

INFLUENCE DU MILIEU PHYSIQUE SUR LE CLIMAT

INFLUENCE DU RELIEF

Cours n°4

Le **relief**, souvent accidenté introduit des nuances importantes dans le climat. Les types climatiques y sont les mêmes qu'à basse altitude, mais les températures sont modifiées par l'altitude et la pluviométrie varie en fonction de l'exposition .

L'**Altitude** est le facteur primordial en la matière. Les altitudes du globe s'échelonnent entre 8880m (Everest) et -392m (mer Morte) avec un gradient moyen d 0,6 par 100m. L'écart théorique des températures moyennes annuelles dû au relief serait de 56°, écart supérieur à celui dû à l'effet de la latitude. Cela explique que même à l'échelle du continent, la carte des isothermes vrais soit en grande partie homologue de la carte hypsométrique..

A . SUR LES TEMPERATURES

1.Des températures plus faibles

La **température** diminue avec l'altitude essentiellement car la raréfaction de l'air limite l'absorption des radiations infrarouges, issues de l'absorption des radiations solaires par le sol (**moins d'effet de serre**). Le gradient thermique¹ moyen est d'environ 0,6 °C tous les 100 m. La température varie d'une valeur d'environ 1 °C pour 100m, lorsque l'humidité relative de l'air est de loin inférieure à 100 % (air sec), à une valeur d'environ 0,5 °C pour 100 m, lorsque l'air est saturé. La qualité hygrométrique de l'air est donc déterminante et en général, le gradient thermique tourne autour de 1 °C pour 100 m en bas de versant et de 0,5 °C pour 100 m lorsque l'air devient saturé.

Les montagnes sont des îlots de froid, aussi bien sous les moyennes que sous les basses latitudes. L'isotherme annuelle 0 °C se situe vers 600 m au niveau du cercle polaire, entre 2 2700 m et 3 000 m sous les moyennes latitudes, et vers 5 000 m à l'équateur. Mais les effets du froid dans chacune de ces zones ne sont pas vraiment comparables car les rythmes quotidiens sont différents.

Sous les moyennes latitudes, en été, les températures sont douces ou chaudes le jour, fraîches la nuit. L'hiver est nettement plus froid et les amplitudes quotidiennes sont plus faibles. Au-dessus de 2 000 m, le milieu est peu hospitalier pour l'homme mais propice au développement des sports d'hiver. Les températures de Janvier sont souvent inférieures à 0°C, et le nombre de jours de gel est important ?il peut atteindre 300jours.

Sous les latitudes tropicales, les amplitudes annuelles (ATA)² sont moins fortes que les amplitudes quotidiennes (ATQ)³: toute l'année, les journées sont chaudes et les nuits fraîches. Les montagnes d'altitude moyenne sont des îlots de fraîcheur.

Enfin, sous les hautes latitudes, les montagnes sont, en permanence, des régions froides.

2. Des oppositions de versant

L'influence de l'exposition au rayonnement solaire et la vigueur du relief apportent des nuances fondamentales, surtout sous les moyennes latitudes. En effet, dans la zone intertropicale, les contrastes thermiques entre versants sont beaucoup plus faibles car les rayons du soleil sont plus proches de la verticale. Vers l'équateur, dans les régions ensoleillées, la course du soleil fait que les glaciers ont tendance à se trouver principalement sur les versants nord et sud.

Ubacs et adrets

Sous les moyennes latitudes, les vallées profondes et étroites ne reçoivent les rayons du soleil qu'en milieu de journée. L'hiver, elles peuvent même rester totalement à l'ombre pendant plusieurs semaines. Les contrastes thermiques entre versants sont importants lorsque les reliefs sont orientés est-ouest. Les versants qui regardent vers les pôles sont beaucoup moins ensoleillés que ceux qui sont tournés vers l'équateur. Les premiers (**ubacs**, ombrés ou envers) reçoivent le soleil très obliquement, ils sont frais et souvent à l'ombre et généralement abandonnés à la forêt. Les seconds (**adrets**, endroits ou soulane) reçoivent plus d'énergie solaire, ils sont donc plus chauds et sont bien souvent cultivés et habités par les hommes. Le contraste **adret/ubac** est particulièrement visible dans les régions montagneuses ensoleillées.

Angle d'incidence des rayons solaires

L'angle d'incidence des rayons du soleil varie avec l'exposition et les saisons. Lorsqu'en milieu de journée les rayons solaires ont une inclinaison d'environ 55° , l'adret, avec une pente de 35° , reçoit le rayonnement à la verticale, alors que sur l'ubac, avec une pente équivalente, l'angle n'est que de 20° . La quantité d'énergie par unité de surface est donc nettement plus faible, d'autant plus que **la réflexion augmente lorsque l'angle d'incidence diminue**. Dans ces conditions, l'énergie reçue par unité de surface varie dans un rapport de 1 à 10 entre les deux versants. Heureusement, le brassage de l'air atténue fortement les contrastes thermiques qui en découlent.

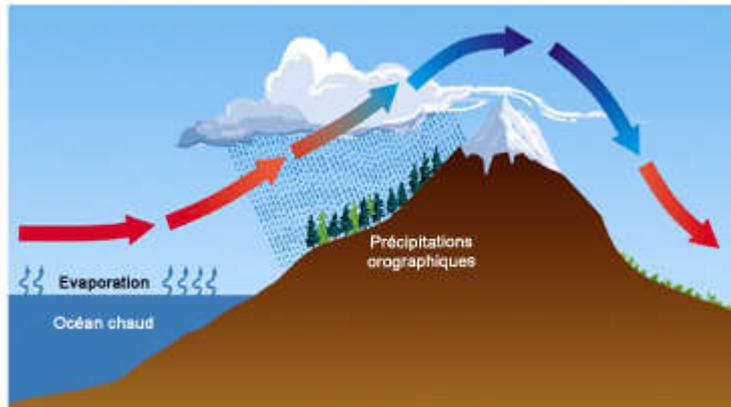
Versant au vent, versant sous le vent

L'exposition des versants par rapport aux flux humides joue un rôle capital. Dans les régions occidentales des moyennes latitudes, les versants exposés aux masses d'air humide et aux perturbations venant de l'ouest (versant au vent) sont nettement plus arrosés que les versants exposés à l'est (versant sous le vent), abrités par la chaîne montagneuse. Après avoir franchi les reliefs, l'air a perdu une grande partie de son humidité, d'où un temps nettement plus sec dans les régions sous le vent.

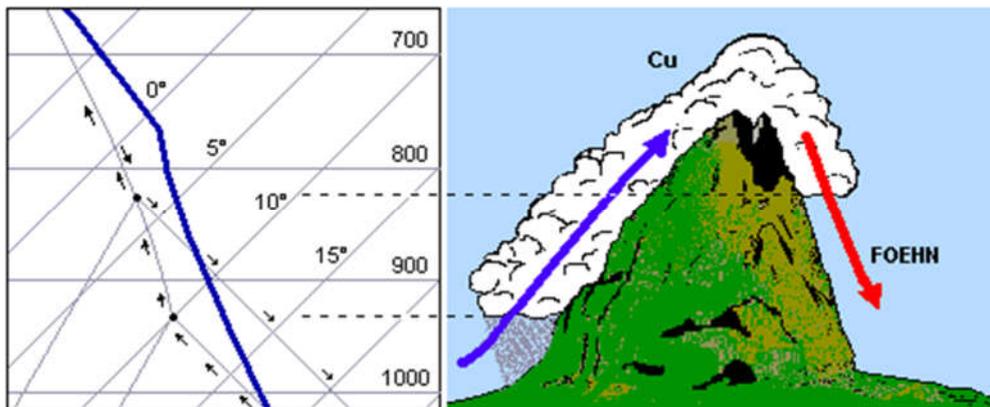
De manière plus occasionnelle, un flux d'air forcé à franchir une barrière montagneuse peut être à l'origine d'un **effet de Foehn** de l'autre côté de la montagne, s'il redescend après le passage de la barrière. Il se comprime, se réchauffe et s'éloigne du point de saturation (**point de rosée**), d'où un vent sec et chaud, soufflant en rafales très violentes : c'est le cas du **chinook**, dans les Rocheuses septentrionales, ou du **foehn**, dans les Alpes du Nord.

Effet de Foehn

L'effet de Foëhn est une conséquence remarquable du passage d'une masse d'air sur un relief. Il est marqué par les effets suivants sous le vent du relief : une élévation de la base des nuages, une hausse de la température et une diminution de l'humidité relative. Bref, la masse d'air s'assèche en passant au-dessus du relief. Ceci explique pourquoi dans les Alpes par exemple le versant au vent est plus verdoyant et plus humide que le versant sous le vent.



Explication de la formation des précipitations orographiques et de l'effet de Foëhn. Documents [Freidel](#) et Lombry.



Les précipitations qui interviennent sur le versant au vent du relief entraînent une diminution de la quantité d'eau liquide contenue dans le nuage. En conséquence, au cours de la descente le long du versant sous le vent du relief, l'évaporation de l'eau du nuage sera terminée plus tôt; de ce fait, la base du nuage se trouvera à un niveau plus élevé; c'est le chapeau du Foëhn

A. Elévation de la base des nuages

Au cours du soulèvement forcé sur le relief, la température des particules d'air inférieures diminue le long d'une adiabatique sèche jusqu'au niveau de condensation (base du nuage au vent du relief) et le long d'une pseudo-adiabatique saturée ensuite.

B. Hausse de la température

Lorsque l'évaporation est terminée, la température de l'air augmente le long d'une adiabatique sèche. la représentation graphique sur un diagramme thermodynamique des transformations subies montre de manière péremptoire l'augmentation de température -

jusqu'à 10° - engendrée par le passage de l'air au-dessus du relief (températures T_1 à l'avant du relief; T_2 à l'arrière).

C. Diminution de l'humidité relative

Les précipitations constituant une réduction de l'eau contenue dans les nuages, elles entraînent une diminution du rapport de mélange, w . De plus une augmentation du rapport de mélange saturant w_s résulte de la hausse de température; la diminution de l'humidité relative ($100.w/w_s$) est donc évidente.

Dans la zone intertropicale humide, lorsque les flux d'alizé⁵ ou de mousson rencontrent des barrières montagneuses, les précipitations augmentent considérablement : Cherrapunji (Inde), sur les contreforts de l'Assam, avec ses 11 m de précipitations annuelles, en est le meilleur exemple. Les contrastes entre versants sont parfois saisissants : des rapports de 1 à 5 entre les précipitations des versants au vent et celles des versants sous le vent sont habituels lorsque les reliefs ont une orientation perpendiculaire aux flux dominants (exemples : Antilles, île de la Réunion, Madagascar, Philippines, Hawaii).

3.Le climat d'abri

À l'intérieur ou à proximité des massifs montagneux, les vallées et bassins abrités sont soumis à un climat plus sec et plus continental que l'avant-pays exposé aux vents dominants.

Les inversions thermiques

Dans les vallées, les cuvettes et les bassins intramontagnards, par temps anticyclonique, les brises thermiques sont courantes. Dans les régions où ces types de temps sont fréquents, les inversions thermiques (air plus froid dans les parties basses) influent sur la moyenne des températures. En hiver, elles sont responsables d'une accumulation d'air froid, surtout lorsque l'évacuation de celui-ci est difficile. Les inversions thermiques apparaissent à des échelles spatiales différentes, depuis les petites cuvettes jusqu'aux grands bassins intramontagnards.

Une continentalité accrue

Dans les régions tempérées, les vallées ou les cuvettes abritées des vents dominants par des montagnes sont soumises à un climat nettement plus continental que les plaines non abritées ou les versants exposés. Les hivers sont plus froids et plus secs que dans les zones non abritées, et les étés sont plus chauds avec des orages quelquefois fréquents, qui ne compensent pas toujours la sécheresse hivernale.

B.SUR LES PRECIPITATIONS

Augmentation des précipitations

En montagne, les précipitations augmentent en fréquence et en intensité. En effet, les reliefs imposent une ascendance des masses d'air qui se traduit par un refroidissement, par la condensation de la vapeur d'eau et donc par la création de nuages.

Le gradient pluviométrique

Beaucoup moins régulier que le gradient thermique, le gradient pluviométrique fluctue sensiblement avec l'exposition des versants par rapports aux flux humides. Dans les Alpes du Nord par exemple, il varie de 50 à 200 mm pour 100 m. Cette augmentation se poursuit jusqu'à un optimum pluviométrique qui varie en fonction de la nature des masses d'air et des perturbations : dans les Alpes du Nord, l'altitude de ce seuil se situe entre 2 700 et 3 000 m alors qu'il tourne autour de 3 500 m sur les flancs du Kilimandjaro (Tanzanie).

L'humidité de l'air

La teneur en vapeur d'eau de l'air diminue rapidement avec l'altitude : à 3 000 m, l'**humidité absolue** est en moyenne trois fois plus faible qu'au niveau de la mer. Le **point de rosée** étant tributaire de la température de l'air, en haute montagne, l'**humidité relative** peut passer d'une valeur forte (plus de 90 %), en fin de nuit lorsque l'air est froid, à une valeur très faible (moins de 20 %), en milieu de journée lorsque la température est plus élevée.

La neige

La part des précipitations neigeuses augmente aussi vite avec l'altitude. Sur les versants bien exposés, la hauteur cumulée des chutes de neige est importante (10 m dans la vallée de Chamonix). L'épaisseur de la neige représente environ le dixième en eau liquide. Le manteau neigeux intensifie la réflexion des rayons solaires, les températures sont donc plus basses. Des anticyclones thermiques se mettent en place et ils entretiennent un temps sec et froid. Le maintien du manteau neigeux est fonction de la masse de neige et de la température de l'air.

En haute montagne, l'enneigement dure plusieurs mois. Il devient permanent aux alentours de 1 000 m à la latitude du cercle polaire, de 2 000 m à 4 000 m aux moyennes latitudes (45° N). Sous les latitudes intertropicales, le seuil se situe autour de 5 000 m à l'équateur (Kilimandjaro) et de 6 000 m sous les tropiques (cordillère des Andes), plus sèches.

Sous les moyennes latitudes, l'exposition joue un rôle important sur la fonte. Des écarts de quelques centaines de mètres du niveau inférieur de la neige sont habituels entre les versants bien ensoleillés et les versants qui restent à l'ombre une grande partie de la journée.

1. [↑](#) Gradient thermique : taux de variation de la température dans le plan horizontal ou vertical, exprimé en degrés Celsius par unité de distance.
2. [↑](#) ATA : Amplitude Thermique Annuelle : écart de température entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid.
3. [↑](#) ATQ : Amplitude Thermique Quotidienne : écart de température entre le moment le plus chaud de la journée et le moment le plus froid de la nuit.

4. L'**alizé** est un [vent](#) des régions intertropicales (entre 23°27 nord et 23°27 sud), soufflant d'est en ouest de façon régulière des hautes pressions subtropicales vers les basses pressions [équatoriales](#). Dans l'[hémisphère nord](#), il souffle du nord-est vers le sud-ouest, dans l'[hémisphère sud](#) du sud-est vers le nord-ouest. Les alizés s'étendent depuis le [niveau de la mer](#) (0 m) jusqu'à 1 500 ou 2 000 mètres d'altitude. C'est seulement à partir de 6 000 m d'altitude que la direction des vents s'inverse.
5. La **mousson** est le nom d'un système de [vents](#) périodiques des régions tropicales, actif particulièrement dans l'[océan Indien](#) et l'[Asie](#) du Sud. Le mot *mousson* provient (par le portugais) de l'[arabe](#) *mawsim* qui signifie saison et désigne notamment la saison favorable à la navigation vers l'[Inde](#) dans l'[océan Indien](#).

Le mot est également employé pour indiquer la saison durant laquelle ce vent souffle dans le sud-ouest de l'Inde et les régions adjacentes et qui est caractérisée par des précipitations très fortes, et aussi pour nommer les précipitations qui sont associées à ce vent. I

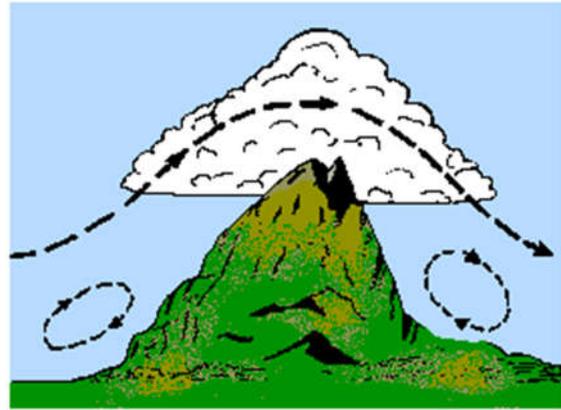
LA FORMATION DES NUAGES

La formation des nuages

Nous pouvons classer les nuages en fonction du processus physique de leur formation : ascension orographique, convection, turbulence, ascension frontale.

Nuages formés par ascension orographique

Le soulèvement d'une masse d'air jusqu'à un niveau supérieur à son niveau de condensation provoque la formation de nuages. Le type de nuage formé dépend du caractère de stabilité de la masse d'air entraînée sur le relief. Nous distinguerons donc les nuages formés dans une masse d'air stable et ceux formés dans une masse d'air conditionnellement instable.



1. Soulèvement d'air stable

Par définition l'air stable reprend sa position initiale dès que la cause du soulèvement disparaît. Au cours des différentes transformations adiabatiques la quantité totale d'eau (sous forme gazeuse ou liquide) demeure invariable.

En conséquence, la base du nuage est située au même niveau de part et d'autre du relief.

Les **nuages lenticulaires** constituent une variante des nuages formés par soulèvement d'air stable. Ce type de nuage se forme du fait d'une répartition verticale inégale de l'humidité. Lorsque le soulèvement intervient, des nuages se forment dans les couches d'air initialement plus humides, le niveau de condensation n'étant pas atteint pour les autres couches.

D'autre part, le mouvement ondulatoire des particules d'air engendré par le relief se propage sous le vent en s'amortissant progressivement. On peut donc observer parfois la formation de nuages lenticulaires à l'arrière d'un relief à chaque sommet de la trajectoire pour autant que le soulèvement y soit encore suffisant pour provoquer la condensation.

Ces formations n'ont bien sûr rien à voir avec les "rues de cumulus" que l'on observe dans les régimes anticycloniques ou à l'arrière d'un front froid.



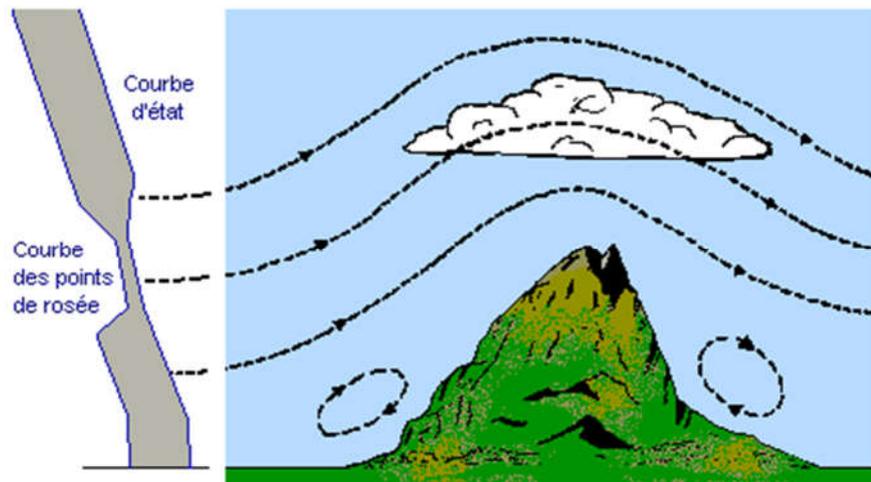
Nuages orographiques (stratocumulus lenticularis) au dessus du mont Shasta, du mont Fuji et du St Helens. Documents [Mary Weiden/Komotv](#) et [Flickr](#).

2. Soulèvement d'air conditionnellement instable

L'ascendance forcée sur le relief peut provoquer le déclenchement de l'instabilité dans

une telle masse d'air.

Les nuages formés seront évidemment instables : du type cumulus ou cumulonimbus; les conditions qui y sont associées seront identiques à celles habituellement rencontrées avec les nuages d'orage.



La base du nuage sera donnée par le niveau de condensation des particules les plus basses entraînées sur le relief; leur sommet, par l'intersection de l'adiabatique saturée passant par le point de condensation avec la courbe d'état.

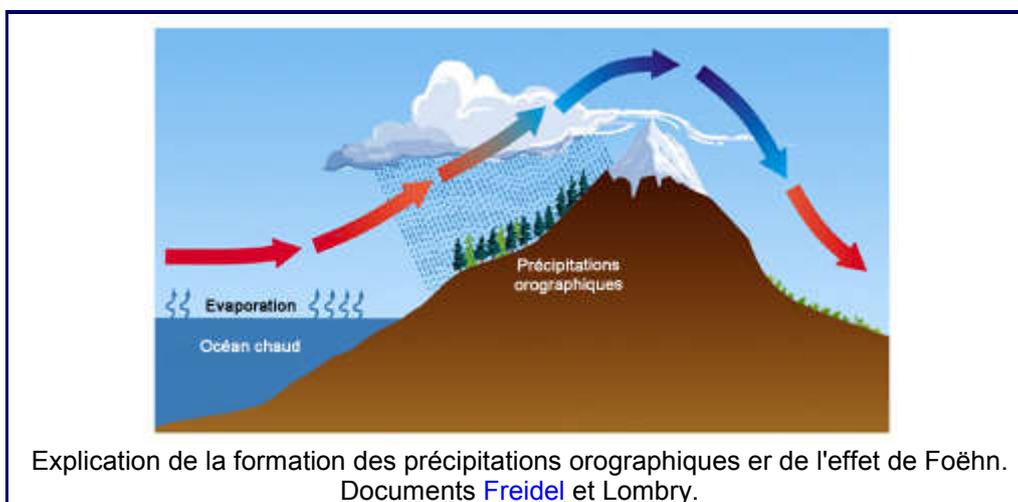
En effet, à ce niveau la température des particules ascendantes devient égale à la température de l'air environnant puisque l'adiabatique tracée représente la variation de température des particules qui s'élèvent.

3. Effet de Foëhn

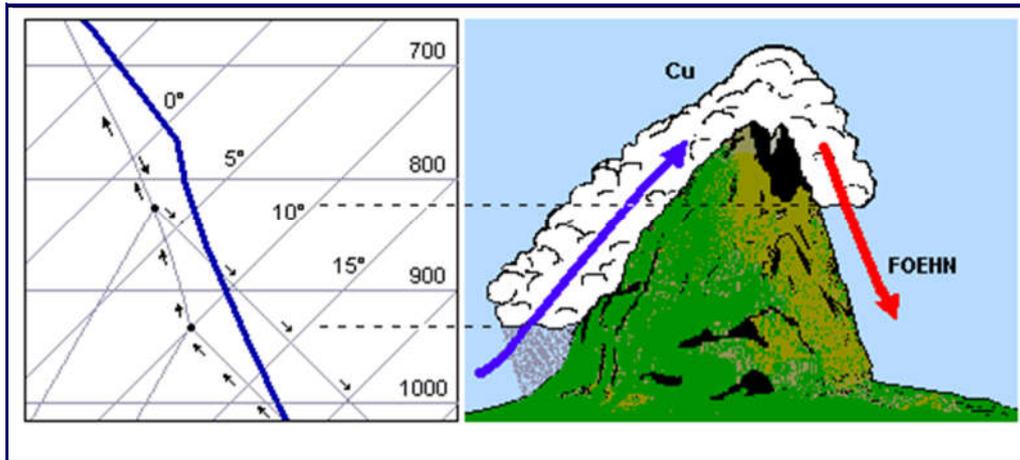
L'effet de Foëhn est une conséquence remarquable du passage d'une masse d'air sur un relief. Il est marqué par les effets suivants sous le vent du relief : une élévation de la base des nuages, une hausse de la température et une diminution de l'humidité relative. Bref, la masse d'air s'assèche en passant au-dessus du relief. Ceci explique pourquoi dans les Alpes par exemple le versant au vent est plus verdoyant et plus humide que le versant sous le vent.

A. Elévation de la base des nuages

Au cours du soulèvement forcé sur le relief, la température des particules d'air inférieures diminue le long d'une adiabatique sèche jusqu'au niveau de condensation (base du nuage au vent du relief) et le long d'une pseudo-adiabatique saturée ensuite.



Explication de la formation des précipitations orographiques et de l'effet de Foëhn.
Documents [Freidel](#) et Lombry.



Les précipitations qui interviennent sur le versant au vent du relief entraînent une diminution de la quantité d'eau liquide contenue dans le nuage. En conséquence, au cours de la descente le long du versant sous le vent du relief, l'évaporation de l'eau du nuage sera terminée plus tôt; de ce fait, la base du nuage se trouvera à un niveau plus élevé; c'est le chapeau du Foëhn.

B. Hausse de la température

Lorsque l'évaporation est terminée, la température de l'air augmente le long d'une adiabatique sèche. la représentation graphique sur un diagramme thermodynamique des transformations subies montre de manière péremptoire l'augmentation de température - jusqu'à 10° - engendrée par le passage de l'air au-dessus du relief (températures T_1 à l'avant du relief; T_2 à l'arrière).

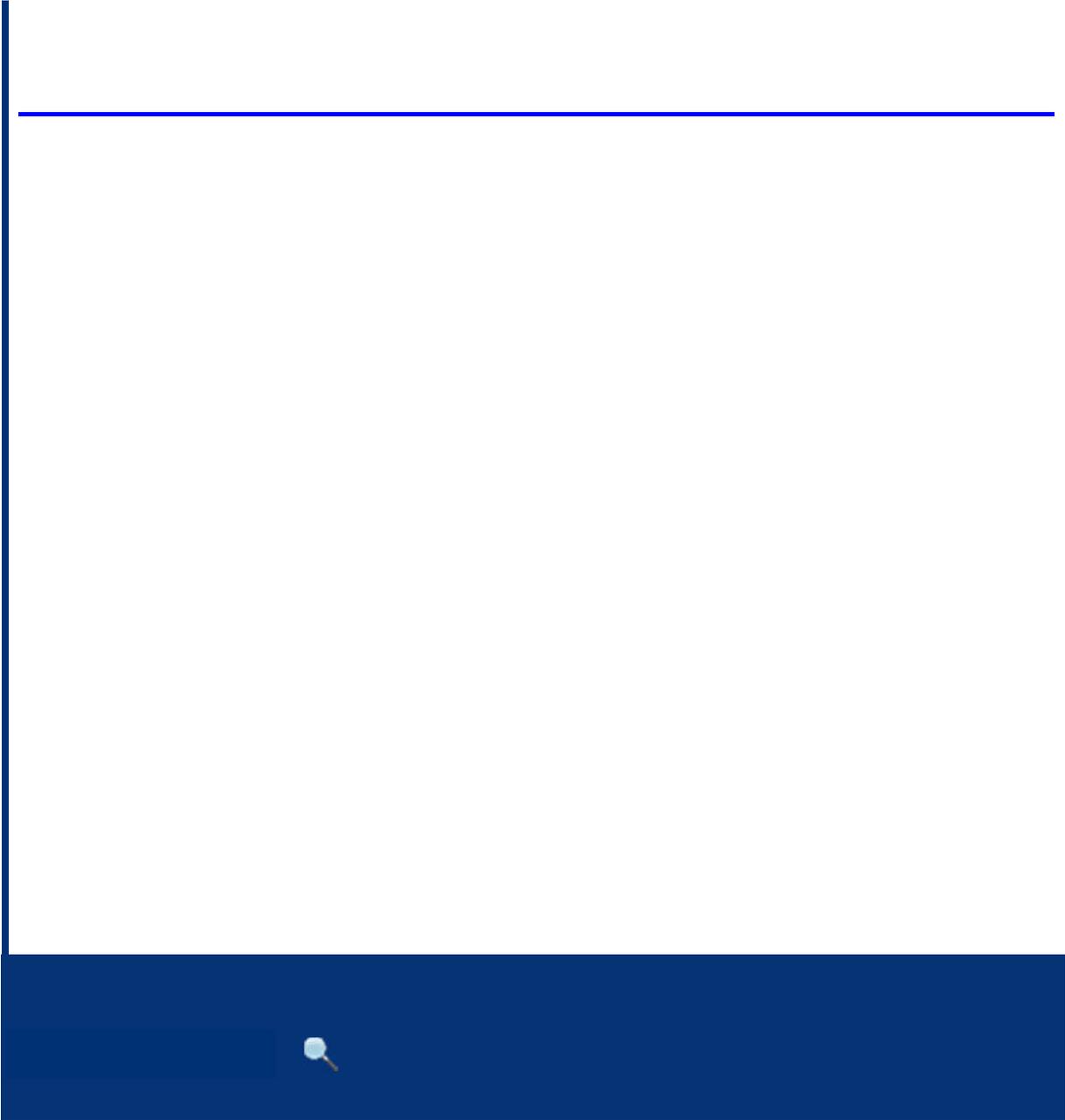
C. Diminution de l'humidité relative

Les précipitations constituant une réduction de l'eau contenue dans les nuages, elles entraînent une diminution du rapport de mélange, w . De plus une augmentation du rapport de mélange saturant w_s résulte de la hausse de température; la diminution de l'humidité relative ($100.w/w_s$) est donc évidente.



Nuages (fractocumulus et stratus nebulosus opacus) associés à l'effet de Foëhn : à gauche en Suisse, à droite en Antarctique. Documents [MAP](#) et [Cool Antarctica](#).

NB. L'effet de Foëhn est fréquemment observé sous le vent des chaînes de montagne (Alpes, Montagnes Rocheuses, etc). Cette seule cause n'est toutefois pas suffisante pour expliquer entièrement le phénomène. En effet, l'effet de Foëhn peut s'observer en l'absence de précipitations et même en l'absence complète de nuage sur le relief (Foëhn anticyclonique). L'explication complète de ce phénomène est très complexe et sort du cadre de ce dossier.



La température

L'[atmosphère terrestre](#) est un système [thermodynamique](#) minutieusement ajusté et qui s'autogère depuis quelques milliards d'années. L'énergie qui produit et entretient les phénomènes atmosphériques est issue du Soleil. Cette énergie est notamment transmise sous forme électromagnétique et essentiellement sous forme de chaleur.



Le Soleil constitue notre unique source d'énergie sans laquelle la majorité des organismes vivant sur Terre seraient voués à une morte certaine en l'espace de quelques années. Seuls subsisteraient les organismes les plus simples et extrémophiles.

L'énergie rayonnée par les autres corps célestes est négligeable; toutes les planètes et leurs satellites ne font que réfléchir la lumière qu'ils reçoivent du Soleil. Seul Jupiter et dans une moindre mesure Saturne émettent plus d'énergie qu'ils n'en reçoivent tandis que Vénus, couverte par une épaisse atmosphère toxique réfléchit le plus de lumière. Consultez le [Compendium du système solaire](#) pour en savoir plus.

Le transfert de chaleur de l'intérieur de la Terre vers la surface est pratiquement nul (exception faites sur les points chauds volcaniques), les roches basaltiques constituant l'écorce terrestre étant mauvaises conductrices de la chaleur. Le seul rayonnement énergétique provient donc du Soleil. Mais étant donné les dimensions de la Terre et sa distance au Soleil, nous ne recevons qu'un demi-milliardième de toute l'énergie qu'il rayonne dans l'espace.

A consulter: [Conversion d'unités](#)

Conversion interactive Celsius-Fahrenheit

Formules de conversions

°F en °C : $C = (F - 32) \times 5/9$

°C en °F : $F = 9/5 \times C + 32$

K en °C : $C = K - 273,15$

°C en K : $K = C + 273,15$

Modifiez l'un des deux champs du formulaire pour connaître son équivalent dans l'autre système.

Celsius:

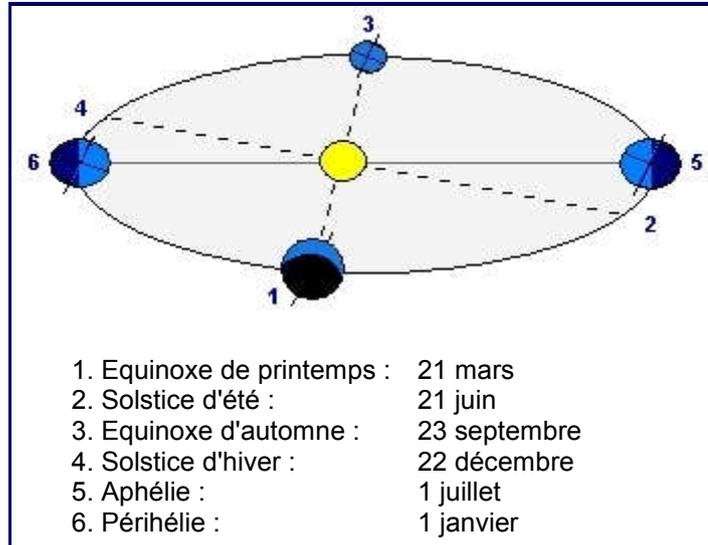
Fahrenheit:

Cliquer en dehors du champ modifié pour lancer la conversion.

L'orbite de la Terre

Plusieurs paramètres d'ordre astronomique et climatique affectent la température régnant sur Terre.

Du point de vue météorologique deux mouvements de la Terre sont importants : sa rotation autour de son axe et sa révolution autour du Soleil. Sa rotation autour de son axe s'effectue en 24 heures. Il en découle la succession des jours et des nuits. Sa révolution autour du Soleil s'effectue en une année (365.25 jours) à une vitesse d'environ 30 km/sec.



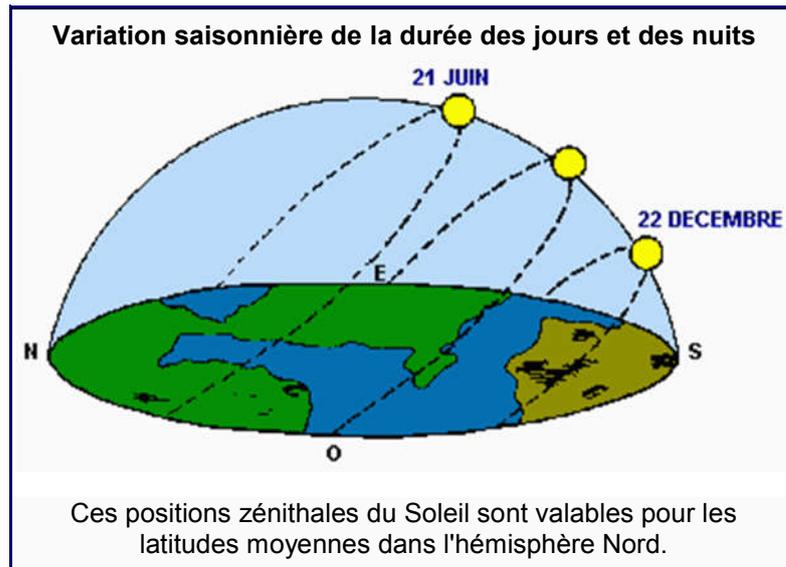
L'orbite de la Terre se présente sous forme d'une ellipse très faiblement excentrique (0.017), et donc très proche de la forme d'un cercle. Au périhélie (au point 6) la Terre se trouve à 147 millions de km du Soleil. Elle se trouve à 152 millions de km à l'aphélie (au point 5), la distance moyenne étant fixée à 149.6 millions de km. En raison de cette excentricité la Terre ne parcourt pas les quatre époques de l'année à la même vitesse, en application de la loi des aires de Kepler.

Notre planète se caractérise par ses saisons (4 sous les latitudes tempérées et 2 sous les Tropiques), phénomène météorologique induit par l'inclinaison de son axe de rotation, aujourd'hui incliné de $23^{\circ}27'$ par rapport à la normale. Cette inclinaison relativement constante provoque une répartition inégale de la chaleur. Ainsi dans l'hémisphère Nord, l'hiver dure trois jours de moins que l'été et est moins rigoureux que celui de l'hémisphère Sud qui se produit six mois plus tard. L'été est également moins torride dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud.

Aux équinoxes la durée du jour est égale à la durée de la nuit (12 heures) quelle que soit la latitude. Il en est de même à l'équateur quelle que soit l'époque de l'année.

C'est sous les Tropiques du Cancer et du Capricorne (à $23^{\circ}26'$ de latitude Nord et Sud) que le Soleil peut être observé au zénith et ceci un seul jour par an, le jour du solstice d'été, le 21 ou 22 juin dans l'hémisphère Nord ou le jour du solstice d'hiver, le 21 ou 22 décembre dans l'hémisphère Sud. Lorsqu'il se trouve au zénith à $23^{\circ}26'$ de latitude dans une hémisphère, dans l'autre hémisphère, la partie éloignée de plus de 90° , soit au-delà de $66^{\circ}33'$ de latitude est plongée dans l'obscurité, c'est la nuit polaire qui dure six mois aux pôles. Les latitudes de $66^{\circ}33'$ N et S sont respectivement dénommées "Cercle Arctique" et "Cercle Antarctique".

[A voir : Earth, la situation météo en 3D calculée toutes les 3 heures](#)
Consultez le [blog](#) pour la courte revue de ce projet créé par C.Beccario



Le rayonnement

Ainsi que nous l'avons expliqué dans le dossier consacré à l'[astrophysique solaire](#), l'énergie calorifique peut se transmettre de différentes manières :

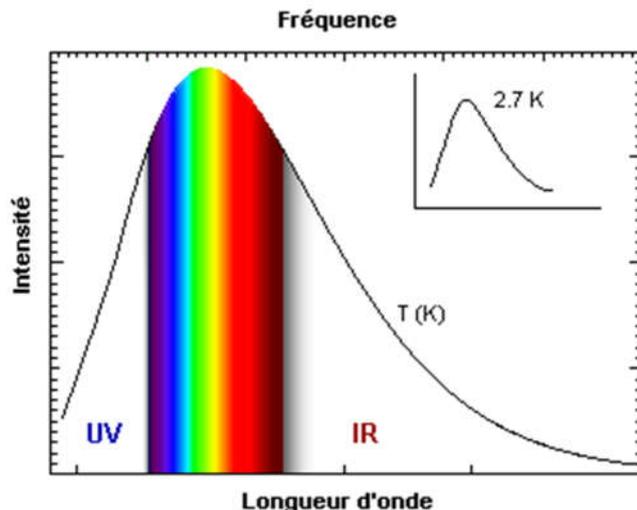
- Par **conduction** : le transfert de chaleur est assuré par l'agitation des molécules et s'effectue de proche en proche. Cependant la conductibilité de l'air est très faible et nous savons qu'en électricité il agit comme isolant.
- Par **convection** : le transfert de chaleur s'établit par des mouvements de masse du milieu dans lequel ce transfert s'effectue. Ainsi au contact d'une source de chaleur, l'air s'élève.
- Par **rayonnement** : le transfert de chaleur s'effectue par les ondes électromagnétiques. C'est le seul mode de transfert qui ne nécessite aucun milieu matériel. C'est notamment le cas dans le vide de l'espace. Ainsi si on place un objet devant un foyer, seule la face avant est réchauffée.

Le Soleil émet principalement dans un spectre compris entre 200-3000 nm avec une intensité maximale vers 500 nm dans la partie visible du spectre (lumière jaune-verte).

Selon la loi de Wien, $\lambda_{\max} T = Cte = 0.2884 \text{ cm/K}$, qui est plus claire sous la forme suivante :

$$T \text{ (K)} = 0.002884 / \lambda \text{ (m)}$$

La longueur d'onde correspondant au maximum d'énergie est inversement proportionnelle à la température du corps émetteur. rappelons qu'il faut soustraire 273.15 pour obtenir la température en °C.



Courbe d'intensité spectrale du corps noir (insert) comparée à celle du Soleil.

Cette formule s'applique tant au rayonnement du Soleil (pour $\lambda_{\max} = 5.0 \times 10^{-7}$ m, $T = 5768$ K) qu'au rayonnement infrarouge de notre peau par exemple (pour $\lambda_{\max} = 9.5 \times 10^{-6}$ m, $T = 30.4^\circ\text{C}$).

Conformément à la courbe de Planck (distribution de l'énergie rayonnée par le corps noir), le maximum d'énergie se déplace vers les petites longueurs d'ondes lorsque la

température augmente.

L'application de ces lois aux observations des rayonnements solaire et terrestre amène aux conclusions suivantes :

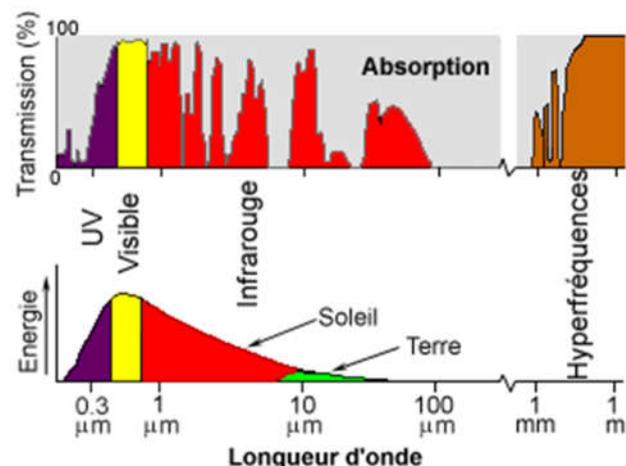
- Le Soleil rayonne comme un corps noir à une température effective d'environ 5770 K mais il n'est pas isolé du monde extérieur
- L'énergie rayonnée par le Soleil dans le spectre visible est égale à la moitié de l'énergie totale rayonnée
- La Terre rayonne comme un corps noir porté à 300 K (27°C). Son rayonnement est proche de l'infrarouge, compris entre 4 et 50 microns, le maximum étant observé vers 10 microns (10000 nm).

Le Soleil et la Terre n'émettent donc pas tout à fait dans le même spectre et on peut dire que le Soleil émet un rayonnement de courte longueur d'onde tandis que la Terre émet un rayonnement de grande longueur d'onde.

Enfin, précisons que la quantité totale d'énergie reçue en un jour et en un lieu déterminé dépend à la fois de l'intensité du rayonnement (fonction de la distance au Soleil et de l'inclinaison des rayons) et de la durée d'insolation.

Bilan thermique de l'atmosphère

La thermodynamique nous apprend que l'intensité du rayonnement est proportionnelle à la quatrième puissance de la température absolue du corps rayonnant. Ceci signifie que plus le Soleil réchauffe la surface de la Terre, plus grande sera l'énergie renvoyée dans l'espace par le rayonnement terrestre. Puisque la température moyenne à la



Les courbes d'absorption et de distribution du rayonnement à la surface de la Terre.

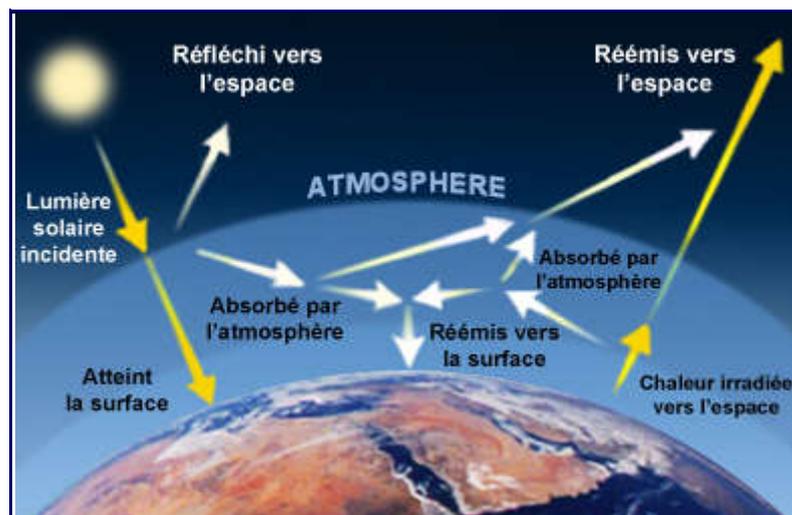
surface de la Terre est pratiquement constante, la quantité d'énergie perdue doit équilibrer la quantité d'énergie reçue du Soleil. En raison de l'inertie thermique du système cela s'établit sur une longue période et sur l'ensemble de la Terre.

Le mécanisme exact qui maintient un équilibre entre le rayonnement terrestre, celui de l'atmosphère, et le rayonnement solaire est extrêmement complexe; ceci est dû à des mécanismes secondaires d'absorption sélective des rayonnements solaire et terrestre par différents gaz atmosphériques qu'il est nécessaire d'étudier à chaque longueur d'onde.

Nous pouvons toutefois décrire sommairement ces processus en parlant du bilan global de la Terre. Celui-ci n'est jamais nul à un instant donné. Toutefois, l'énergie reçue est, en moyenne, égale à l'énergie émise pendant une année entière, considérant la Terre comme un tout.

Le problème du bilan calorifique de la Terre et de l'atmosphère peut-être divisé en trois parties :

- Rayonnement solaire, réflexion et absorption dans l'atmosphère terrestre et à la surface de la Terre
- Rayonnement de la Terre et de l'atmosphère et leur interaction
- Les autres processus physiques.



Le bilan global de la Terre. Concernant les rayonnements de courtes longueurs d'ondes, 47% du rayonnement solaire atteint la surface terrestre, soit directement (26%), soit après réflexion (21%). 19% de la lumière solaire est absorbée par l'atmosphère et 34% de la lumière incidente est réfléchi dans l'espace : 23% par la couche nuageuse, 3% par réflexion directe sur le sol, 7% par les composés de l'atmosphère et encore 1% après réflexion secondaire par le sol. Concernant le rayonnement de grandes longueurs d'ondes, 66% s'échappent dans l'atmosphère tandis que le sol et l'atmosphère en absorbent également une grande partie. Enfin l'atmosphère absorbe également de l'eau par évaporation et condensation. Le bilan est nul si l'on considère l'espace, l'atmosphère et la Terre séparément.

La température en un lieu

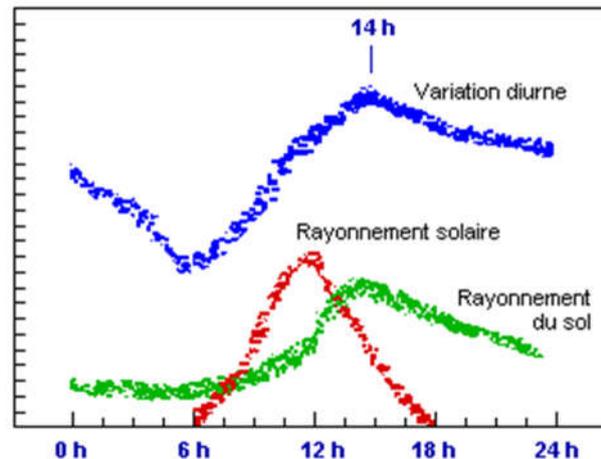
Plusieurs facteurs influencent la température qui règne en un lieu : la latitude, la nature du sol, l'altitude, les vents dominants, la couverture nuageuse ainsi que la

couverture de la surface du sol.

L'influence de la nature du sol et spécialement la différence entre la terre et l'eau est très importante. En effet, le sol présente une faible conductivité et seule la couche superficielle est réchauffée tandis que dans le cas de l'eau, la couche réchauffée est beaucoup plus épaisse du fait de sa conductibilité plus importante, des mouvements verticaux et horizontaux des courants chauds et froids, de sa plus grande capacité calorifique et de sa transparence. En conséquence, les océans constituent un réservoir calorifique et réduisent fortement l'amplitude des variations de température. Ils sont également une source d'humidité sur laquelle nous reviendrons.

La température subit également une variation annuelle qui suit la variation du rayonnement incident et fonction de la position géographique par rapport aux océans et aux continents.

D'une manière nettement plus sensible nous observons également une variation diurne de la température de l'air résultant du rayonnement solaire et du rayonnement du sol. Le rayonnement solaire est maximum à midi locale mais étant donné que le rayonnement du sol culmine vers 14h locale, la température moyenne de l'air présente son maximum environ 2 heures après la culmination du Soleil.



La température minimale s'observe au moment où l'énergie solaire devient inférieure à l'énergie terrestre. Ce phénomène s'observe environ 1 heure après le lever du Soleil.

Il est à noter que par ciel couvert, le rayonnement infrarouge de la Terre est en partie compensé par le rayonnement infrarouge de la base des nuages. Ceci explique la diminution nocturne plus lente de la température par ciel couvert que par ciel serein. D'autre part, les nuages réfléchissent une partie de l'énergie solaire incidente et entraînent une augmentation plus lente de la température au cours de la journée.

Enfin, en 2001 les climatologues ont mis en évidence l'effet des traînées de condensation des avions sur la température. Ce n'est pas surprenant quand on sait qu'elles couvrent parfois 75% du ciel ! On en reparlera lorsque nous discuterons des [contrails](#).

[A lire : Record de froid de -93.2°C en Antarctique \(sur le blog, 2013\)](#)

[La tempête de neige Hercules s'abat sur New York \(sur le blog, 2014\)](#)

Variation avec l'altitude

Le bilan calorifique montre que l'atmosphère est réchauffée par la surface de la Terre; le rayonnement solaire n'est absorbé que par les couches de haute altitude et par la surface de la Terre. En revanche, le rayonnement terrestre est absorbé par la vapeur d'eau et l'anhydride carbonique contenus dans l'atmosphère. Ce

rayonnement est donc absorbé par les basses couches; ces dernières rayonnent à leur tour dans toutes les directions. Les couches immédiatement supérieures ne sont donc réchauffées que par une partie de l'énergie rayonnée par les premières. En conséquence, la température diminue donc normalement avec l'altitude dans la troposphère.

Toutefois, dans certains cas, on peut observer une augmentation de la température avec l'altitude; c'est le phénomène d'inversion.

Les inversions types sont les suivantes :

- Inversion au sol : provoquée par un refroidissement nocturne important de la surface du sol
- Inversion frontale : due au passage d'un front
- Inversion de subsidence : due à la présence d'un anticyclone
- Inversion de la tropopause : marquant le passage de la troposphère à la stratosphère.

L'effet de serre

Nul n'est besoin de rappeler que la température varie également en fonction de l'intensité de l'effet de serre induit notamment par les polluants atmosphériques émis par les activités humaines. Cet effet ayant des conséquences inattendues et dommageables à long terme sur toute la biosphère, vu son importance nous lui consacrerons un [article](#).

Les masses d'air & la circulation générale

Tout système visant à simuler le mouvement général de l'air autour de la Terre doit nécessairement se baser sur des conditions moyennes. Les irrégularités dans la configuration des courants atmosphériques que l'on observe sur les cartes journalières du temps font souvent perdre toute signification réelle à cette circulation générale.

Aussi compliquée et inconstante que soit la circulation journalière, il est cependant intéressant de définir une circulation générale, caractéristique du transport moyen de l'air autour du globe terrestre.

Ce transport répond en effet à une nécessité de transfert de chaleur de l'équateur vers les pôles, ainsi que nous allons le démontrer.

Nous avons vu dans le chapitre consacré à la [température](#) que pour une année et pour l'ensemble du globe terrestre, la quantité d'énergie reçue du Soleil est égale à la quantité d'énergie renvoyée par la Terre dans l'espace.

Si on calcule la moyenne pour une année on constate que toute la région de la Terre comprise entre les latitudes de 30° à 35° N et S est caractérisée par un gain d'énergie rayonnante alors que les régions situées à des latitudes supérieures accusent un net déficit.

Un transport de chaleur de l'équateur vers les pôles est donc nécessaire sans quoi la température serait très élevée à l'équateur et très basse aux pôles.

Abstraction faite des périodes géologiques ou des fluctuations de moindre importance, les températures observées restent d'année en année approximativement inchangées et résultent donc d'un équilibre formé par les échanges radiatifs auxquels se superpose un flux de chaleur de l'équateur vers les pôles. A long terme cependant, l'[effet de serre](#) provoqué par la combustion des énergies fossiles et la libération de leurs résidus dans l'atmosphère risque de déséquilibrer dangereusement ce thermostat naturel.

Ce flux de chaleur de l'équateur vers les pôles ne peut être que du type convectif-advectif (c'est-à-dire accompagné d'un transport de masse), les autres modes de transfert (rayonnement et conduction) étant complètement négligeables pour le transport horizontal de chaleur (faiblesse du gradient horizontal de température, mauvaise conductibilité des roches, etc).

Les milieux susceptibles d'un transport de masse sont les océans d'une part, l'atmosphère d'autre part.



Pour l'Atlantique Nord les courants marins (dont le Gulf stream est de loin le plus important) transportent au maximum 10% de la chaleur, l'atmosphère doit donc répondre des 90% restants. Au-dessus des continents les courants atmosphériques représentent le seul moyen de transport. On peut donc dire que pour l'ensemble de la Terre, la majeure partie est transportée par l'atmosphère. Celle-ci agit comme une gigantesque machine thermique, dont la source chaude se situe dans une large ceinture enveloppant les régions équatoriales et



Front en approche au coucher du Soleil.

pour laquelle les régions polaires jouent le rôle de source froide.

Cette machine thermique (dont le rendement est très faible) transforme l'énergie potentielle représentée par les différences de chaleur (chaleur reçue à la source moins chaleur cédée à la source froide) et énergie cinétique des courants atmosphériques caractéristiques de la circulation générale.

La circulation générale n'est cependant pas régie uniquement par des considérations d'ordre thermique. D'autres conditions, dont la description sort du cadre de ce dossier, interviennent également.

La circulation générale est un système de courants extrêmement complexe et encore mal connu à ce jour. En effet, toute étude théorique du système doit se baser sur des observations en surface et en altitude à l'échelle mondiale, échelonnées sur plusieurs années. Ce matériau de première importance manque encore à ce jour, surtout dans les régions polaires. Aussi, nous limiterons-nous à une description schématique du système.

Le modèle de la circulation générale

Introduction

Comment se présente globalement la circulation atmosphérique ? Faute d'étude in situ et de moyens techniques adéquats, il y a plus d'un siècle personne ne pouvait répondre à cette question. C'est Sir Hadley qui fit le premier l'hypothèse que les vents circulant autour de la Terre pouvaient être créés suite aux transferts de chaleur entre les régions polaire et équatoriale. Il proposa un modèle convectif constitué d'une seule cellule.

Mais la Terre ne présente pas une telle circulation, contrairement à Vénus par exemple. La principale raison est liée au mouvement angulaire de la Terre qui est une quantité qui se conserve (à l'image d'une patineuse qui tourne sur elle-même qui verra sa vitesse de rotation augmenter si elle rapproche les bras de son corps) : $A = mvr$, avec m la masse, v la vitesse de rotation et r le rayon de rotation.

Considérons une particule se déplaçant de l'équateur vers le Pôle Nord. Si sa masse reste constante, comment évolue la vitesse de la particule ? Pour répondre à cette question appliquons la loi de conservation du moment angulaire. On observe que cette loi empêche la formation d'une seule cellule atmosphérique entre l'équateur et le pôle et crée au contraire un déplacement des masses d'air vers l'est dans l'hémisphère nord donnant naissance à trois cellules.

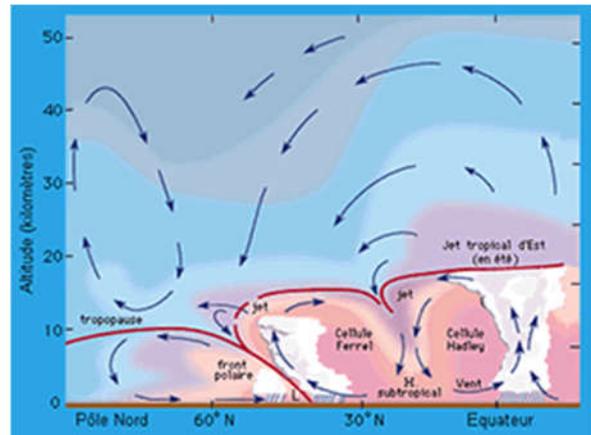
En première approximation l'atmosphère terrestre présente une circulation tricellulaire. En réalité les bandes de hautes et basses pressions prédites par le modèle tricellulaire dévient de la configuration zonale en raison de la chaleur différentielle de la surface terrestre et des effets liés à la topographie.

Le modèle de la circulation générale sur lequel travaille aujourd'hui les scientifiques est constitué de 3 cellules :

- Une **cellule de Hadley**
- Une **cellule de Ferrel**
- Une **cellule polaire**

La cellule de Hadley

Il s'agit d'une cellule thermique caractérisée par une expansion ascendante près de l'équateur et divergeant en altitude vers les pôles (anticyclone). Cette zone convective crée une région de basses pressions appelée la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ), également dénommée le front intertropical. Cette zone provoque en réaction un courant de subsidence à 30° de latitude qui converge vers l'équateur en surface; ce sont les alizés ("trade winds").



La cellule de Ferrel

C'est une cellule thermique indirecte qui assure la circulation de l'air entre la haute pression subtropicale et la dépression subpolaire.

La cellule Polaire

Il s'agit d'une cellule thermique qui résulte du flux polaire orienté d'Ouest en Est.

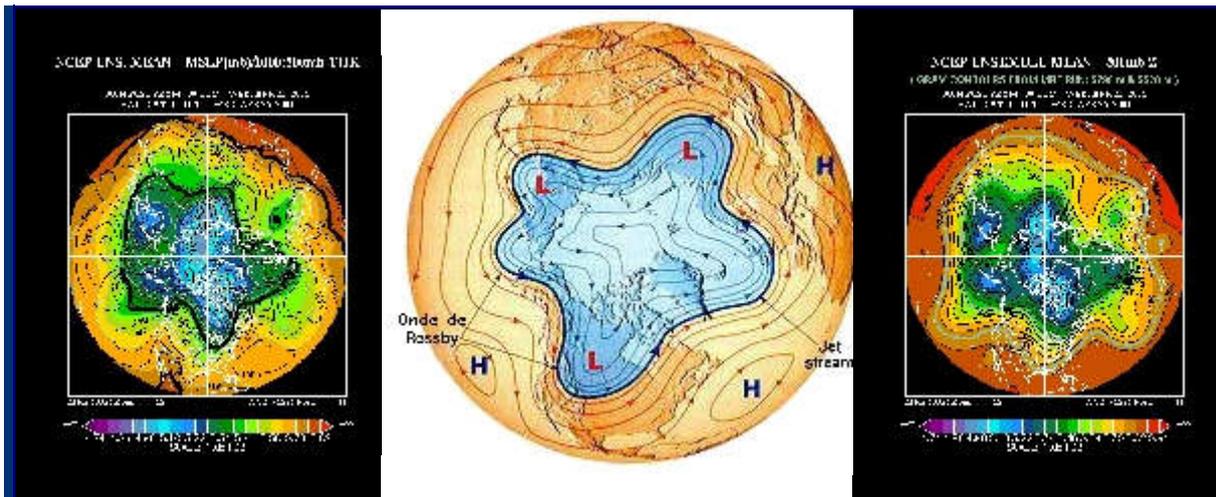
Voyons à présent la structure détaillée de ce modèle atmosphérique tricellulaire.

Description de la circulation générale

Ainsi que nous l'avons expliqué dans le chapitre consacré à l'[atmosphère](#), cette dernière représente une couche extrêmement mince en comparaison avec les dimensions de la Terre. Il semble donc raisonnable d'étudier d'abord les mouvements horizontaux; les mouvements verticaux résultent alors d'une nécessité de compensation (principe de la conservation des masses). De plus, nous savons que dans l'hémisphère nord les vents soufflent toujours en laissant les hautes pressions à droite (loi de Buys-Ballot). Aussi, toute description de la circulation de l'air commence-t-elle par une description de la répartition des pressions.

Les champs de vent et de pression représentés ci-dessous déterminent la circulation horizontale de l'air autour du globe terrestre. Ces mouvements sont très variables mais certaines variations sont tout à fait prévisibles.

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 ce, tant dans les basses couches qu'en altitude. En considérant une hémisphère complète, le déplacement des crêtes et des creux donne naissance à ce qu'on appelle une **onde de Rossby**. Le globe terrestre est ainsi généralement encerclé par 3 à 7 ondes de Rossby.



A gauche et à droite des modèles de l'atmosphère pour les basses couches et le niveau 500 hPa. Notez la présence de la sinusoïde de Rossby dans la région subpolaire. Au centre, un exemple d'onde de Rossby. Cliquer sur les modèles pour les animer (GIF de 434 et 1 MB). Documents [NOAA-CDC](http://www.noaa.gov).

Au niveau de la mer :

En étudiant la répartition moyenne de la pression, on constate que la troposphère est segmentée en plusieurs systèmes et courants :

- un centre anticyclonique au Pôle
- une dépression subpolaire à 60° N
- un anticyclone subtropical à 30° N
- une convergence intertropicale près de l'équateur (ITCZ)

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

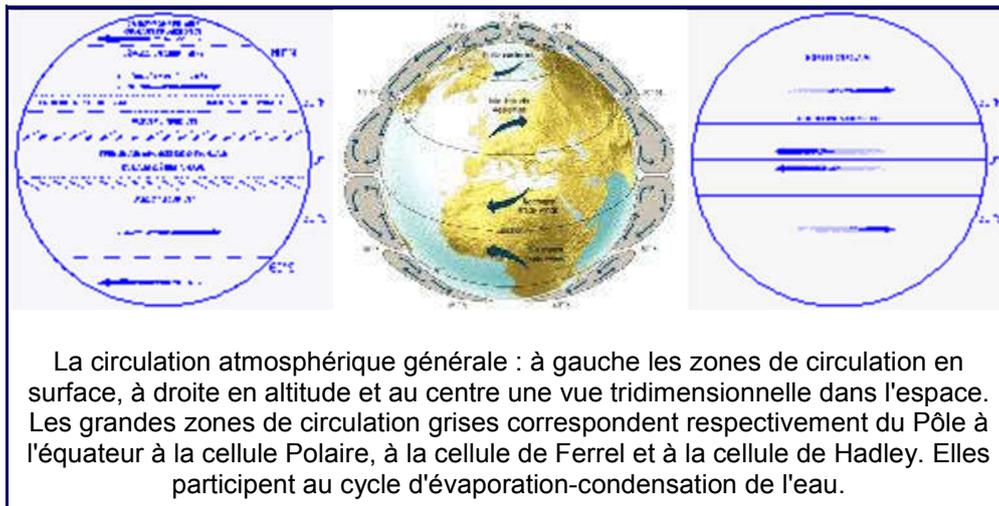
- des vents d'est polaires, du pôle jusque 60° N, ou courant polaire d'est
- des vents d'ouest de 60° N à 30° N, ou courant tempéré d'ouest
- des vents de secteur est, entre 30° N et l'équateur, dits alizés; ils soufflent du nord-est dans l'hémisphère nord, et du sud-est au sud de l'équateur. Ils donnent naissance à la zone de convergence intertropicale.

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

- près du Pôle Nord,
- les calmes subtropicaux,
- les calmes équatoriaux ("doldrums") ou "pot-au-noir", ainsi baptisé en raison des nuages épais et des pluies abondantes que connaît cette région.

Ainsi que nous l'avons expliqué dans le modèle tricellulaire, l'anticyclone du Pôle Nord est un anticyclone thermique qui n'existe que dans les basses couches où il agit comme une zone de divergence.

La ceinture des anticyclones subtropicaux agit comme zone de divergence, tandis qu'une autre zone de convergence (aux latitudes moyennes) donne naissance au front polaire.



En ajoutant les courants verticaux (ascendance dans les régions de convergence, subsidence dans les régions de divergence) nous obtenons une circulation fermée et retrouvons le modèle tricellulaire, telle qu'il est présenté de manière tridimensionnelle sur la figure centrale ci-dessus. La seule circulation méridienne superposée à la circulation zonale ne peut cependant expliquer la totalité du transfert de chaleur. Aux latitudes moyennes, les perturbations frontales jouent un rôle important dans l'échange de chaleur autant par les poussées chaudes vers le nord que par les invasions froides atteignant la ceinture des anticyclones subtropicaux.

En altitude :

- 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 d'ouest.

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

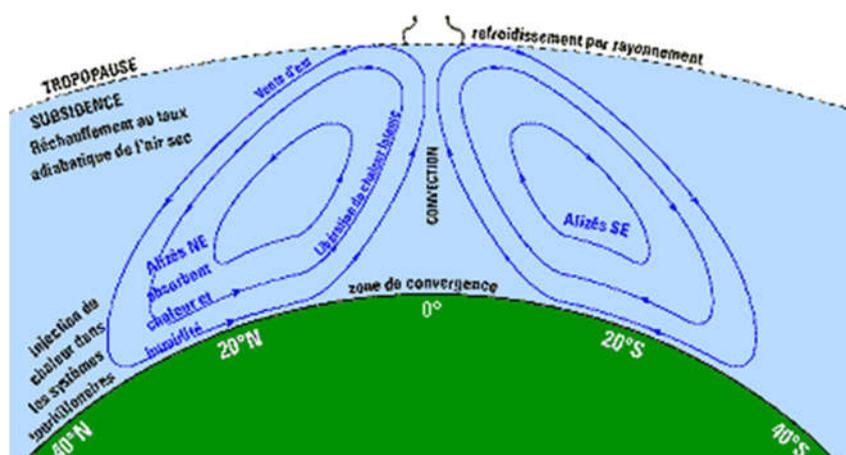
Quant au courant tempéré d'ouest, il s'intensifie lui aussi jusqu'à la tropopause, puis diminue dans la stratosphère.

Ainsi on peut conclure que 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. C'est en effet à cet endroit que l'on trouvera le courant violent du jet stream.

Régime tropical

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

- 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 en altitude.

Il en découle la formation d'importants cumulonimbus, dont les sommets dépassent parfois la tropopause et atteignent 18000 m (54000 pieds). Comme ces sommets perdent de la chaleur par rayonnement, il s'ensuit un maintien de l'instabilité et, par conséquent, de la convection. De surcroît, la chaleur latente libérée au moment de la condensation participe directement à l'augmentation de la poussée ascendante.

Vous trouverez plus de détails sur la [météorologie tropicale](#) dans le chapitre spécifique que je lui ai consacré.

LES DEPRESSIONS ET LES ANTICYCLONES

Les dépressions et les anticyclones**A. Les dépressions**

De manière générale, une dépression, parfois appelée cyclone, est une région de basses pressions à isobares fermés. Dans l'hémisphère Nord les vents y soufflent dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, avec une certaine convergence vers le centre de la dépression (loi de Buys-Ballot).



Après convergence vers le centre, l'air doit s'élever et à une certaine altitude il doit de nouveau diverger.

Pour que la pression au centre soit en baisse, il faut évidemment que la divergence dans les couches supérieures surpasse la convergence des basses couches. Dans ces conditions on dit que la dépression se creuse.

La convergence des basses couches est due en grande partie à l'effet de frottement, ce qui explique qu'une dépression se comble et se dissipe plus rapidement sur terre que sur mer.

L'ascendance de l'air au centre de la dépression donne lieu à la formation de nuages qui entraînent des précipitations et sont accompagnées de vents assez forts.

De part leur naissance et leur développement, on peut distinguer différents types de dépressions :

- les dépressions thermiques
- les dépressions des latitudes moyennes
- les cyclones tropicaux, les tornades et les trombes
- les dépressions orographiques
- les dépressions d'altitude.

Les dépressions thermiques

Elle se développent principalement au-dessus des régions bénéficiant d'un climat maritime ou d'un micro-climat. Elles prennent naissance par suite de l'échauffement inégal des terres et des mers. La dépression se forme sur la région surchauffée. Elle est alors quasi stationnaire. Une circulation fermée se crée; l'air situé en altitude s'écoule vers les régions plus froides, descend au-dessus de ces régions, se dirige ensuite du sol vers le centre dépressionnaire où il s'élève à nouveau. Il s'agit d'un mécanisme analogue à celui de la formation d'une [brise de mer](#) (ou de terre) mais à une échelle plus grande.

L'ascendance dans la dépression thermique entraîne la formation de nuages le plus souvent du type convectif; la chaleur latente de condensation libérée augmente encore l'effet thermique.

On observe des dépressions thermiques :

- en été au-dessus de la Russie d'Europe et d'Asie (spécimen très étendu)
- en été au-dessus de l'Europe occidentale; ces dépressions ont une très faible étendue mais peuvent donner lieu à de fortes activités orageuses; les petites dépressions qui

prennent naissance sur le SO de la France sont de ce type; elles ne sont pas stationnaires mais se déplacent assez rapidement vers le NNE. On en trouve en particulier dans le Golfe de Gênes, dans le Golfe de Gascogne ainsi qu'au-dessus des Landes.

- en été au-dessus du Sahara
- en hiver au-dessus des mers intérieures méridionales telles que la Méditerranée, la mer Caspienne, la mer Noire
- en automne et au début de l'hiver au-dessus de la mer du Nord et de la mer Baltique où l'effet thermique se limite plutôt à une baisse de pression locale (creux) sans centre bien déterminé.

Remarque

Ne pas confondre dépression thermique et cellule thermique. La première est une structure à grande échelle, la seconde est une zone convective locale située au-dessus d'une couche turbulente. Ainsi que nous le verrons dans les chapitres consacrés à la [turbulence](#) et surtout dans celui consacré au [vol à voile](#), ces instabilités peuvent être exploitées par les pilotes de planeur qui peuvent ainsi tirer profit des ascendances, les fameux thermiques, pour acquérir de la vitesse et de l'altitude.

Les dépressions des latitudes moyennes

Ces dépressions sont les plus importantes en ce qui concerne le temps sur l'Europe occidentale. Elles englobent souvent des régions de plusieurs milliers de kilomètres carrés et sont très actives.

Elles sont presque toujours associées à des phénomènes [frontaux](#) que nous avons étudiés précédemment.

Les dépressions orographiques

Ces dépressions se forment en aval d'un fort courant orienté plus ou moins perpendiculairement à une chaîne de montagnes. Il se forme alors une crête en amont.

Le plus souvent il ne s'agit pas d'une véritable dépression avec circulation fermée mais tout simplement d'un creux barométrique (0.5 à 2 mb en général).

Les régions favorables à la formation de ces dépressions orographiques sont :

- le sud de l'Islande par courant nord
- le flanc Est des monts scandinaves par vent d'ouest et leur flanc Ouest par vent d'Est;

près des contreforts alpins.

Document [CICVVA/Léon Picros](#)

dans ce cas le creux est encore renforcé par l'effet thermique du *Gulf stream*.

- La région des Vosges

Ces dépressions orographiques sont propices au [vol à voile](#), les planeurs profitant du "vol d'onde" pour parcourir de longues distances.

Les dépressions d'altitude

Ces dépressions ne sont pas visibles en surface mais s'y manifestent par des précipitations non frontales ou par une forte activité convective (averses).

Ces dépressions sont visibles sur les cartes en altitude et sont associées à des gouttes d'air froid en altitude.

Les cyclone tropicaux

Les cyclones tropicaux font l'objet d'un chapitre séparé consacré à la [météorologie tropicale](#).

B. Les anticyclones

Contrairement aux dépressions, les anticyclones présentent souvent une forme irrégulière. Ils se déplacent également plus lentement que les dépressions.

En ce qui concerne leur influence sur le temps, il faut distinguer l'influence directe dans les régions qu'ils recouvrent du rôle indirect qu'ils jouent sur la circulation en tant que centres d'action.

Temps au sein d'un anticyclone

Le temps^[1] dans un anticyclone est déterminé en grande partie par les conditions dans la couche inférieure (grosso-modo sous 350 m ou 1000 pieds). Ceci résulte de la subsidence^[2] qui, dans un anticyclone important, affecte la presque totalité de la troposphère par son effet dissipatif.

Au sein d'un anticyclone, la masse d'air présente souvent une ou plusieurs couches stables (souvent des résidus d'anciens fronts). La compression adiabatique qui accompagne la subsidence peut alors transformer une telle couche stable en une inversion très nette, appelée inversion de subsidence

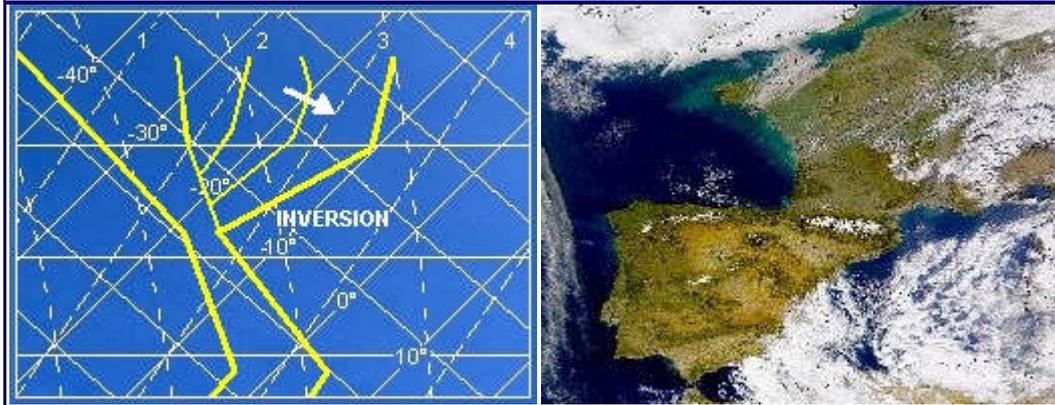
Les nuages se limitent alors à la couche située sous cette inversion où tout transport de vapeur d'eau vers le haut est arrêté. Il en résulte une accumulation de vapeur d'eau dans les couches inférieures. Lorsque le sol est relativement froid (nuit, saison d'hiver) du brouillard ou du stratus bas se forme facilement. Lorsque le sol est plus chaud et que des nuages du type convectif se forment, le rôle de l'inversion consiste en une limitation du développement vertical de ces nuages. On observe dans ce cas des petits cumulus dits de "beau temps", ou aucun nuage lorsque l'air est suffisamment sec.

Pourvu que la subsidence ait duré suffisamment longtemps, un anticyclone sera caractérisé :

- au-dessus de l'inversion : par un ciel clair,
- en-dessous de l'inversion :
 - la nuit, par des stratus ou par du brouillard ou tout simplement de la brume (vis. 1-5 km),
 - le jour, par de petits cumulus ou par un ciel clair.

En toute saison, un anticyclone est caractérisé par une forte variation diurne de la température et par conséquent par une forte variation du vent.

[1] Le temps est défini par la présence ou l'absence de nuages et/ou de précipitations.



A gauche, une inversion de subsidence : la courbe d'état devient de moins en moins humide; la masse d'air se stabilise et s'assèche. A droite, cet anticyclone centré sur le Golfe de Gascogne photographié le 31 janvier 1999 empêche les dépressions de pénétrer sur le continent et nous préserve des pluies.

Guidage

Tout anticyclone important joue un rôle de guidage (steering) des dépressions frontales. Sa position détermine la trajectoire de ces dépressions et, par conséquent, le temps dans les régions situées sur cette trajectoire. Dans certains cas l'anticyclone peut même couper le passage aux dépressions frontales (voir ci-dessous).

Classification des anticyclones

Les anticyclones peuvent être subdivisés en anticyclones thermiques et anticyclones dynamiques en fonction du processus de formation. On peut également distinguer les anticyclones chauds ou froids lorsque la région couverte par l'anticyclone est respectivement plus chaude ou plus froide que la région qui l'entoure. Remarquons que l'adjectif "chaud" se rapporte à l'air dans la mi-troposphère; dans les basses couches l'air peut être aussi bien froid que chaud.

Les anticyclones chauds ont un caractère permanent : ils se déplacent très peu et leur durée de vie est longue. Les anticyclones froids se déplacent avec la circulation générale et ont une faible durée de vie. Aucune subdivision n'est cependant absolue et le passage d'un système à un autre est possible (voir par exemple §4. ci-dessous).

D'un point de vue synoptique, c'est-à-dire à l'échelle globale des systèmes, les anticyclones sont classés en 5 catégories :

1. Anticyclones subtropicaux

Ce sont des anticyclones quasi stationnaires, très vastes et présentant une circulation fermée jusqu'à grande altitude. Ils sont persistants et, de ce fait, peuvent être repérés sur la majorité des cartes du temps. Ils se situent aux latitudes subtropicales et leur grand axe est le plus souvent orienté du SSO au NNE. Dans l'hémisphère Nord nous trouvons l'anticyclone des Açores et celui du Pacifique. L'anticyclone des Açores, si important pour le temps en Europe occidentale, pousse souvent une crête en direction des îles Britanniques et de la Mer du Nord, ce qui entraîne une période de beau temps sur nos régions en été. En hiver en revanche, il rejoint souvent l'anticyclone sibérien et nous envoie alors des courants polaires continentaux ou arctiques très froids.

2. Anticyclones polaires stationnaires

Ce sont les pendants des dépressions thermiques. Ils prennent naissance en hiver au-dessus des continents polaires par suite d'un refroidissement important. Ils sont généralement peu étendus en altitude (maximum 2 km).

Parmi eux, l'anticyclone sibérien est le mieux développé et aussi le plus persistant. L'anticyclone canadien en revanche est moins persistant et est souvent fractionné en plusieurs cellules.

Ces deux anticyclones disparaissent durant l'été boréal pour laisser la place à un anticyclone peu épais au-dessus de la calotte polaire.

3. Anticyclones migratoires des latitudes moyennes

Ils représentent une poussée d'air froid entre deux dépressions frontales successives et se déplacent avec elles. Ils sont plus étendus et plus intenses en hiver qu'en été. Le plus souvent il ne s'agit que de simples crêtes liées à un anticyclone subtropical.

Aussitôt qu'une circulation fermée s'établit, le mouvement est ralenti. Le temps ensoleillé qui lui est associé peut durer quelques jours. Le plus souvent les anticyclones migratoires passent en 24 heures et de ce fait ne provoquent qu'une amélioration temporaire.

Les anticyclones migratoires sont du type froid et atteignent au maximum le niveau de 700 mbar (~3000 m).

4. Anticyclones lents dans une invasion polaire

Une profonde dépression des latitudes moyennes (le plus souvent le dernier membre d'une famille de dépressions) entraîne un fort courant de nord sur sa face ouest, permettant à l'air froid de pénétrer très loin vers le sud. Ce courant peut avoir une largeur de plusieurs centaines de kilomètres et s'étendre jusqu'à la tropopause.

Aussitôt que l'invasion polaire prend de l'importance, un anticyclone isolé apparaît au sein de la crête qui suit la dépression frontale. Cet anticyclone se déplace ensuite avec l'air froid vers le sud tout en s'intensifiant. De telles situations provoquent de fortes gelées nocturnes lorsqu'elles se produisent tôt en automne ou tard au printemps.

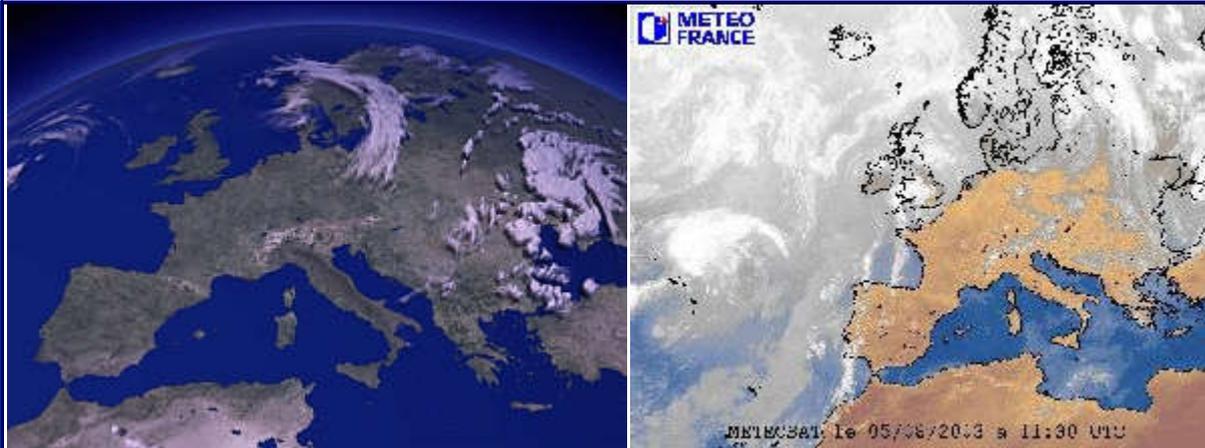
Dès que l'air froid a pénétré loin vers le sud tout en perdant son impulsion initiale, l'anticyclone froid qui lui est associé ralentit. Le front polaire est alors soumis à un effet de frontolyse et l'air polaire se réchauffe par subsidence et par contact avec la surface terrestre. L'air polaire se transforme ainsi progressivement en air tropical et l'anticyclone prend le caractère d'un anticyclone tropical.

5. Anticyclones de blocage

Un anticyclone de blocage est un anticyclone quasi stationnaire se situant quelque part entre les latitudes 50 et 70°. L'action de blocage consiste en une interruption, par l'anticyclone, du courant zonal habituel.



Anticyclone de blocage en cours de formation sur l'Europe le 1 août 2003 photographié à 1305 km d'altitude (Cf également ci-dessous). Les dépressions d'Atlantique sont déviées vers le nord. Document NASA/GSFC.



Anticyclone de blocage sur l'Europe. Ces photographie ont respectivement été prises le 26 juin 2001 et le 5 août 2003. Résultat sur le terrain : le ciel était clair, pas un seul nuage ne se profilait à l'horizon, ciel CAVOK comme l'on dit en aviation, c'était la canicule avec des températures supérieures à 30°C dans le premier cas et près de ... 40°C dans le second cas ! **Cliquer** sur l'image de gauche pour lancer l'animation (GIF de 278 Kb). Documents [US Weather/Yahoo](#) et [Météo France](#).

L'Europe occidentale est surtout intéressées par les anticyclones de blocage scandinaves. Ceux-ci peuvent cependant s'étendre jusqu'au-dessus de l'Atlantique. Dès que la circulation fermée atteint le niveau de 500 mbar, l'anticyclone stagne.

Les anticyclones de blocage sont toujours anormalement chauds pour la latitude à laquelle on les observe. Ce sont des anticyclones dans lesquels la chaleur est maintenue grâce à la subsidence.

Si vous vous rappelez les conditions météo qui régnaient début août 2003 sur l'Europe occidentale, nous bénéficions d'une canicule que nous enviaient presque les pays tropicaux : les températures dépassaient 25°C dès avant-midi et culminaient en fin d'après-midi entre 28°C à la côte et 40° C dans le massif central. Si la population n'envahissait pas les bords de mer, les lacs et les fontaines publiques, elle restait cloîtrée chez elle entre 10 et 20h, du jamais vu ! Cette situation persista durant plusieurs semaines entraînant malheureusement la mort par déshydratation d'environ 20000 personnes âgées, surtout en France et dans une moindre mesure en Belgique. La canicule obligea même les exploitants de la centrale nucléaire de Golfech en France à couper d'urgence le réacteur. Pas bon pour l'image de la soi-disant "maîtrise du nucléaire" et de sa soi-disant "sécurité"... On en reparlera dans d'autres [articles](#).

Mais d'un point de vue climatologique cela n'avait rien d'exceptionnel car les mois de juillet et août ont un caractère caniculaire par définition^[3]. Malheureusement le phénomène s'était déjà produit en 2001, bien que modérément, et se produisit à nouveau en 2005. On parle déjà de dérèglement climatique...

[Prochain chapitre](#)
[Les orages](#)

[Retour à la Météorologie](#)



Back to:
HOME

[Copyright & FAQ](#)