitude

WMH 7.0 KM CAPPI 95-08-01 ZR:RAIN A=0200,B=1.6 SEL RNG/RES:N/N
ALG: AVGE

20:15 Z

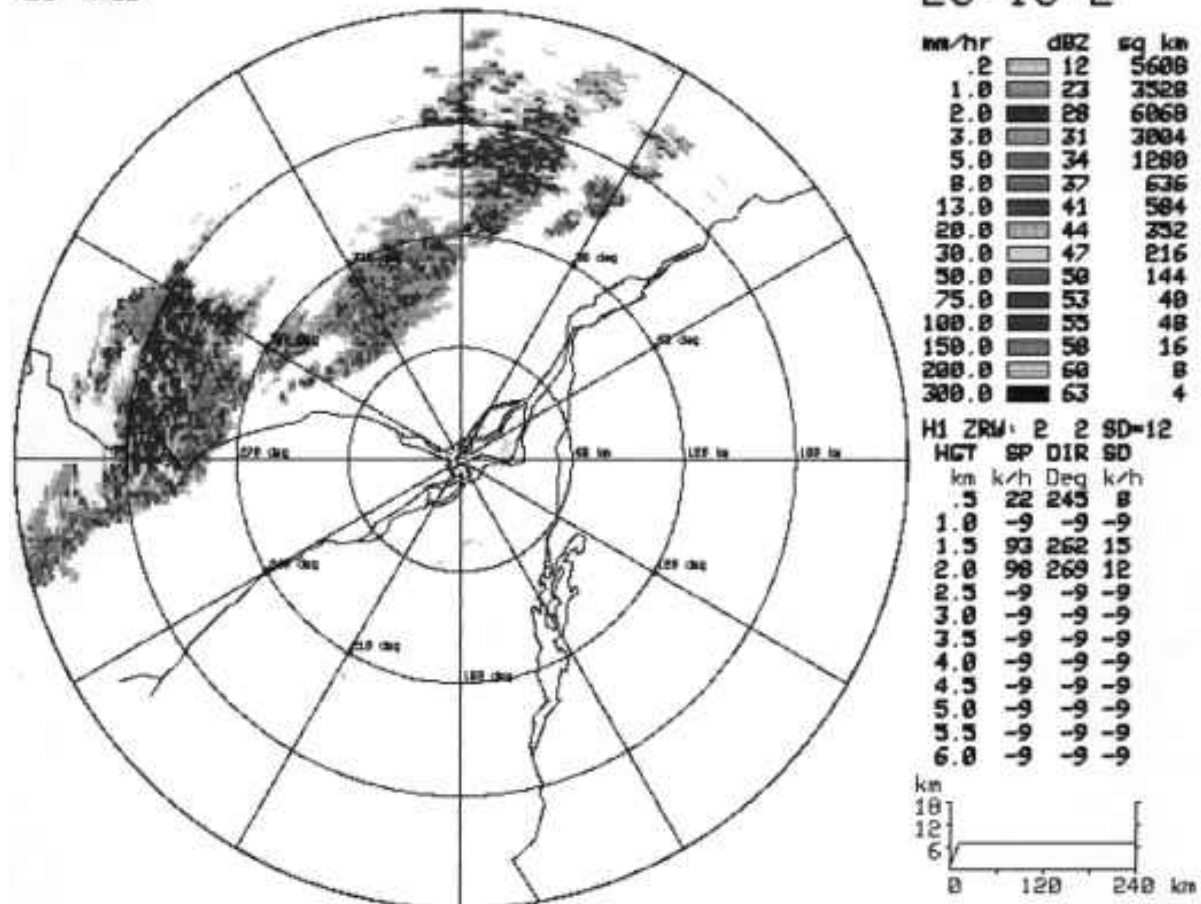


Figure 13-2 CAPPI à 7,0 km d'altitude

MMN ECHO TOPS 95-08-01 ZR:RAIN A=0200,B=1.6 INT RNC/RES:N/N
 ALT THRESHOLD: 1.5 KM, INT THRESHOLD: .9 MM/HR (22 dBZ)

20:15 Z

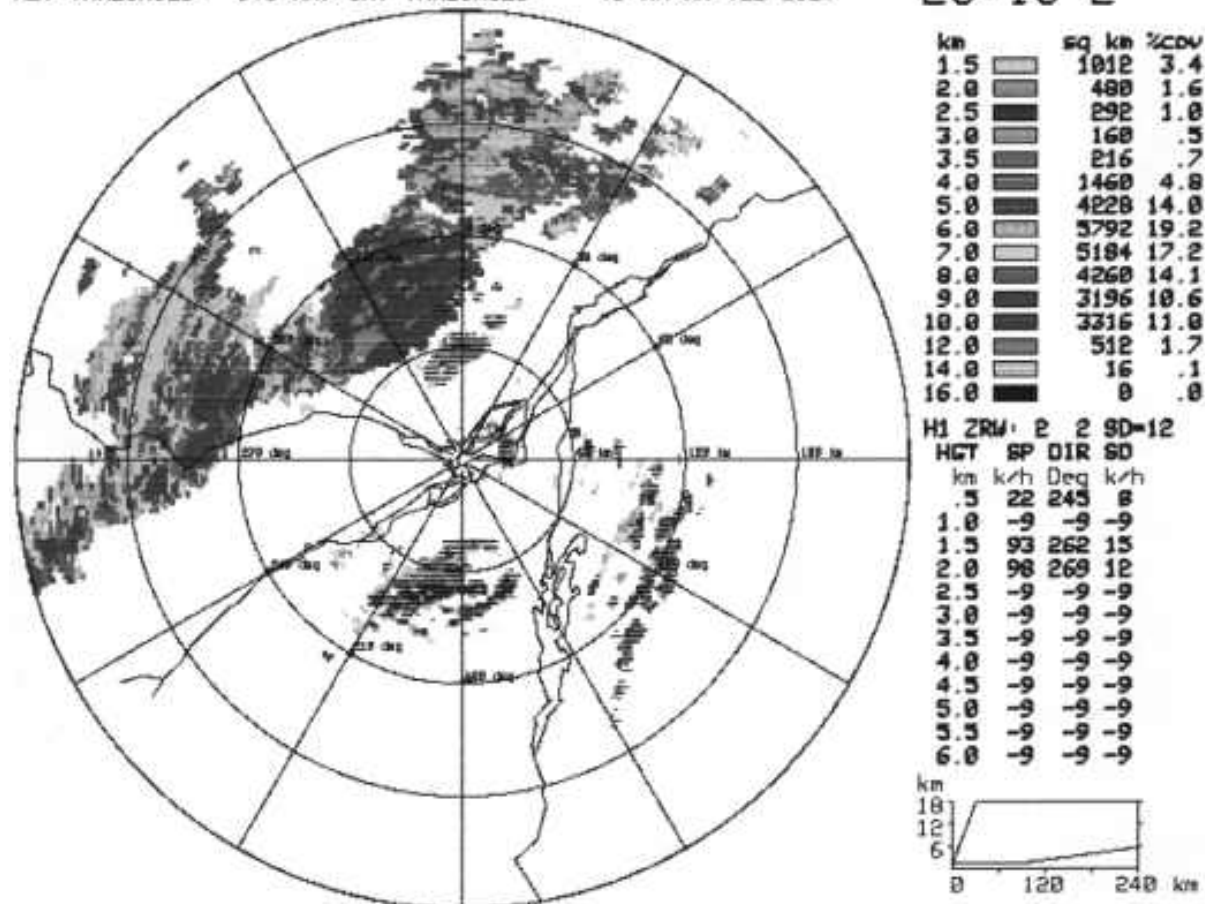


Figure 13-3 Altitude des sommets des échos

Certains radars sont équipés d'un logiciel qui permet de cibler une partie du ciel et d'en tirer le profil vertical des précipitations. C'est notamment le cas du radar géré par l'Université McGill à Sainte-Anne-de-Bellevue, près de Montréal. Il est donc possible d'analyser les précipitations à l'intérieur d'un orage, comme si on en avait une coupe de la base au sommet; ce qui donne entre autres le taux vertical des précipitations, permettant ainsi d'identifier rapidement les orages violents.

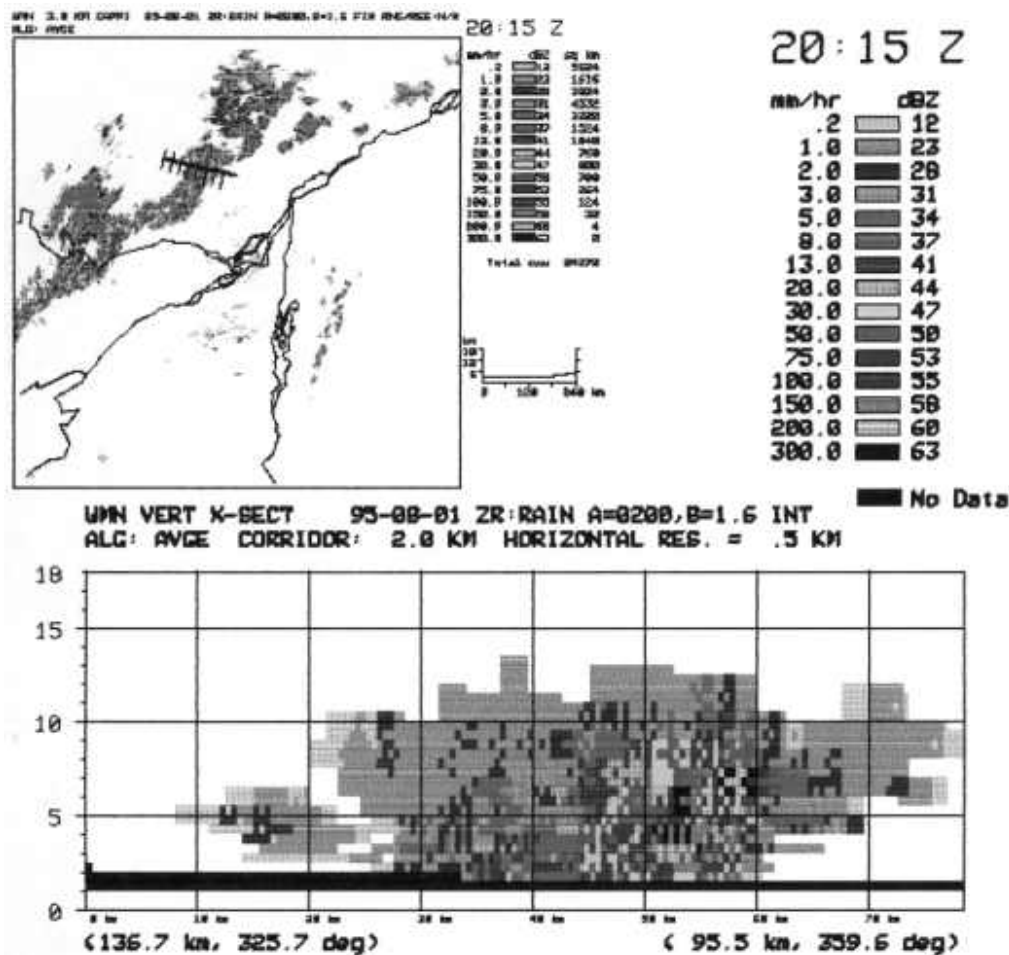


Figure 13-4 Coupe verticale d'une des cellules orageuses

13.2 RADAR DOPPLER

Le radar Doppler permet non seulement de détecter l'intensité et l'emplacement des précipitations à plusieurs niveaux, mais encore d'en mesurer la vitesse et la direction de déplacement dans la zone balayée, selon qu'elles s'approchent ou s'éloignent de son site.

On peut donc, grâce au radar Doppler, détecter les mouvements de rotation des précipitations, phénomène nommé mésocyclone et qui est un des signes associés au développement des tornades. Cependant, même si la résolution de ce type de radar est de l'ordre de 1 km, les tornades sont généralement trop petites et trop éphémères pour être détectées.

Les tornades qu'on connaît au Canada ont en moyenne un diamètre d'environ 10 à 100 m. Ces phénomènes se produisent généralement près du sol, et ne durent que de quelques dizaines de secondes à quelques minutes. Comme elles se forment dans la base de nuages qui s'étirent vers le sol, elles sont presque toujours hors du faisceau radar. Par contre, les données du radar Doppler sont essentielles à la recherche des conditions premières propices aux tornades, démarche essentielle, si on veut arriver à en prévoir systématiquement l'avènement et à émettre des préavis précisant éventuellement leur trajectoire.

Le radar Doppler est par contre d'une grande efficacité dans le cas des gros orages et des mésocyclones d'un diamètre de quelques kilomètres, parce qu'il permet de mesurer la rotation au sein des cellules de convections, de spécifier la violence des phénomènes et d'émettre des messages d'alerte de plus en plus précis.

WMH 4.1 DEGR. PP1 95-08-01 DOPPLER VELOCITY NYQ VEL=31.25 m/s
ALG: PEAK

20:15 Z

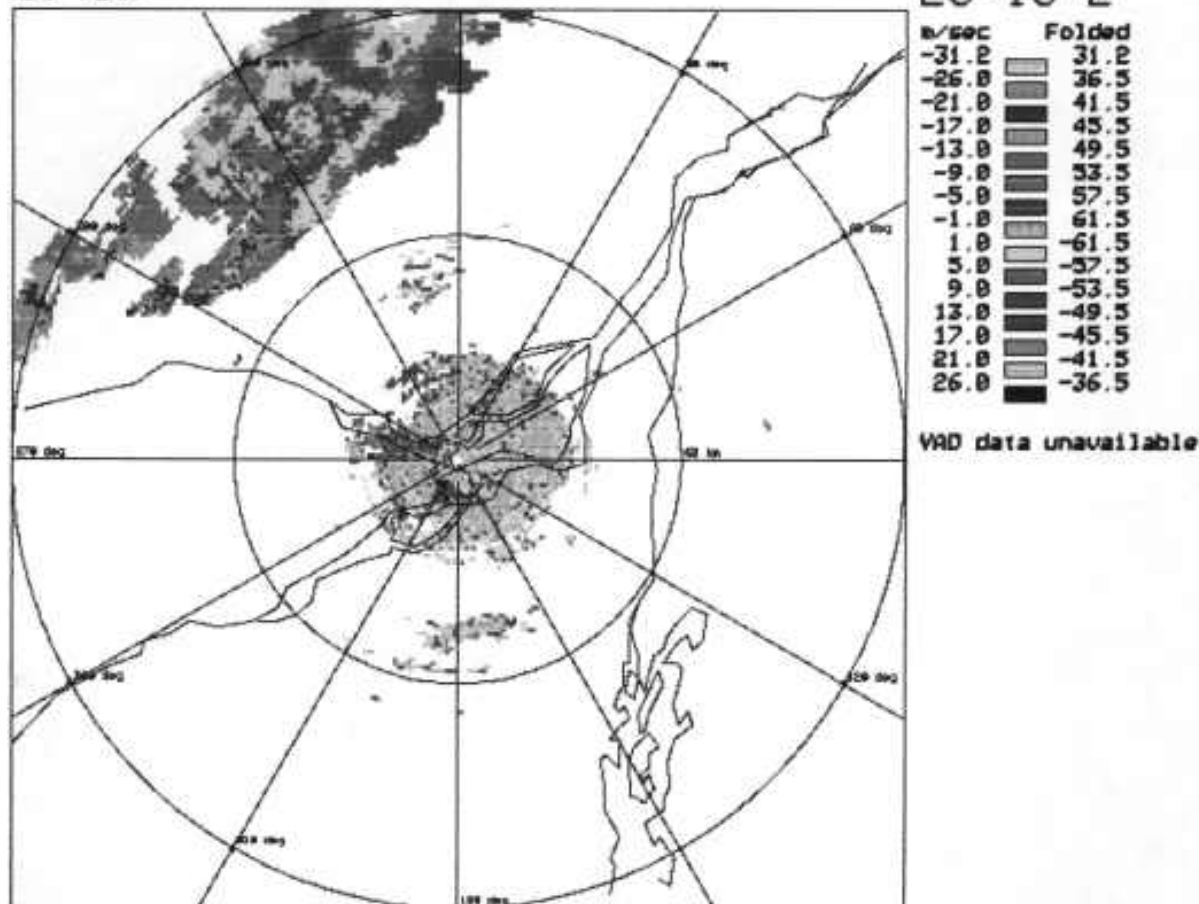


Figure 13-5 Image Doppler

Les données que le radar Doppler fournit sur les précipitations permettent en outre d'identifier les sautes de vent, les fronts de rafale et parfois même le cisaillement de bas niveau (LLWS), lorsque ce phénomène n'est pas trop près du sol.

13.3 ALGORITHMES MATHÉMATIQUES

En plus de pouvoir faire une mesure directe de l'intensité des précipitations, les données radar peuvent être utilisées pour détecter d'autres phénomènes comme la structures des orages violents et les rafales qui leur sont associées, ou encore faire une prévision à court terme du déplacement des précipitations.

C'est la manipulation des données radar à l'aide d'algorithmes mathématiques qui permet ainsi de déduire la vitesse des rafales d'orages et qui aide le météorologiste à émettre rapidement des SIGMET ou autres messages d'alerte.

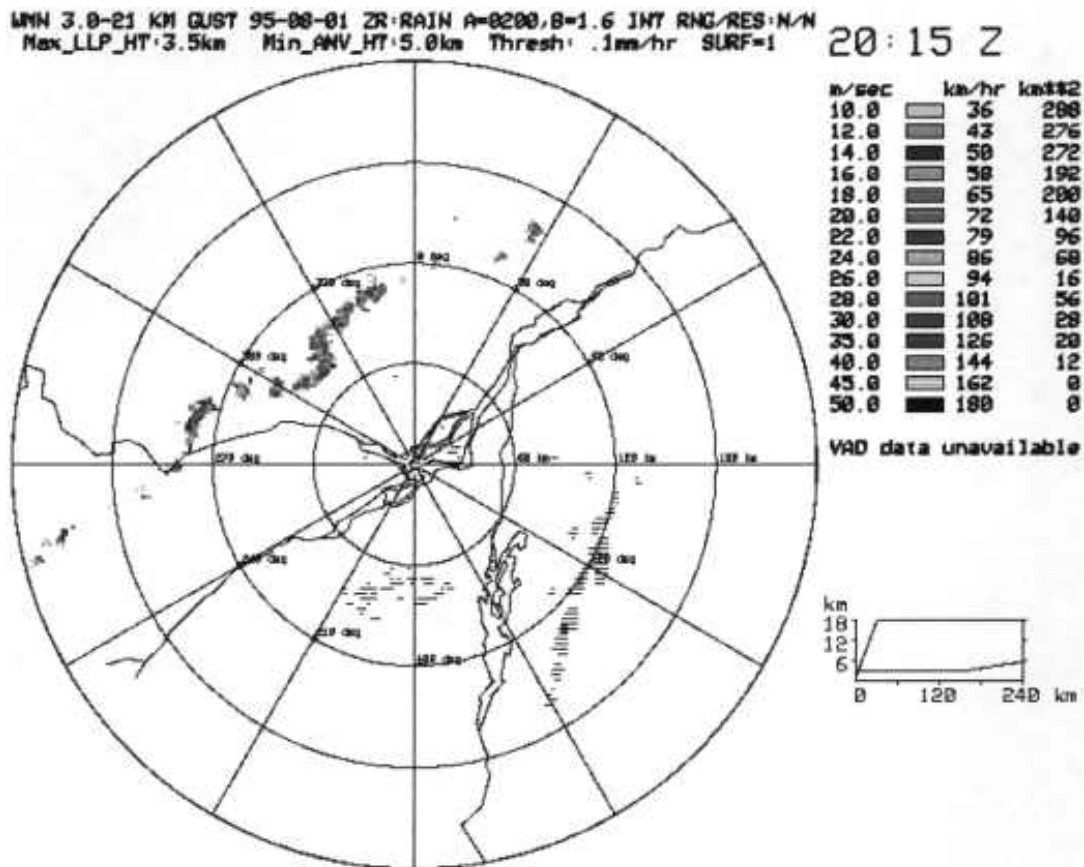


Figure 13-6 Carte radar qui indique la vitesse des rafales sous les orages violents.

13.4 RÉSEAU RADAR D'ENVIRONNEMENT CANADA

Les radars d'Environnement Canada, installés dans les régions les plus peuplées et les plus touchées par le temps violent, ont une portée d'environ 220 km. Ils servent prioritairement à la détection précoce des précipitations et des orages en formation.

En comparant une série d'images radar de même type à intervalles précis, les prévisionnistes peuvent donc observer la formation d'une perturbation, suivre sa trajectoire, connaître l'intensité des précipitations, émettre une alerte ou un avertissement, et raffiner leurs prévisions.

En recherche, le radar sert également à étudier les processus de formation des précipitations dans les nuages, notamment les fortes pluies, la grêle et les orages violents.



Figure 13-7 Réseau national des radars météorologiques

**LISTE DES RADARS ET
CARACTÉRISTIQUES**

IDS	Endroit	Province	Latitude	Longitude	Élévation	I	Type
WOD	Cold LAKE	ALB	5425	11017		C	E
WBI	Britt	ONT	4548	8032	190	C	E
WGJ	Montréal Rvr Harbour	ONT	4714	8431	559	C	E
WGV	Carp	ONT	4519	7600		C	R
WHK	Carvel	ALT	5334	11409	783	C	E
WIK	Broadview	SAS	5023	10241	602	C	E
WIM	Upsala	ONT	4902	9030		C	E
WKR	King	ONT	4358	7934	370	C	E
WOK	Elbow	SAS	5108	10635	595	C	E (Doppler)
WSO	Exeter	ONT	4322	8123	370	C	R
WSR	Holyrood	NFL	4720	5308	290	C	E
WUN	Vulcan	ALT	5024	11323	1100	C	E
WVJ	Vivian	MAN	4593	9628	290	C	E

WVY	Villeroy	QUE	4627	7155	126	C	R
WMN	Montréal (McGill)	QUE	4525	7356	63	S	
WMB	Lac Castor	QUE	4820	7100	800	C	E
WHX	Halifax	NSC	4552	6330	166	C	E
WYD	Mechanic Settlement	NB	4606	6447	13	C	E

R : RAYTHEON E : ENTREPRISE C : 5 cm S : 10 cm

14. SATELLITES METEOROLOGIQUES

Les satellites météorologiques constituent maintenant un système perpétuel d'observation de l'atmosphère, qui déborde de la captation d'images de la couverture nuageuse et des phénomènes qui la perturbent.

14.1 ÈRE ANTÉRIEURE

Dans le passé, les météorologistes fondaient leurs prévisions sur des mesures de la température, de la pression, de l'humidité, des précipitations, de la couverture nuageuse ainsi que de la vitesse et de la direction du vent. Ils dressaient laborieusement des cartes et analysaient leurs observations de 2 à 4 fois par jour, pour évaluer l'orientation et la vitesse de déplacement des systèmes.

Or, en raison de l'éloignement relatif des stations d'observation, il est parfois difficile de bien situer ces systèmes et de suivre fidèlement leurs mouvements. Le problème se pose avec plus d'acuité au-dessus des océans, des déserts et des régions polaires, où les points d'observation traditionnels sont rares.

14.2 HISTORIQUE

Le 1^{er} avril 1960, le premier satellite américain du groupe TIROS, Television and Infrared Observational Satellite, prenait des photos de la Terre. Par la suite, les États-Unis ont mis en orbite environ 45 satellites météorologiques, tous plus modernes les uns que les autres. En décembre 1963, Environnement Canada recevait ses premières images transmises par satellite.

Depuis, Environnement Canada a contribué de façon importante au développement de ces satellites, en participant à la mise au point et à la vérification de leurs instruments destinés à l'observation de l'atmosphère, des océans et des glaces. Cette expérience a permis par le fait même d'en optimiser l'usage dans le processus de la préparation quotidienne des prévisions.

Aujourd'hui, les recherches de ce ministère sur la technologie des satellites sont principalement orientées vers la modélisation informatique et le traitement des images.

14.3 AVANTAGES

L'avènement des satellites a complètement transformé le quotidien des météorologues, en leur permettant désormais d'observer presque en direct la formation des nuages, partout autour du globe, et de situer avec plus de précision les phénomènes de grande envergure tels que les systèmes météorologiques, ouragans, ou une zone d'orages hors de portée du réseau d'observation de surface.

Dans le contexte où les observations de surface visent à déterminer avec la meilleure précision possible le type et la nature des masses d'air et des phénomènes atmosphériques, l'imagerie satellitaire est donc à la fois un précieux complément et une source unique d'information sur ce qui se passe sur l'ensemble des zones de prévision.

Comme cette observation satellitaire permet de suivre le développement et le trajet des ouragans et des tempêtes, les services d'alerte s'en trouvent nettement plus efficaces; cette efficacité a aussi son pendant dans le domaine maritime, puisque de meilleures informations sur les glaces sont tout aussi utiles en matière de sécurité qu'en ce qui a trait à l'exploitation des gisements de pétrole et de gaz de l'Arctique.

Parallèlement, les climatologues utilisent aussi leurs données pour étudier les changements saisonniers de la couverture de neige, afin de faciliter la gestion des eaux et améliorer la prévision des crues.

14.4 FONCTIONNEMENT

Un satellite météorologique est muni de détecteurs, d'un processeur central qui assure le traitement, le stockage et la transmission des données, d'émetteurs, de récepteurs, et d'un bloc d'alimentation à énergie solaire.

Deux types de satellites météorologiques ont vu le jour au cours des dernières années : le satellite géostationnaire GOES, Geostationary Operational Environmental Satellite, et le satellite à orbite polaire NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration, munis d'instruments semblables.

Chaque satellite comporte un télescope à miroirs qui balaie la Terre. Le rayonnement visible et infrarouge réfléchi par le miroir est ensuite concentré vers un détecteur infrarouge et un détecteur de lumière visible, dit radiomètre à balayage visible et infrarouge, qui transmet sans délai l'information aux stations terrestres.

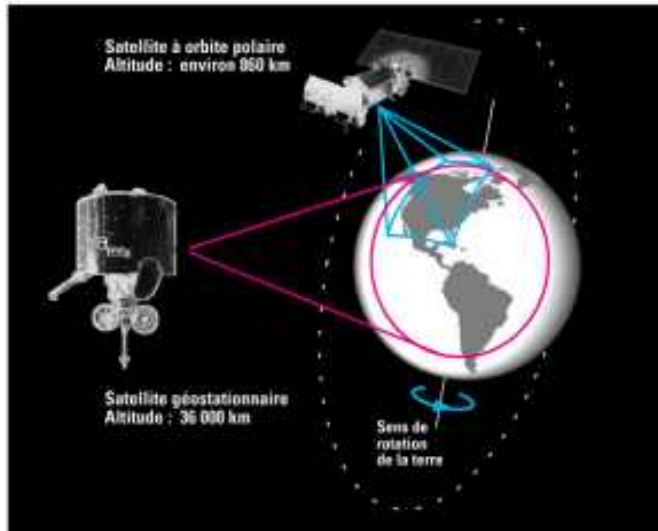


Figure 14-1 La Terre, vue d'un satellite à orbite polaire NOAA-12 et d'un satellite géostationnaire GOES-7

14.4.1 SATELLITES GÉOSTATIONNAIRES

Les satellites géostationnaires sont immobiles par rapport à un point au-dessus de l'équateur, à une altitude d'environ 36 000 km. Le temps qu'ils mettent à compléter une orbite d'Ouest en Est est identique à la durée de la rotation complète de la Terre. Ils sont deux à se partager le continent américain; l'un, la partie est, GOES-8, et l'autre, la partie ouest, GOES-9.

Comme ils sont virtuellement fixes, il suffit de procéder à une animation séquentielle de leurs images, pour déterminer la direction et la vitesse des vents par les mouvements de la couche nuageuse.

En raison de leur angle par rapport aux pôles, ces satellites ne donnent pas d'information précise au-delà du 60^e N; la distorsion des images empêche de les utiliser pour le Grand Nord.

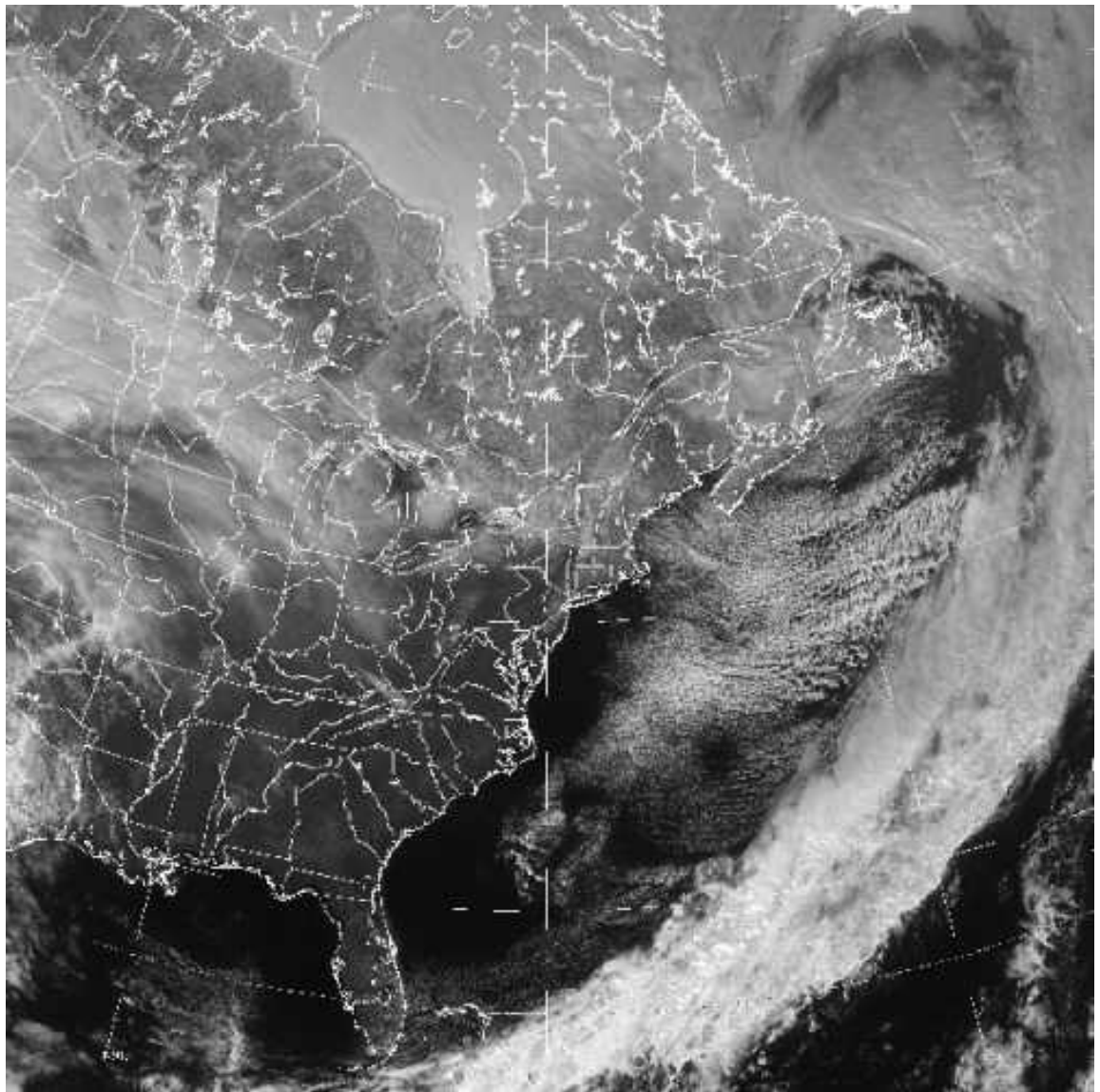


Figure 14-2 Photo satellitaire GOES-8 à spectre visible, prise le 6 décembre 1995 à 19:34 TUC

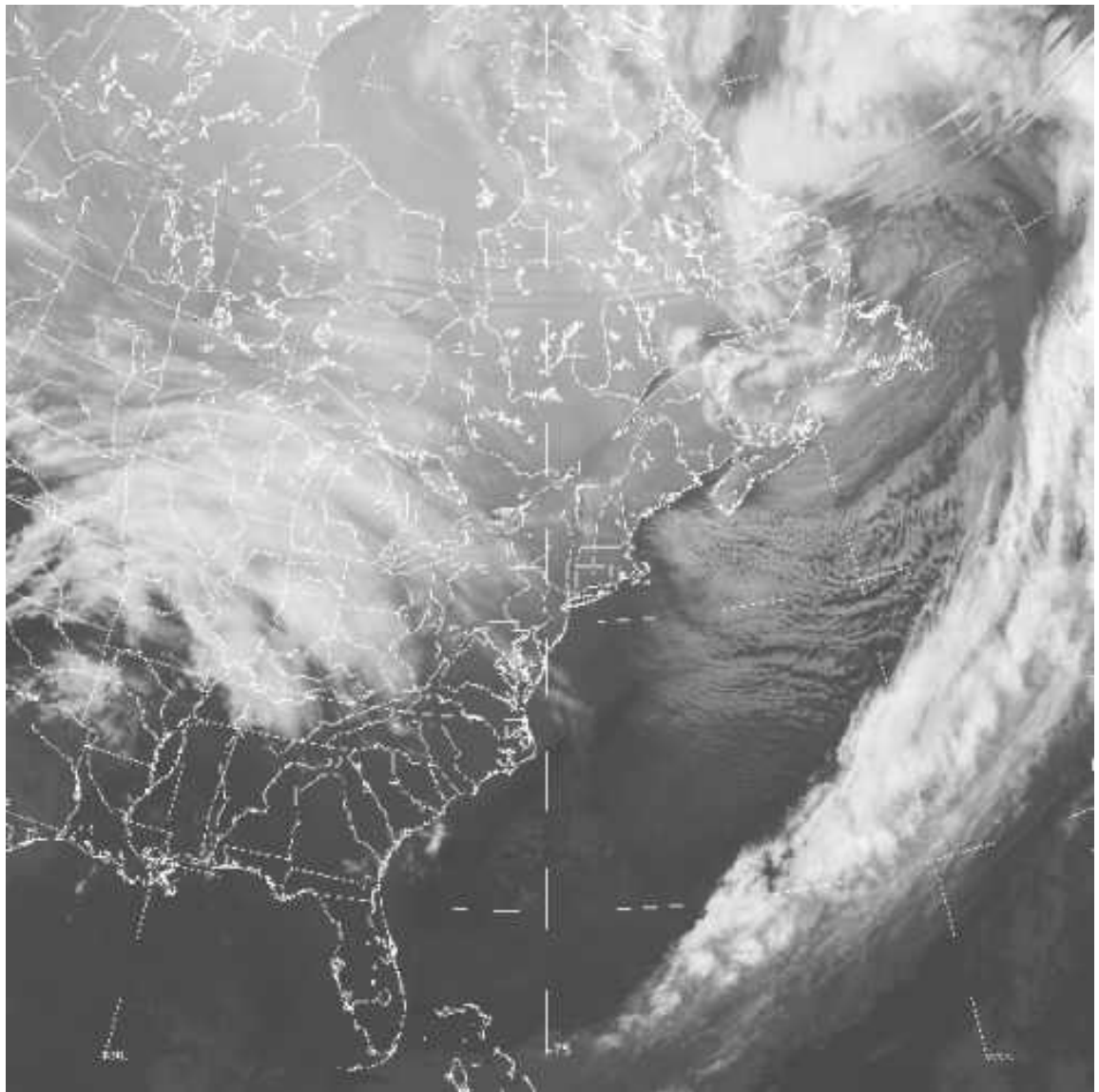


Figure 14-3 Photo satellitaire GOES-8 à spectre infrarouge prise le 6 décembre 1995 à 19:42 TUC.

14.4.2 SATELLITE À ORBITE POLAIRE

Les satellites à orbite polaire sont à environ 850 km d'altitude. Comme ils effectuent une orbite complète en 105 minutes, ils font 14 fois le tour de la Terre en une journée. En raison du décalage orbital découlant de la rotation de la planète, ils se déplacent vers l'Ouest d'environ 2 fuseaux horaires par orbite.

En étant deux à assurer le même service, mais avec 6 heures de décalage, ils fournissent en 24 heures que 4 images d'une même région. En étant très près de la Terre, leurs images ont un meilleur pouvoir séparateur que celles des satellites géostationnaires.

Leur passage au-dessus du pôle Nord donne par ailleurs, lorsqu'il n'y a pas de nuages, des images claires et précises de l'état des glaces de l'Arctique.

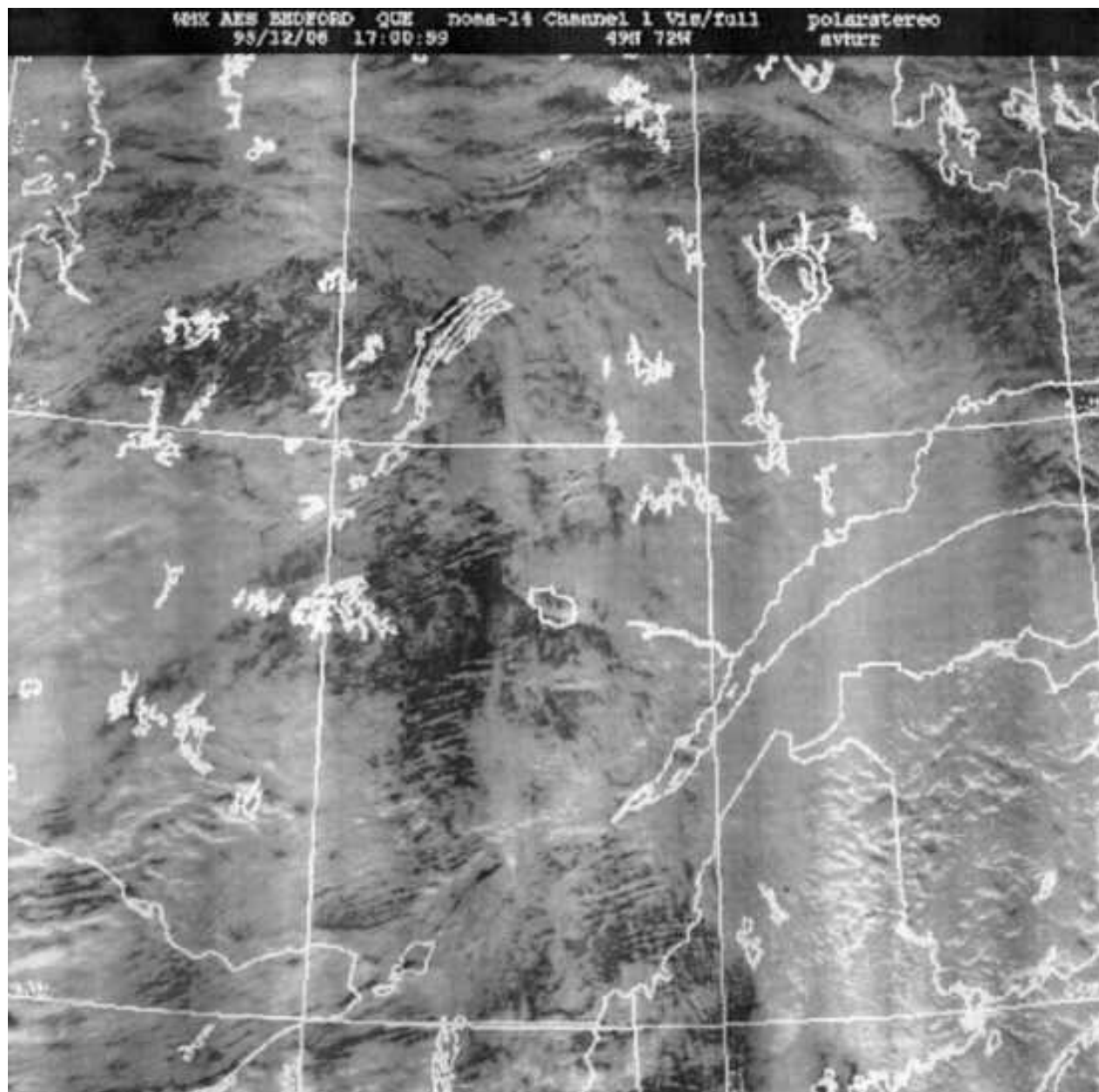


Figure 14-4 Photo satellitaire NOAA-14 à spectre visible, prise le 6 décembre 1995 à 17:00 TUC

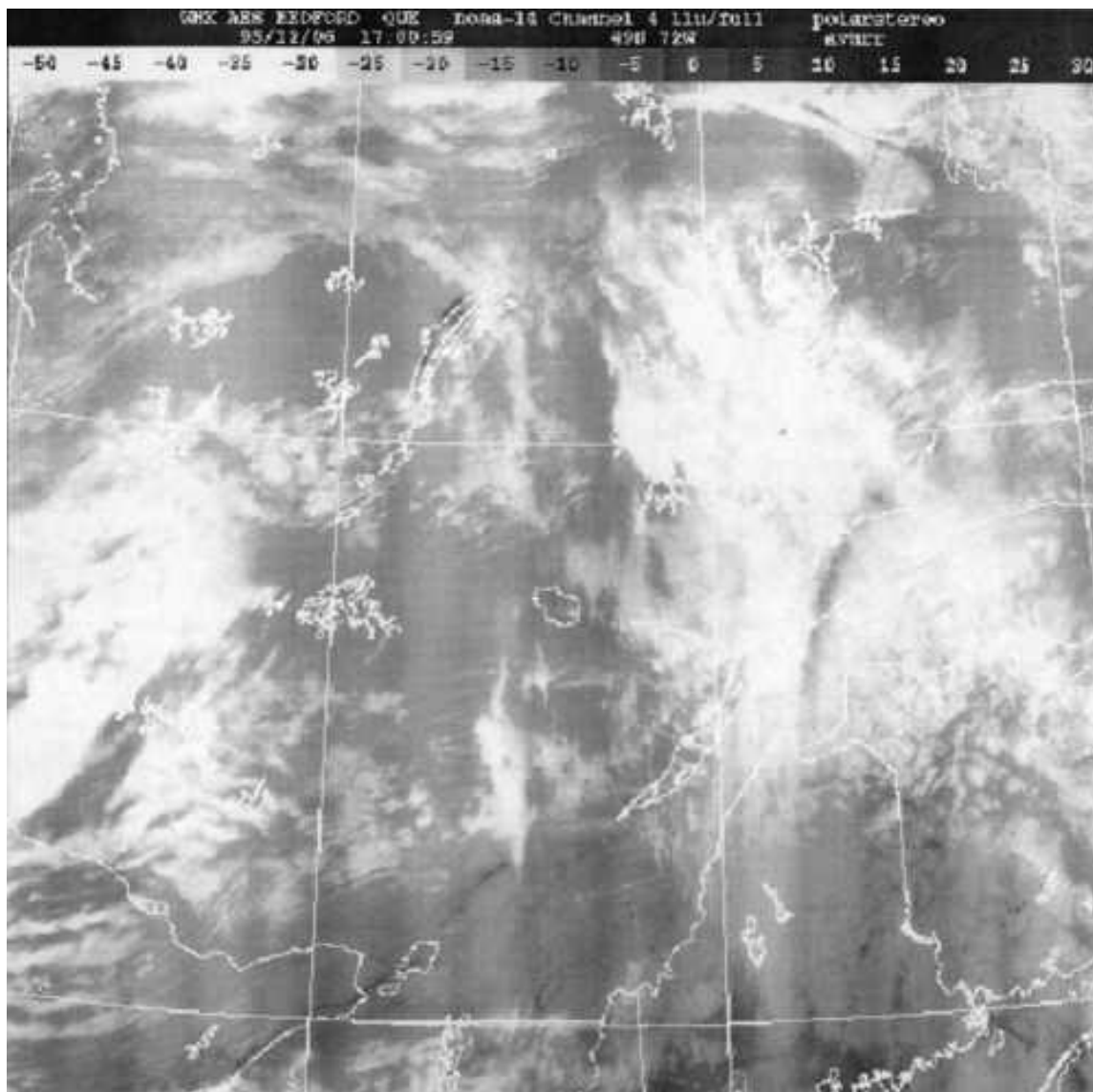


Figure 14-5 Photo satellitaire NOAA-14 à spectre infrarouge, prise le 6 décembre 1995 à 17:00 TUC

14.5 APPORT SCIENTIFIQUE

Les satellites, tant géostationnaires qu'à orbite polaire, recueillent jour et nuit des données permettant de mesurer la température, la hauteur des nuages, les profils de température et d'humidité de l'atmosphère, et les températures de la surface océanique.

En l'absence de pluie, le détecteur à hyperfréquence " sounder " des derniers satellites GOES peut voir au travers les nuages et, par conséquent, produire certains profils de température. De plus, en captant le rayonnement infrarouge de la Terre et des nuages, les satellites produisent des images nocturnes reflétant et la couverture nuageuse et les températures de grandes zones de la surface océanique.

La somme de leurs données sert autant à raffiner les cartes de surface et en altitude produites par les centres de prévision, qu'à augmenter le niveau de précision des prévisions, ou présenter l'ensemble d'une situation lors d'un exposé fait dans le contexte de la préparation d'un vol.

Si la qualité des prévisions a connu un essor considérable au cours des dernières décennies les nouvelles générations de satellites, selon toute vraisemblance,

permettront d'en améliorer encore davantage la précision et la portée, tout en fournissant encore plus d'information sur l'environnement et l'usage qu'on en fait.