

**Réponses commentées du QCM de l'examen théorique FSVL pour pilotes de parapente, deuxième partie :**

## **METEOROLOGIE**

**J. Oberson, instructeur parapente, FSVL/OFAC 4427**

**[www.soaringmeteo.com](http://www.soaringmeteo.com)**

**2<sup>ème</sup> édition 2005**

*Copyright*

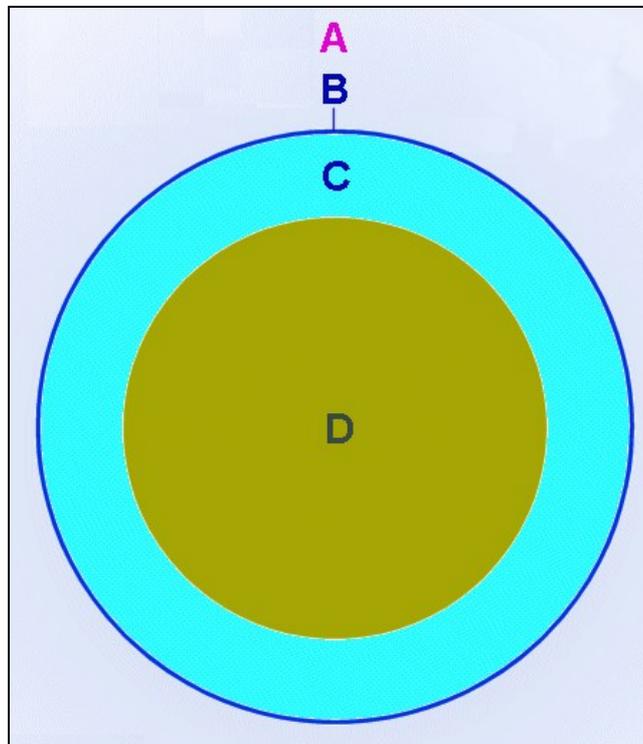
## TABLE DES MATIERES

<i>Atmosphère et pression atmosphérique .....</i>	<i>2</i>
<i>Température de l'air, réchauffement de l'atmosphère, courbes de température..</i>	<i>4</i>
<i>Etat physique de l'eau, humidité .....</i>	<i>11</i>
<i>Nuages, brouillard et brume.....</i>	<i>14</i>
<i>Mesures du vent .....</i>	<i>20</i>
<i>Centres d'action, isobares et vents généraux .....</i>	<i>20</i>
<i>Brises locales.....</i>	<i>24</i>
<i>Turbulences .....</i>	<i>26</i>
<i>Masses d'air, fronts, perturbations.....</i>	<i>28</i>
<i>Thermiques et orages.....</i>	<i>31</i>
<i>Analyse de cartes synoptiques (Europe).....</i>	<i>32</i>
<i>Quelques situations météo typiques pour la Suisse.....</i>	<i>35</i>

## Atmosphère et pression atmosphérique

**Composition chimique** de l'air : 78% d'azote, 21% d'oxygène. 1% restant : gaz carbonique, vapeur d'eau, gaz rares comme l'hélium. **Question 001.**

L'atmosphère est l'enveloppe (« un océan ») d'air qui entoure le globe terrestre et qui est formée de plusieurs couches. Voir figure **M01**. La seule qui nous intéresse ici c'est la **troposphère**, directement au contact du sol et dans laquelle se produisent les phénomènes météorologiques qui dictent la pratique de notre sport. **Question 012.** Les autres couches plus élevées comme la stratosphère, la ionosphère et la mésosphère ne nous concernent pas directement. La troposphère est limitée supérieurement par la tropopause. Voir figure **M01**. Cette limite se situe, à nos latitudes, à environ 11000 m. d'altitude (au-dessus du niveau de la mer). **Question 004.** Elle est un peu plus basse en hiver (l'air est plus froid, plus dense et donc de volume plus réduit) et un peu plus haute en été (l'air plus chaud est moins dense et de volume plus grand).



*Figure M01 : Couches de l'atmosphère. D = terre, C = troposphère. B = tropopause. A = couches élevées : stratosphère, ionosphère, mésosphère...etc. Le diamètre de la terre est d'environ 13000 Km et l'épaisseur de la troposphère d'environ 10-15 Km : Si l'on devait représenter la troposphère à l'échelle de la terre sur cette image, la troposphère ne serait pas visible tellement elle serait mince !*

Parmi plusieurs paramètres, la pression exercée par le poids de l'air, ou pression atmosphérique et la température de l'air sont parmi les plus importants. Pour mesurer la

pression atmosphérique, on utilise actuellement comme unité le hectopascal (hPa) ou l'atmosphère. 1 atmosphère = environ 1000 hPa = pression au niveau de la mer. La pression atmosphérique est due à la masse de l'air qui est soumise, comme toute autre masse de matière, à la gravité terrestre. **Question 005.** Puisque l'air est un gaz (fluide compressible), plus on prend de l'altitude et moins la pression atmosphérique est grande. Cette diminution n'est pas linéaire. 2 points de repère : (1) à 5500 m. la pression atmosphérique est d'environ la moitié de celle au niveau de la mer et (2) à 11000 m elle est d'environ le quart. **Questions 006, 010 et 011.** Voir figure **M02**.

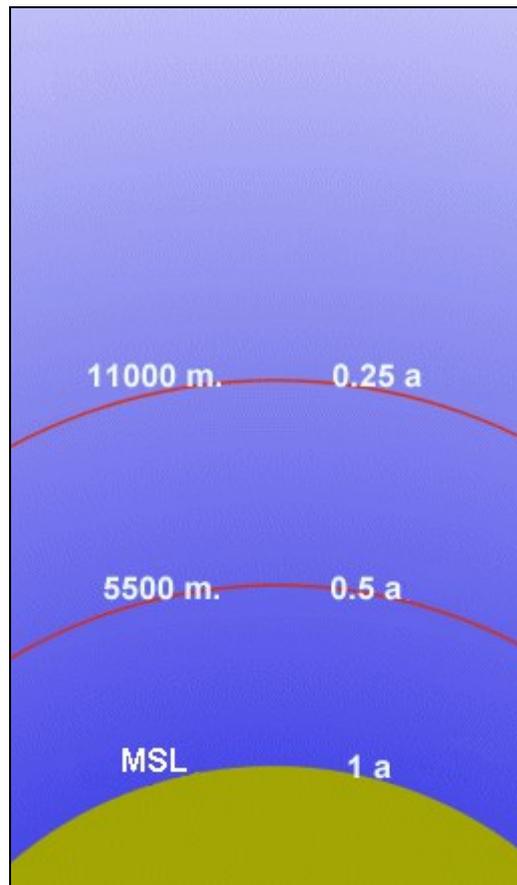


Figure M02 : diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude. Points de repères principaux. MSL = niveau moyen de la mer = 0 m.

La **question 010** est un peu plus compliquée. Si on indique une pression au niveau de la mer de 980 hPa, à 5500 m. on aura la moitié de cette valeur soit 490 hPa. La **question 011** est encore un peu plus compliquée car elle fait aussi appel à la loi des gaz qui dit que si la pression d'une masse d'air diminue de moitié son volume augmente du double et vice-versa. Si la pression diminue de 4 fois, son volume augmente de 4 fois...etc. Par conséquent, un ballon de volume de 5 dm<sup>3</sup> au niveau de la mer aura à l'altitude de 11000 mètres, au niveau de laquelle la pression atmosphérique est réduite d'un facteur 4, un volume 4 fois plus grand, soit 20 dm<sup>3</sup>.

Si la pression atmosphérique diminue de façon régulière et prévisible avec l'altitude, ça ne veut pas dire que la pression ne varie pas d'un lieu à l'autre, d'altitude identique, ou d'un moment à l'autre. **Questions 008 et 009.** La pression atmosphérique varie d'un lieu à

l'autre (de même altitude) ou d'un moment à l'autre en un point précis selon la répartition globale de l'air autour de la terre et selon les conditions météorologiques.

La température diminue aussi avec l'altitude mais de façon moins régulière que la pression. En moyenne elle diminue de 0,65°C par 100 m. Mais selon les couches, elle peut diminuer plus, rester constante ou même augmenter. **Question 002.**

Pour permettre de régler uniformément les altimètres, on standardise les valeurs de l'atmosphère. Elles correspondent à peu près aux valeurs moyennes de la troposphère, au niveau de la mer : pression 1013,2 hPa et température 15 °C. Gradient de température (taux de diminution de la température avec l'altitude) 0,65 °C par 100m **Questions 003 et 007**

### Température de l'air, réchauffement de l'atmosphère, courbes de température

L'air au contact du sol se réchauffe principalement par le sol, lui-même réchauffé par le rayonnement solaire qui traverse l'atmosphère. En effet, l'air éloigné du sol n'est pas réchauffé directement et significativement par le rayonnement solaire. **Question 013.** Les sols n'offrent pas tous la même efficacité pour réchauffer l'air à son contact. Ce sont les sols sombres et secs (par exemple une prairie sèche) qui sont les plus efficaces.

**Question 014.** Des sols humides (par exemple un marécage ou une forêt de feuillus) absorbent une grande partie de l'énergie solaire pour l'évaporation de l'eau. Il n'y a plus que la partie restante de l'énergie solaire pour réchauffer sensiblement l'air au contact du sol dont la température s'élève donc moins et plus lentement. Contrairement aux sols sombres, un sol clair et lisse (par exemple un sol rocheux), réfléchit une part importante du rayonnement solaire qui sera perdue pour le réchauffement de l'air au contact du sol.

A altitude identique, l'air chaud est moins dense (et donc plus léger) que l'air froid.

**Question 015.** Au niveau du sol, les sources de réchauffement efficace de l'air entraînent donc la formation de poches d'air plates, chaudes et légères. Ces poches vont finalement se détacher du sol pour s'élever et réchauffer progressivement l'air à plusieurs dizaines voire centaines de mètres au-dessus du sol tandis que de l'air frais en altitude va descendre vers le sol pour se réchauffer à son tour. **Question 019.** Ce mouvement vertical de va-et-vient d'air s'appelle convection. La couche d'air de la basse troposphère où a lieu ce phénomène de convection s'appelle la **couche convective** ou couche limite. Lors de journée ensoleillée, son épaisseur varie de quelques dizaines de mètres (hiver) à 2-3 Km (journée chaude d'été). Voir figure **M03.**

Lors de beau temps, la couche convective est marquée très souvent par une brume (brassage convectif de l'air pollué) dont la limite supérieure est bien visible en altitude et par des petits cumulus qui se développent au-dessus des courants ascendants. Plus la couche convective est épaisse et plus fortes sont les ascendances thermiques exploitables par le planeur de pente.

En résumé, le soleil **réchauffe l'atmosphère indirectement en 3 phases** : (1) le rayonnement solaire traverse l'atmosphère sans la réchauffer directement de façon significative puis frappe et chauffe le sol. (2) Le sol chauffé entraîne une élévation de la température d'une fine (quelques cm. à m.) couche (poche) d'air au contact du sol. (3) Ces poches d'air légères vont finir par s'élever et créer ainsi des mouvements convectifs pour réchauffer l'atmosphère en altitude. Voir figure **M04.**

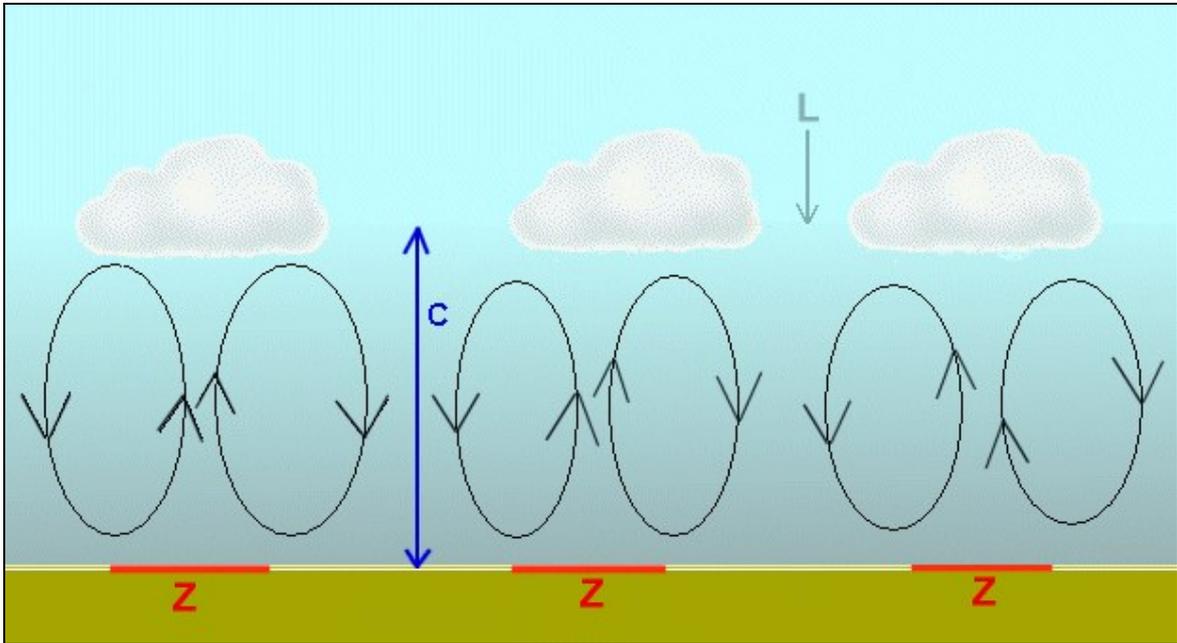


Figure M03 : Mouvements convectifs et C = couche convective brumeuse. L = limite supérieure de C. Z = source au sol particulièrement efficace dans l'échauffement de l'air.

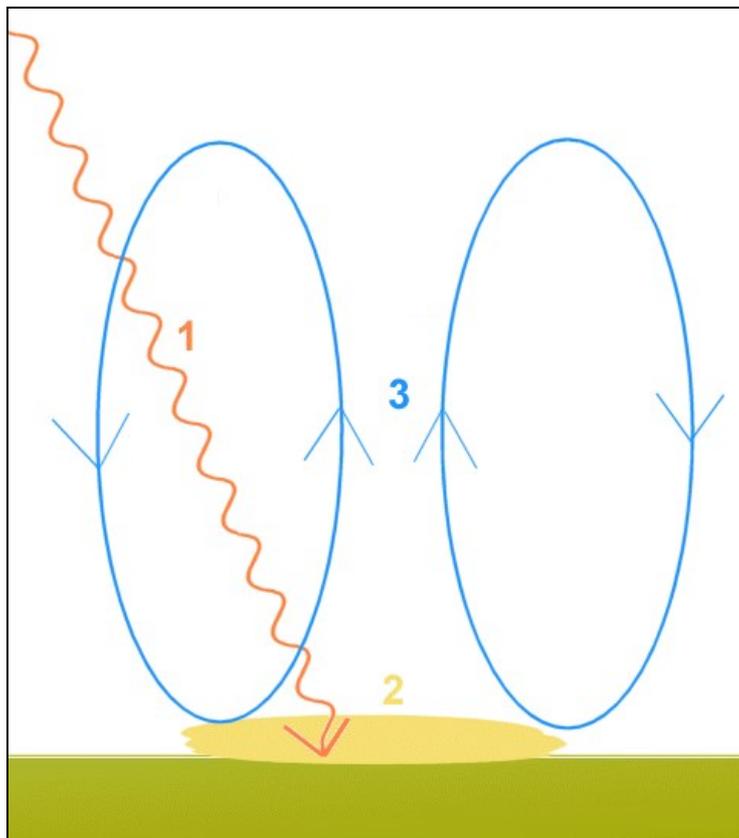


Figure M04 : Réchauffement indirect de l'atmosphère en 3 phases : (1) rayonnement solaire traversant l'air, (2) conduction sur une fine couche d'air au sol, (3) convection.

**Evolution d'une masse d'air en mouvement vertical. Transformation adiabatique.**

Puisque l'air est un mauvais conducteur de chaleur, on considère qu'une masse d'air qui monte ou qui descend va subir des changements de température sans échange d'énergie avec l'air environnant. On parle de transformation **adiabatique**. D'après la loi des gaz, une masse d'air qui descend et donc augmente de pression atmosphérique subit une diminution de volume. En diminuant de volume, l'air gagne de l'énergie calorifique interne en se contractant (mais sans échange avec l'extérieur). La température de cette masse d'air va donc augmenter. **Question 018**. Inversement, une masse d'air qui monte (pression qui diminue) subit une augmentation de volume (détente) avec une perte d'énergie, donc une baisse de sa température. **Question 017**. Le taux de diminution ou d'augmentation de température (gradient adiabatique) d'une masse d'air en mouvement vertical reste constant quelque soit la température de l'air ambiant. Ce **gradient adiabatique** vaut en effet toujours **1°C par 100 m**. Figure **M05**. **Question 016**.

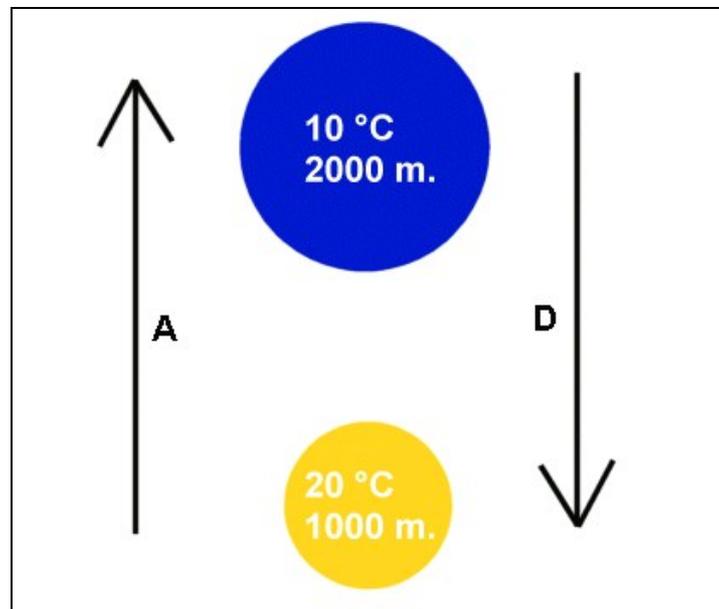


Figure M05 : Gradient adiabatique. A = la masse d'air monte, augmente de volume et se refroidit de 1°C/100m. D = la masse d'air descend, diminue de volume et se réchauffe de 1°C/100m.

**Courbe d'état des températures.** La courbe d'état des températures est une représentation graphique des températures mesurées à différentes altitudes à un instant donné (cliché instantané réel) d'une portion de troposphère, sans mouvement vertical significatif. Alors que la pression et la courbe de température adiabatique (masse d'air en mouvement vertical) varient avec l'altitude de façon régulière et selon des règles bien précises, les courbes d'état de températures sont totalement irrégulières, inconstantes, imprévisibles par des règles simples et varient d'un moment et d'un lieu aux autres. Les courbes d'état sont obtenues à l'aide de radiosondes, dispositifs qui comprennent un ballon ascensionnel et un appareil de mesures, envoyés régulièrement (minuit et midi en général) dans l'atmosphère à partir de quelques stations météo répartis dans le monde. En Suisse, cette station, unique, se trouve à l'aéroport de Payerne. La figure **M06** montre un exemple de courbe d'état des températures dans une portion de troposphère.

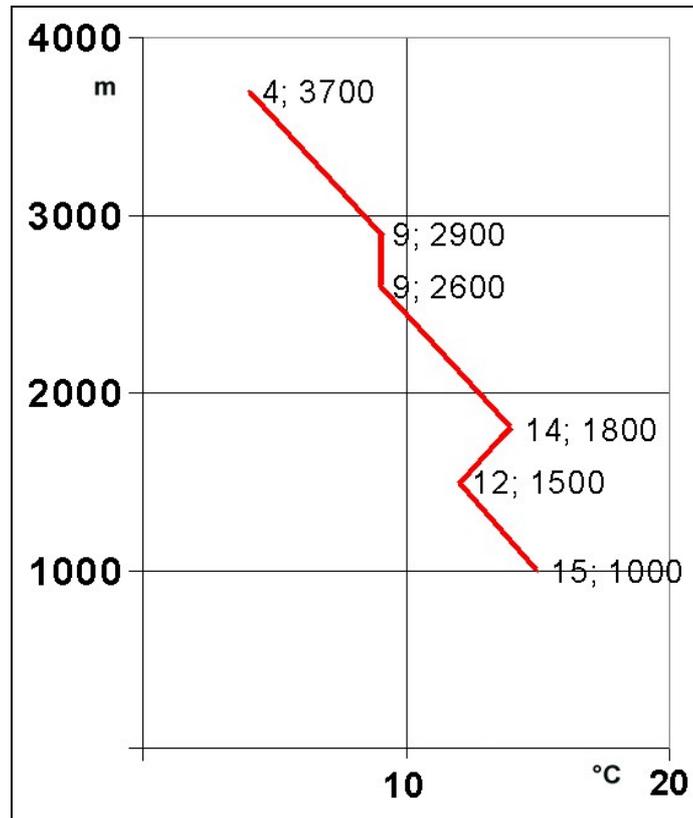


Figure M06 : exemple de courbes d'état des températures.

Entre 1000 et 3700 m. d'altitude (différence d'altitude 2700 m.) on a  $15-4=11$  °C de différence en température. En moyenne, cela fait  $11^{\circ}\text{C} / 27 \text{ hm.} = 0,4$  °C par 100 m. Cette différence de température par 100 m. s'appelle le gradient de température. **Question 027.** En moyenne donc la température décroît avec l'altitude comme le montrent toutes les courbes d'état mais parfois très irrégulièrement d'une couche à l'autre. Sur la figure 43, le gradient de température entre 1000 et 1500 m. =  $3^{\circ}\text{C} / 5 \text{ hm.} = 0,6^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m.}$  et entre 1800 et 2600 m. il est égal à  $5^{\circ}\text{C} / 8 \text{ hm.} = 0,625^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m.}$  Entre 1500 m. et 1800 m. la température augmente. Cela arrive parfois et s'appelle **une inversion** de température. **Questions 020, 024, 029.** Une couche d'inversion est souvent marquée par les limites supérieures d'une couche de brume, s'étendant du sol à la couche d'inversion, ou en hiver d'une mer de brouillard. **Question 030.** Entre 2600 et 2900 m. la température ne varie pas (couche à température constante avec un gradient de température de  $0^{\circ}\text{C} / 10 \text{ m.}$ ). On parle de couche d'**isothermie** qui arrive parfois également. **Questions 021, 025, 028.**

Pour les **questions 031 à 033**, on présente un tableau (voir figure **M07**) avec 4 exemples a) à d) de courbe d'état de température. Attention, sur ce tableau, l'altitude décroît de haut en bas. On recherche une inversion au sol qu'on trouve entre 500 m. et 800 m. dans la colonne a, une inversion en altitude qu'on trouve entre 1900 m. et 2100 m. dans la colonne c et une isothermie qu'on trouve entre 1800 m. et 2000 m. dans la colonne d.

a)	b)	c)	d)
500m + 15°C	500m + 16°C	500m + 14°C	500m + 15°C
800m + 16°C	800m + 14°C	800m + 13°C	800m + 14°C
1200m + 13°C	1100m + 12°C	1200m + 11°C	1200m + 11°C
1700m + 10°C	1900m + 6°C	1900m + 6°C	1800m + 8°C
2100m + 7°C	2400m + 3°C	2100m + 7°C	2000m + 8°C
3000m + 1°C	2900m - 1°C	2700m + 3°C	2800m + 2°C

Figure M07 : exemple de 4 courbes d'état utilisé pour les questions 31 à 33 (météorologie) du QCM FSVL de l'examen théorique pour pilote de vol libre.

En pratique réelle, il existe deux grands types de courbe d'état de température lors de situation météo sans importante nébulosité ni vent fort : La courbe de la  **nuit**  et la courbe du  **jour** . Voir figure  **M08** . Durant une nuit claire, le sol émet un rayonnement infrarouge vers l'espace qui entraîne un refroidissement du sol puis de l'atmosphère sus-jacent sur plusieurs dizaines de mètres d'altitude par un phénomène de convection inverse. L'air près du sol devient donc plus froid que l'air 500 m au-dessus du sol. Il se développe ainsi une couche nocturne d'inversion de température près du sol (courbe bleue).  **Question 133** . Par exemple sur notre graphique, on trouve de l'air à 6°C au-dessus du sol (altitude 500 m.). A 1000 m, l'air présente 3°C de plus, il fait 9°C. Il s'agit bien d'une inversion de température au sol. Plus haut, dans l'exemple à partir de 1500 m. la température décroît progressivement avec des gradients qui peuvent varier entre 0,4 à 0,8 °C par 100 m. En altitude, on peut rencontrer des couches d'inversion ou d'isothermie suivant la situation météorologique, mais pas forcément.

Par ciel couvert durant la nuit, le rayonnement infrarouge du sol est réfléchi vers le bas par les nuages. Par conséquent la perte de chaleur par le sol sera moins grande. L'inversion de température au sol sera moins importante. Par grand vent, à cause du brassage de l'air, le refroidissement de l'air au sol sera réparti sur une plus haute altitude. Le gradient de température au sol restera faible mais l'inversion au sol sera fortement réduite.

Dès le lever du soleil, le gain de chaleur reçu par le rayonnement solaire dépasse la perte de chaleur due au rayonnement infrarouge du sol terrestre. Le sol et l'air sus-jacents, puis l'air plus haut par convection, vont vite se réchauffer. L'inversion au sol va ainsi disparaître progressivement durant la matinée.  **Question 134** . Au cours de l'après-midi la courbe d'état de température va ressembler à la courbe rouge de la figure  **M08** . Au sol, la température de l'air sera nettement plus élevée la journée que la nuit. Dans notre exemple, près de 20 °C de plus, soit 25 à 26 °C. Plus on monte en altitude et plus la différence de température entre la nuit (courbe bleue) et le jour s'estompe.

Regardons attentivement l'exemple de la figure  **M08** . Sur quelques dizaines de mètres, depuis le sol surchauffé, (entre 500 et 600 m.), la température va décroître très vite (de 25 à 21 °C sur 100 m.) soit un gradient de température de 4°C /100m. C'est beaucoup plus que le gradient adiabatique de 1°C/100m. On parle de couche avec gradient suradiabatique. C'est seulement à cette occasion qu'on rencontre un tel gradient de température. On ne rencontre jamais ceci en altitude. Plus haut, entre 600 et 1500 m. le gradient de température est de 1°C/ 100 m. (9°C/900 m.), comme la courbe adiabatique. C'est une caractéristique thermique presque immuable de la couche convective. Ce n'est pas étonnant puisque dans cette couche on trouve les mouvements verticaux convectifs

incessants. Plus haut encore, à partir de 1500 m. la température rejoint progressivement la courbe nocturne, avec un gradient toujours inférieur à 1°C/100 m.

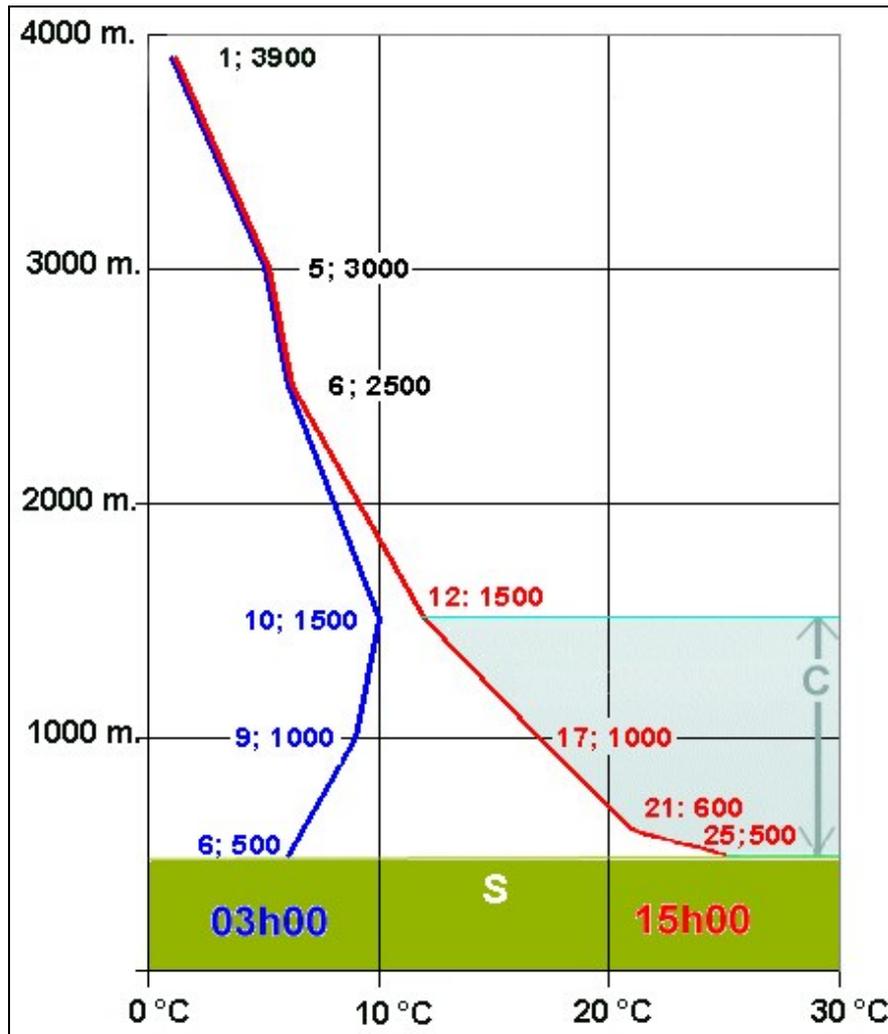


Figure M08 : courbes d'état typiques d'une nuit claire et calme (bleue) et d'une après-midi suivante ensoleillée (rouge), lors de situation météo identique. S = sol. C = couche convective (1°C/100m.).

Imaginons maintenant, dans l'atmosphère d'après midi de notre figure **M08**, une bulle d'air thermique qui se surchauffe au sol, sur une surface chauffante très efficace. La température de cette bulle sera de quelques degrés de plus que l'air au sol avoisinant. Voir figure **M09**. Lors d'un petit mouvement catalyseur près de la source thermique (passage d'une voiture, petite brise locale, ombre d'un nuage...) la bulle d'air surchauffée va se détacher du sol ce qui va créer une aspiration de l'air ambiant pour remplacer l'air qui s'élève. Un important brassage d'air va s'ensuivre. La bulle se refroidit ainsi très vite avec l'altitude si bien que déjà 100 m. au-dessus du sol, à 600 m. dans notre exemple), il n'y a plus que 1°C de différence entre la bulle thermique et l'air ambiant (22 versus 21 °C). Encore plus haut il n'y a que quelques dixièmes de degrés de différence. A la limite supérieure de la couche convective, la différence de température est quasi nulle.

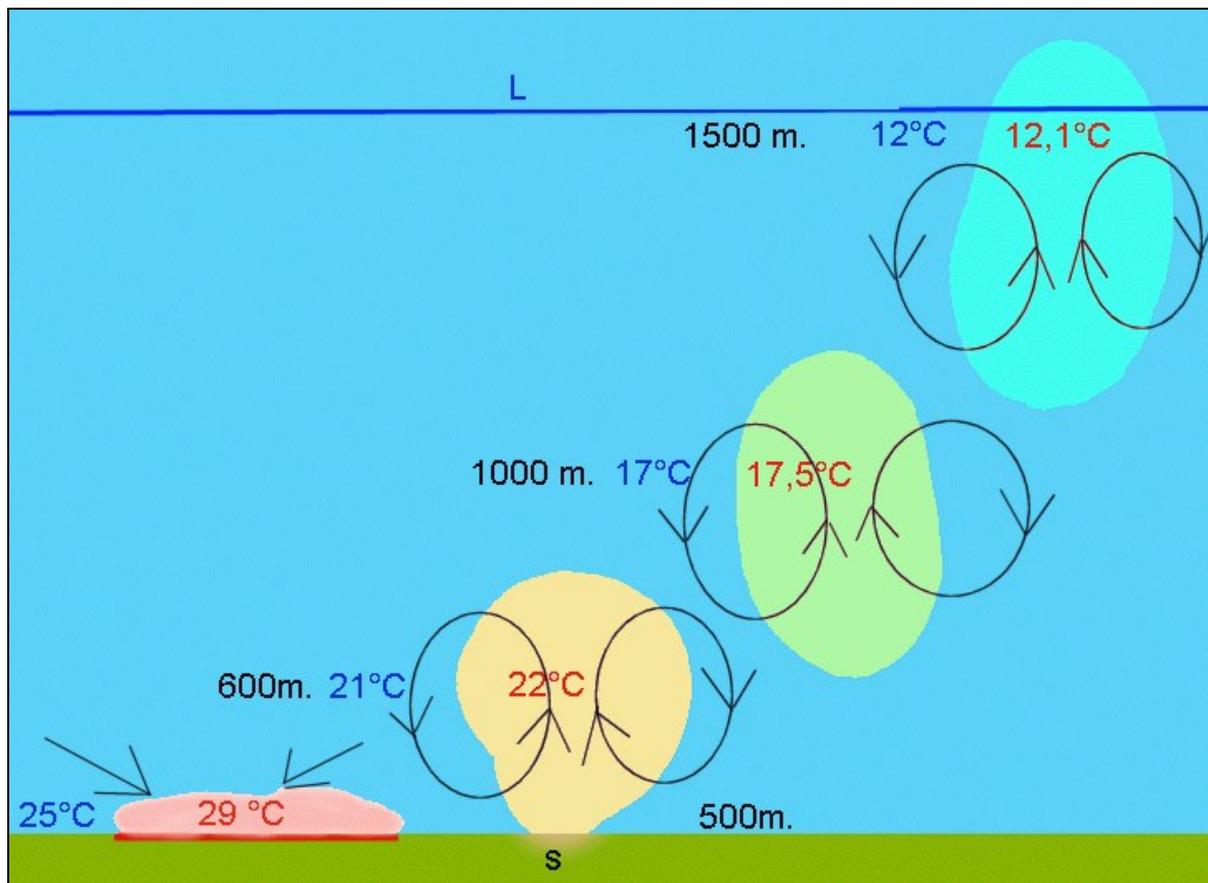


Figure M09 : Evolution de la température de l'air dans une bulle thermique ascendante. L = limite supérieure de la couche convective.

Tant que la bulle d'air thermique est plus chaude, donc moins dense et plus légère, que l'air ambiant, elle monte. Dès que la différence de température est nulle, l'ascendance thermique s'arrête de monter. **Question 022.**

On peut résumer cette évolution et ces différences des températures par des courbes. Figure **M10.**

On voit bien qu'au-dessus de la couche convective, l'air ascendant de la bulle thermique ( $1^{\circ}\text{C}/100\text{m.}$ ) devient rapidement plus froid et est donc moins léger que l'air ambiant dont le gradient de température évolue de façon moins marquée. Les choses sont encore plus nettes si la couche convective est limitée par une inversion ou une isothermie, ce qui est assez fréquent mais pas constant (courbe pointillée orange). Inversion et isothermie sont donc des couches de blocage très fortes pour les ascensions thermiques. **Questions 023 et 026.** Pour la **question 023**, on parle dans l'énoncé de la question d'une couche d'air dont la température augmente avec l'altitude. Il s'agit bien d'une inversion de température.

Plus la couche convective est épaisse (différence d'altitude) meilleures (bien organisées et plafond haut) et plus fortes sont les ascensions thermiques. Et pour que la couche convective soit épaisse, il faut que le contraste de température entre la haute et la basse atmosphère soit assez important. Autrement dit, il faut que le gradient de température général (fonction de la situation météo) dans la fourchette d'altitude du sommet de la couche convective soit important et qu'il n'y ait pas de forte inversion ou isothermie. Un

gradient de température entre 0,3 et 0,5 °C/100 m. est considéré comme faible entraînant donc des convections plutôt faibles. Alors qu'un gradient entre 0,6 et 0,8 est considéré comme fort avec de bons thermiques. Pour le plateau suisse, le Jura et les Préalpes, c'est entre 1000 et 3000 m. qu'il faut juger ce gradient alors que pour les Alpes, il faut considérer la fourchette située entre 2000 et 4000 m. environ.

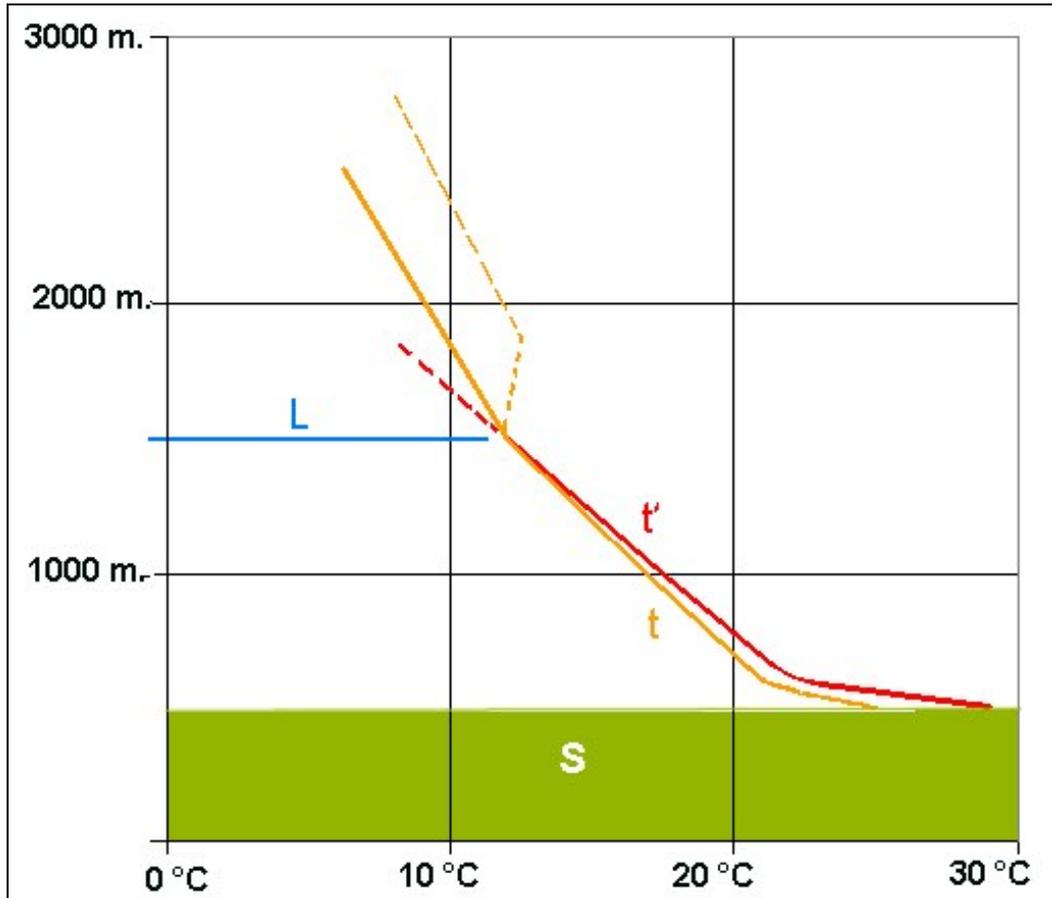


Figure M10 : Graphique comparant les températures de l'air ambiant par rapport à celles de l'air dans l'ascendance thermique, en fonction de l'altitude. L = limite supérieure de la couche convective. t = courbe d'état des températures. t' = courbe de température dans l'ascendance. Les valeurs correspondent à celles de la figure M09.

### Etat physique de l'eau, humidité

L'eau existe sous trois formes physiques (états) : la glace (eau solide), l'eau (liquide) et la vapeur d'eau (eau sous forme de gaz). A remarquer que la vapeur d'eau est invisible (transparente comme l'air). La « vapeur » des hammams est donc en fait un nuage (fines gouttelettes d'eau en suspension dans l'air) chaud.

La condensation est le passage de l'état vapeur à celui de l'état liquide de l'eau. **Question 34.** Le point de condensation est la température à laquelle il faut baisser l'air pour que sa vapeur d'eau se condense en liquide. **Question 40.** Voir figure M11.

La buée respectivement le givre est une fine couche d'eau liquide respectivement de glace sur une surface solide. La grêle et la neige sont une autre forme d'eau solide.

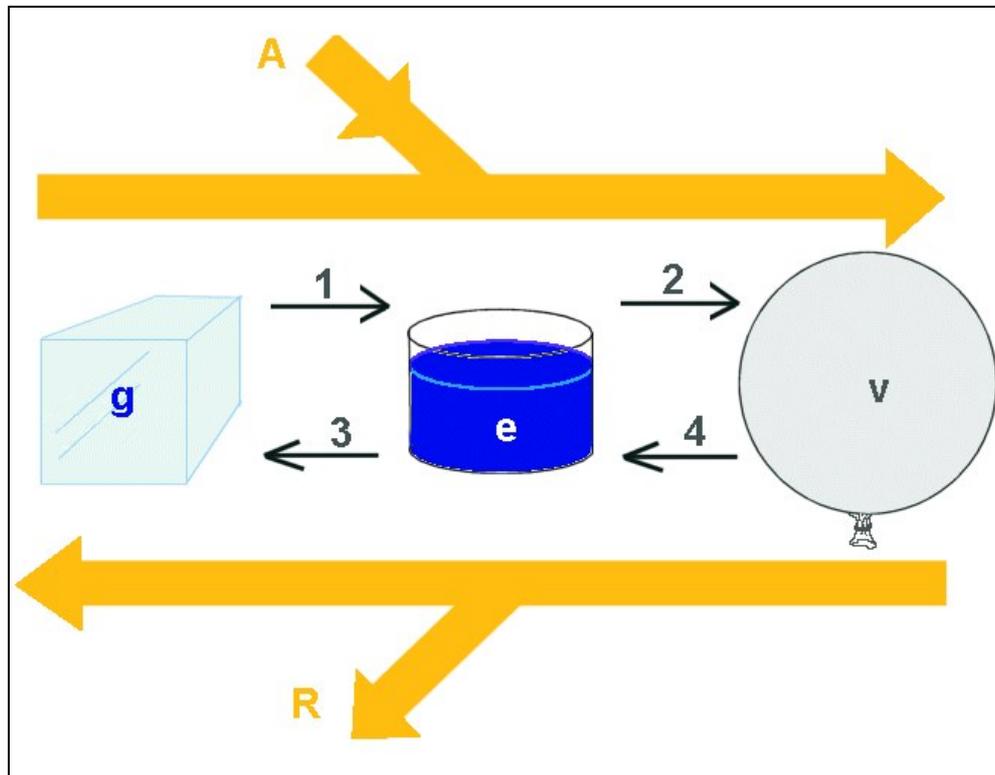


Figure M11 : Etat physique de l'eau et changement d'état. A = apport (besoin) de chaleur. R = restitution de chaleur. G = glace. E = eau. V = vapeur d'eau. 1 = fonte. 2 = évaporation. 3 = congélation. 4 = condensation.

L'humidité d'une masse d'air est la mesure de la quantité de vapeur d'eau (invisible) dans cette masse d'air. On peut la mesurer en masse d'eau gazeuse (en grammes) par unité de volume (en m<sup>3</sup>). C'est l'**humidité absolue**. Plus l'air est chaud et plus il peut contenir de vapeur d'eau avant condensation. Voir figure **M12**. Prenons une masse d'air dont les caractéristiques (température et humidité) se situent au point P. Elle a donc 17 °C et contient 5 g de vapeur d'eau par m<sup>3</sup>. A cette température elle est donc relativement sèche. Abaissons maintenant sa température à -7°C (point P'). Elle aura toujours 5 g d'eau par m<sup>3</sup> mais elle sera saturée de vapeur d'eau (elle aura 100% de vapeur d'eau), c'est-à-dire que depuis P', tout abaissement de température ou toute augmentation d'humidité entraînera la formation d'eau liquide (nuage, brouillard, buée, gouttes) par condensation. On peut refaire le raisonnement avec différents points ailleurs sur le graphique. On obtient ainsi la courbe de saturation (en rouge) qui est l'ensemble des points qui définissent la condensation de la vapeur d'eau. A gauche et en haut de la courbe, on a la zone où l'on trouve de l'air **saturé** de vapeur d'eau (qui ne peut pas contenir davantage de vapeur, l'air contient donc 100 % de vapeur d'eau) mélangé à du brouillard (fines gouttelettes d'eau liquide). Tout surplus d'humidité ou tout refroidissement de l'air entraîne la formation d'eau liquide supplémentaire. A droite et en bas de la courbe, on a la zone où l'on trouve de l'air **non saturé** de vapeur d'eau (qui peut contenir davantage de vapeur, l'air contient donc entre 0-99% de vapeur d'eau) donc sans brouillard. Tout surplus d'humidité ou tout refroidissement de l'air n'entraîne pas la formation d'eau liquide supplémentaire, sauf si la saturation est atteinte.

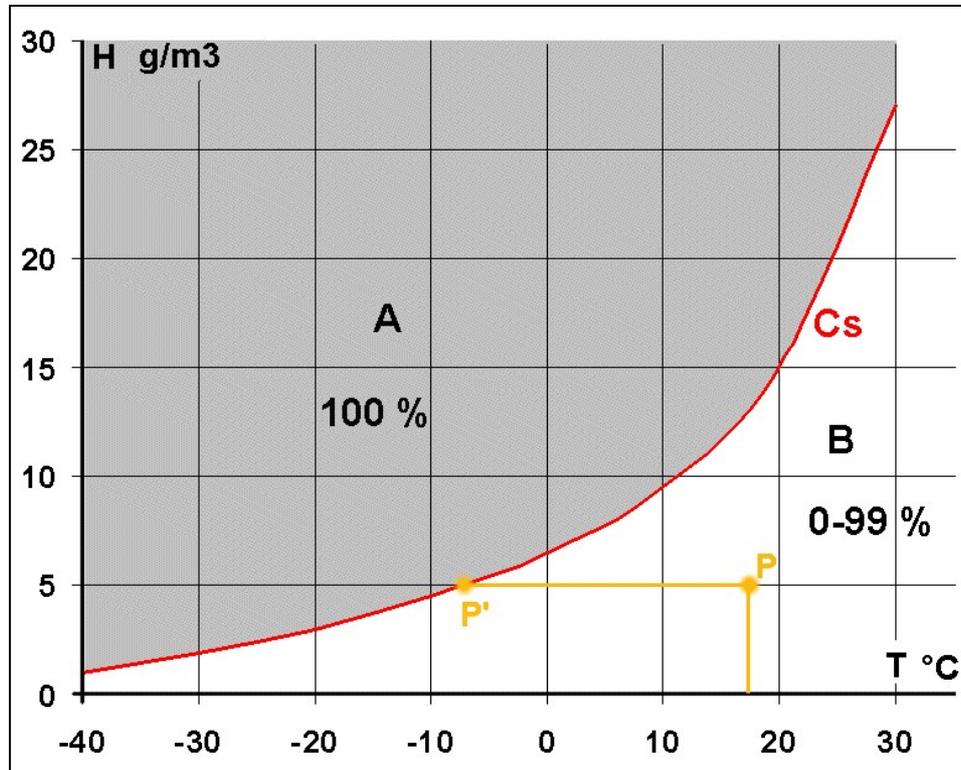


Figure M12 : Relation entre température et humidité de l'air. Cs = courbe de saturation, ensemble des points limites où se passe la condensation. A = zone de 100 % d'humidité et de brouillard (buée). B = zone sans brouillard avec une humidité variant de 0-99%.

Pour passer de l'état de glace, à l'état d'eau puis de vapeur, il faut chauffer la matière eau, donc lui donner de l'énergie, pour vaincre progressivement les forces intermoléculaires qui lient les particules d'eau. Voir figure M11. Les changements d'état qui vont vers la droite du schéma nécessitent donc de l'énergie sous forme de chaleur qui doit être fournie par l'extérieur. **Questions 35 à 36.**

L'inverse est plus abstrait. Quand l'eau passe de l'état de vapeur à celui de liquide puis à l'état de glace, il y a chaque fois restitution d'énergie sous forme de chaleur à l'environnement adjacent qui se réchauffe. Voir figure M11. Les changements d'état qui vont vers la gauche du schéma donnent donc de l'énergie qui est restituée à l'extérieur. **Questions 37 à 39.**

Pour bien comprendre concrètement cette notion de restitution d'énergie, prenons un exemple pratique important pour les ascendances thermiques (convections). On se souvient qu'une masse d'air non saturée de vapeur d'eau, dite « sèche », subit un changement de 1°C/100 m. lorsqu'elle se déplace verticalement (gradient adiabatique). Une masse d'air saturée de vapeur, contenant par conséquent du brouillard (eau liquide), va subir un refroidissement par détente si elle monte, donc une condensation supplémentaire de sa vapeur. Ce phénomène de condensation va réchauffer l'air ambiant par restitution (libération) d'énergie. **Question 43.** La décroissance de température dans cette masse d'air saturée sera par conséquent moins importante que le gradient adiabatique (1°C/100m) de l'air non saturé dit « sec ». **Question 41.** Si cette même masse d'air saturée descend, elle va se réchauffer. Elle pourra contenir plus de vapeur d'eau. Il y aura donc évaporation qui a besoin d'énergie (chaleur). Le taux d'augmentation

de température dans cette masse d'air saturée sera par conséquent moins important que le gradient adiabatique (1°C/100m) de l'air non saturé dit « sec ». Le gradient de température dans une masse d'air saturée de vapeur d'eau, en ascension ou respectivement en descente, dépend donc de la quantité de vapeur d'eau qui se condense respectivement s'évapore. **Question 42.** Attention, pour les **questions 41 à 43**, on parle d'air humide dans les énoncés. En fait il s'agit plus précisément d'air saturé d'humidité.

### Nuages, brouillard et brume

Un nuage est une portion d'atmosphère contenant d'innombrables fines gouttelettes d'eau liquide en suspension dans l'air, un peu comme de la poussière. On parle de nuage quand on voit cet ensemble depuis l'extérieur tandis qu'on parle de brouillard quand on se trouve à l'intérieur de ce nuage. On définit plus exactement le brouillard lorsque la visibilité est inférieure à 1 km. La brume (suspension de particules diverses) est nettement moins épaisse. On la définit lorsque la visibilité se situe entre 1 et 10 km. Voir figure **M13**.

**Question 47.**



Figure M13 : a = brume. b = brouillard.

Un nuage se forme dans plusieurs circonstances. 2 causes principales :

- (1) Lors des nuits longues (automne et hiver), le sol terrestre qui émet des rayons infrarouges se refroidit progressivement. La couche d'air à proximité va aussi se refroidir. Si la température de cet air atteint la température de condensation (température de point de rosée) du brouillard peut se former près du sol. On parle de brouillard de rayonnement, typique des hivers et des automnes. **Question 48.**
- (2) Un nuage peut aussi se former lorsque une masse d'air présente un mouvement ascensionnel. Elle se refroidit progressivement jusqu'à atteindre le point de condensation. **Question 49.** Il y a 3 phénomènes principaux qui illustrent ce fait. Premièrement la convection (thermique), deuxièmement du vent qui est forcé de monter lorsqu'il rencontre un gros relief (phénomène de barrage) et troisièmement la rencontre de deux masses d'air de température différente (créant une perturbation ou un front, qu'on traitera plus loin) qui entraîne le glissement de l'air chaud plus léger qui monte sur l'air froid plus lourd. Voir figure **M14**. La base de ces nuages est alors la limite inférieure de ces nuages qui se trouve à l'altitude du point de condensation de

l'air ascendant. **Question 50.** De façon générale, plus l'atmosphère est humide et plus la formation de nuages est probable. Avec une atmosphère très humide, il faut s'attendre à beaucoup de nuages bas. Inversement, une atmosphère sèche donnera peu de nuages haut situés voire aucun nuage.

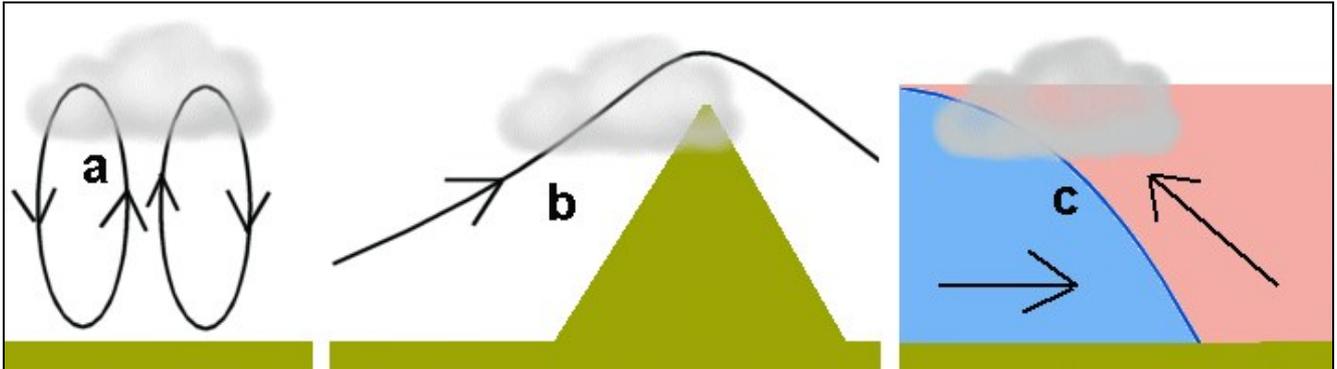


Figure M14 : Les nuages qui sont dus à l'ascension de masse d'air. a = nuage de convection. b = nuage de relief. c = nuage de perturbation.

Les nuages ont diverses formes et altitudes selon leur circonstance d'apparition. Le principe de syntaxe des noms de nuages est le suivant :

- Les **cirrus** (préfixe cirro-) sont des nuages très élevés (entre 6000 et 10000 m. d'altitude) et en général pas très épais.
- Les nuages avec préfixe **alto-** sont des nuages un peu plus épais situés entre 3000 et 6000 m.
- Les **cumulus** (préfixe cumulo-) sont des nuages en forme de boule ou de « chou-fleur ».
- Les **stratus** (préfixe strato-) sont des nuages en couche close qui s'étalent.
- Les **nimbus** (préfixe nimbo-), par exemple le nimbostratus, sont des nuages qui engendrent des précipitations. **Question 56.**

Il y a encore quelques termes plus spécifiques, employés dans des circonstances particulières, comme par exemple les nuages **lenticulaires** (nuages en forme de lentille) et les nuages **castellanus** (en forme de château avec des tours).

Les principaux nuages (voir figure **M15** et **M16**) sont les (entre parenthèses les abréviations) :

- **Cirrus (Ci)** : Petits nuages fins en forme de mèches, situé à très haute altitude (entre 6000 et 10000 m.).
- **Cirrostratus (Cs)** : Couche close et fine de nuages très élevés (entre 6000 et 10000 m.). Cette couche est translucide et l'on peut voir le soleil d'intensité atténuée au travers de cette couche nuageuse avec un halo de couleurs autour du soleil.
- **Cirrocumulus (Cc)** : Ensemble de petits nuages amoncelés (flocons) dont la base se trouve à plus de 6000 m. d'altitude. C'est, parmi la famille des cumulus, les

nuages dont la base est la plus élevée. **Question 54.** Ces nuages sont toujours constitués de fins cristaux de glace en suspension dans l'air, comme de la poussière. **Question 57.**

- **Altostratus (As)** : Nuages en couche close dont la base se trouve à environ 4000 m. d'altitude. **Question 51.**
- **Alto cumulus (Ac)** : Ensemble de petits nuages amoncelés (flocons) dont la base se trouve à environ 4500 m. d'altitude. **Question 52.**
- **Cumulus (Cu)** : Sont le signe de bons courants ascendants (convections). **Question 44.** On distingue 3 cas principaux : Les **cumulus humilis**, très petits, les **cumulus médiocris**, de taille moyenne et les **cumulus congestus**, de grosse taille, à base sombre et pouvant s'étendre sur plusieurs centaines de mètres de hauteur. Ces derniers peuvent engendrer de petites averses locales ou continuer en cumulonimbus (nuage d'orage). La base des cumulus se situe en général entre 1000 et 4000 m. d'altitude suivant le lieu et la situation météorologique. Elle est donc toujours plus basse que celle de la famille des cirrus. **Question 55.** Les cumulus humilis et mediocris, surtout s'ils sont élevés, sont les indicateurs de bonnes ascendances thermiques. **Question 58.**
- **Cumulonimbus (Cb)** : Ils font suite aux cumulus congestus qui se développent en énormes nuages d'orage, souvent en forme de champignon, atteignant des altitudes très élevées (environ 10000 m.). Les courants (vents), d'abord ascendant puis descendant et horizontaux sont très forts (beaucoup plus rapides que la vitesse des parapentes) ce qui est très dangereux pour ces aéronefs. **Questions 59 et 64.** Ces nuages peuvent déverser de la grêle mais pas toujours. **Question 64.** Dès qu'il y a précipitations des phénomènes d'évaporation se produisent en altitude ce qui refroidit localement l'air, expliquant les forts courants descendants durant les précipitations. **Questions 63 et 64.**
- **Stratocumulus (Sc)** : Cumulus rapprochés et formant des bandes en général près du sol. Ils sont fréquents après la pluie.
- **Stratus (St)** : Couche de nuages close souvent en contact du sol et entraînant, pour les observateurs au sol, du brouillard. Ce sont des nuages typiques de l'automne et de l'hiver, surtout durant la nuit et le matin lorsqu'il existe une forte inversion de température vers 1000-1500 m. autrement dit une grande stabilité de la stratification dans la partie basse de l'atmosphère. On peut alors observer un temps ensoleillé en altitude et du brouillard au sol. **Question 46.**
- **Nimbostratus (Ns)** : Couche de nuages très épaisse et close dont la base se situe à environ 1000 m. d'altitude et qui engendrent des précipitations. **Question 53.** Ces nuages peuvent se développer jusqu'à une très haute altitude.
- **Alto cumulus castellanus (Ac cas)** : ont une forme de château avec rempart et tours. Ils se développent tôt le matin et signale une atmosphère humide, instable et propice au développement d'orages dans l'après-midi. **Question 45.**
- **Alto cumulus lenticulaires (Ac len)** : Ces nuages se développent à des altitudes supérieures à 3500 m. lorsque les vents soufflent modérément à fort sur les reliefs ce qui crée des mouvements d'ondulation du vent. Malgré le vent, ces nuages restent stationnaires puisqu'il y a condensation par refroidissement sur la partie ascendante, au vent, de l'onde et évaporation par réchauffement sur la partie descendante, sous le vent (voir figure M17). **Questions 60 et 61.**

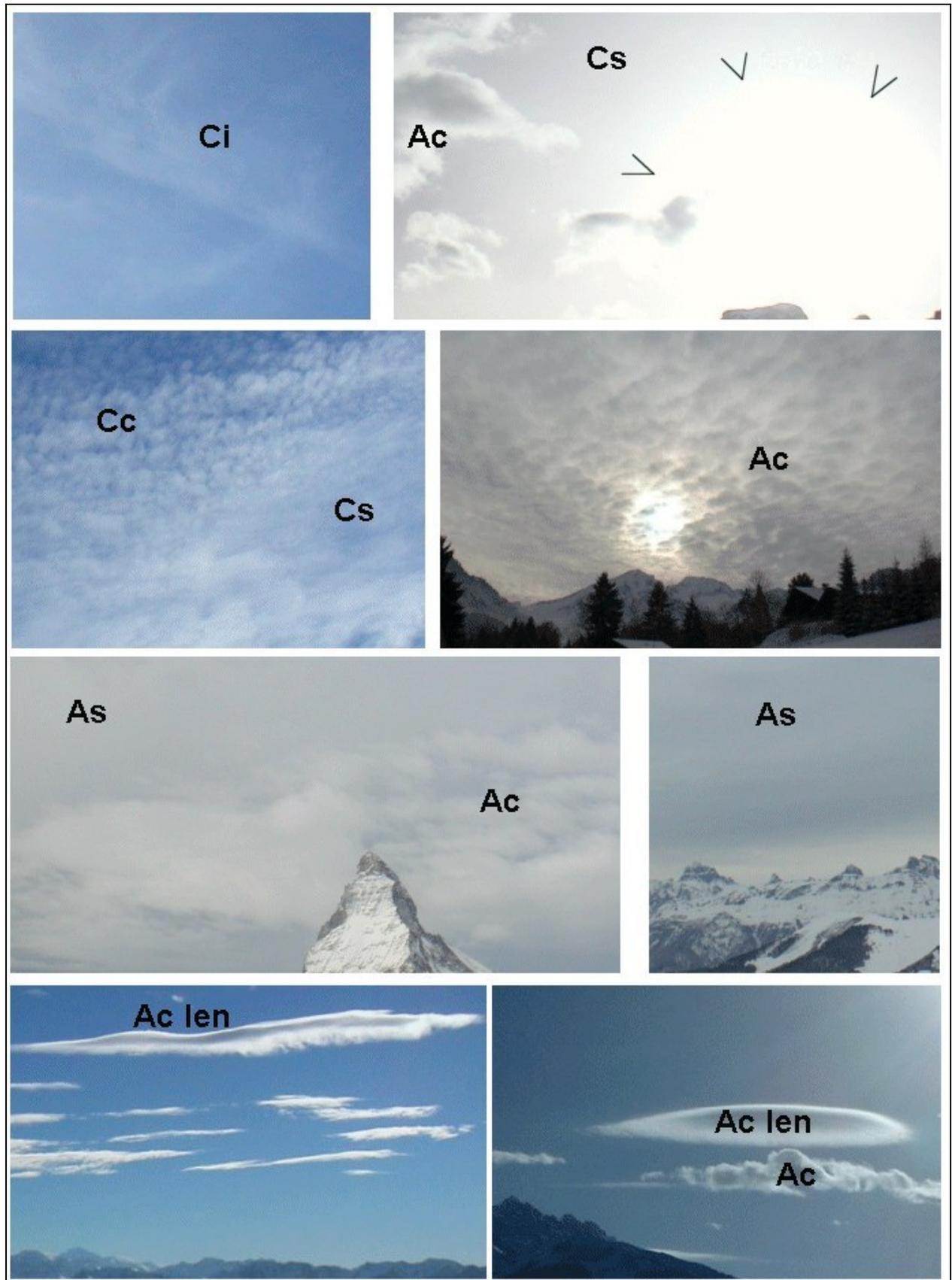


Figure M15 : Différents types de nuages. En haut à droite, les flèches entourent le halo solaire à travers la couche de Cs.

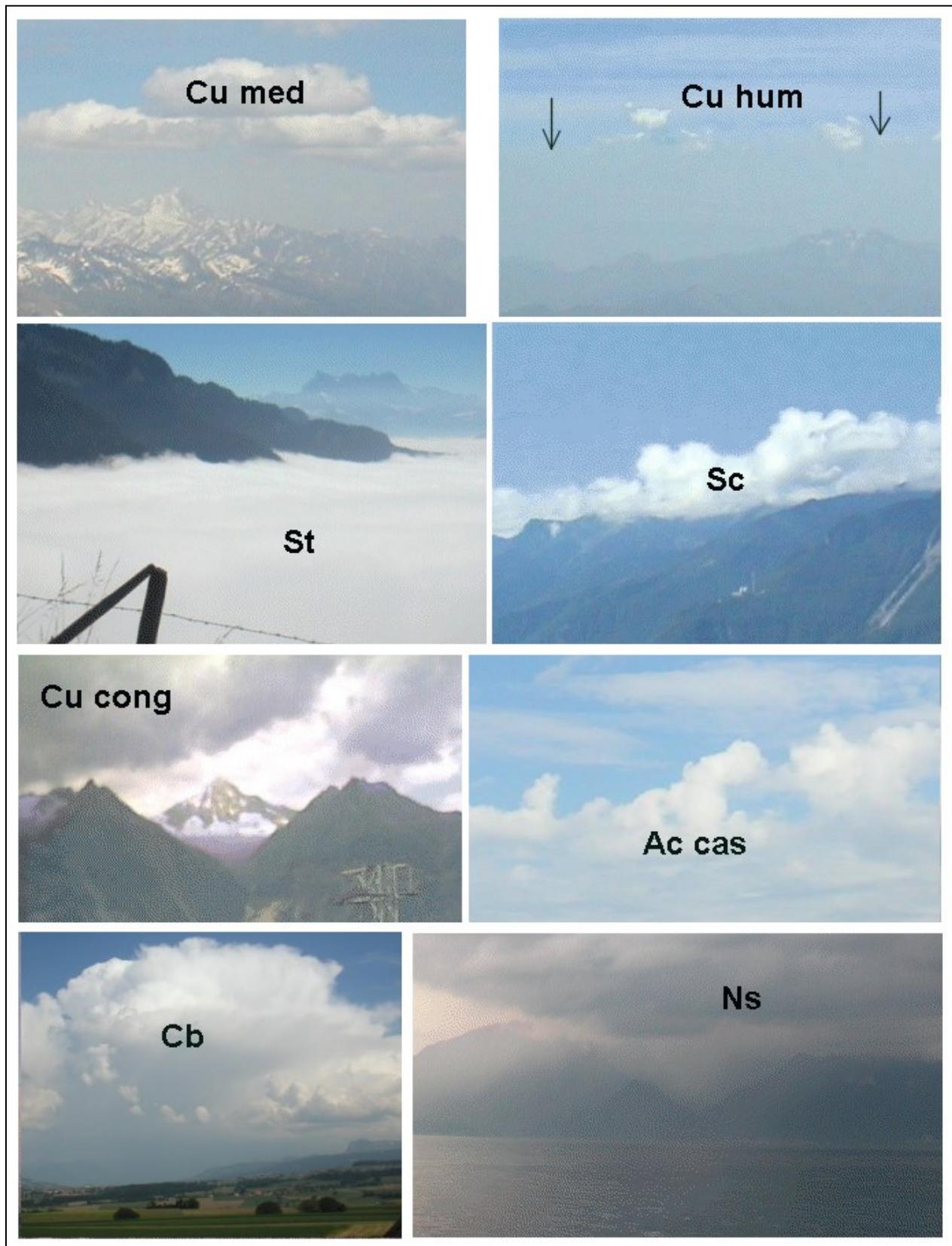


Figure M16 : Différents types de nuages (suite). En haut à droite, les flèches montrent la limite supérieure de la couche convective brumeuse.

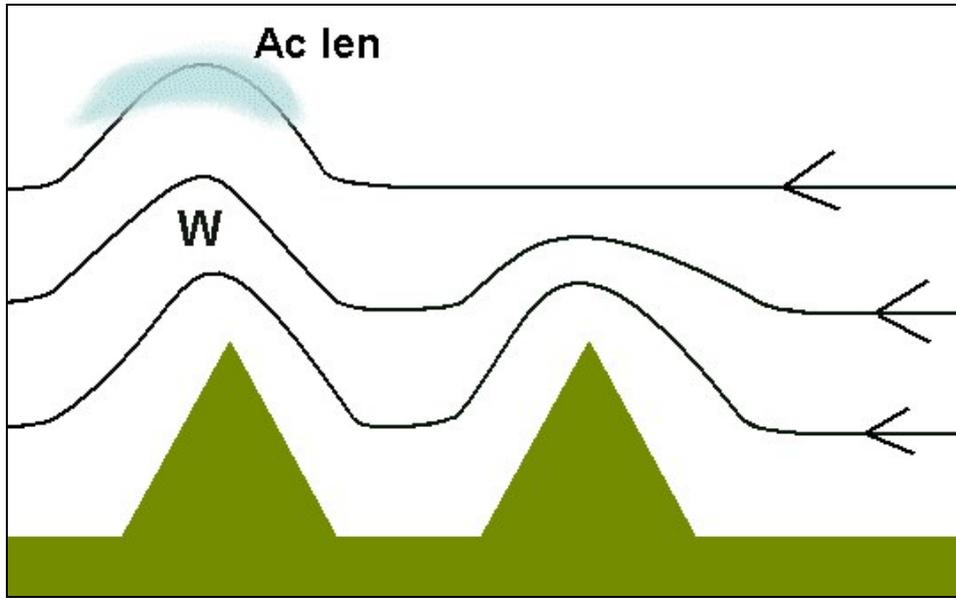


Figure M17 : origine des lenticulaires. W = onde.

Un rideau gris de stries verticales, voire légèrement obliques, s'étendant de la base sombre de Cu cong. ou de Cb jusqu'au sol est un signe, visible de loin, de précipitations.

**Question 62.** Voir figure **M18**.

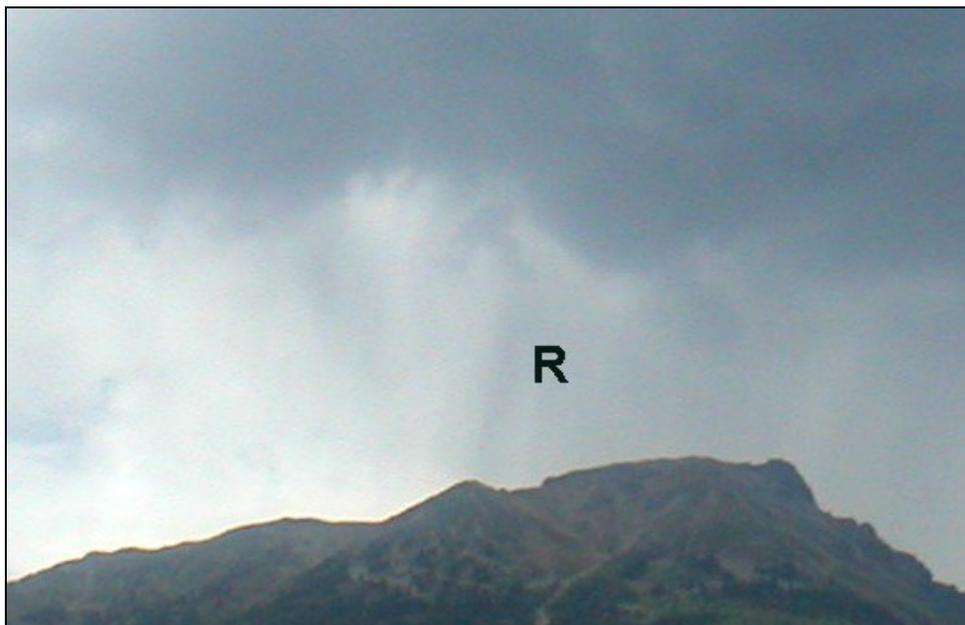


Figure M18 : R = rideau de pluies sous un Cu cong.

### Mesures du vent

On définit la direction du vent par son **origine** (=d'où vient le vent) au moyen des points cardinaux (nord – est – sud - ouest) ou du nombre de degrés sur le compas de la rose des vents. Un vent du nord vient donc du nord même s'il se dirige vers le sud. Voir figure **M19**.

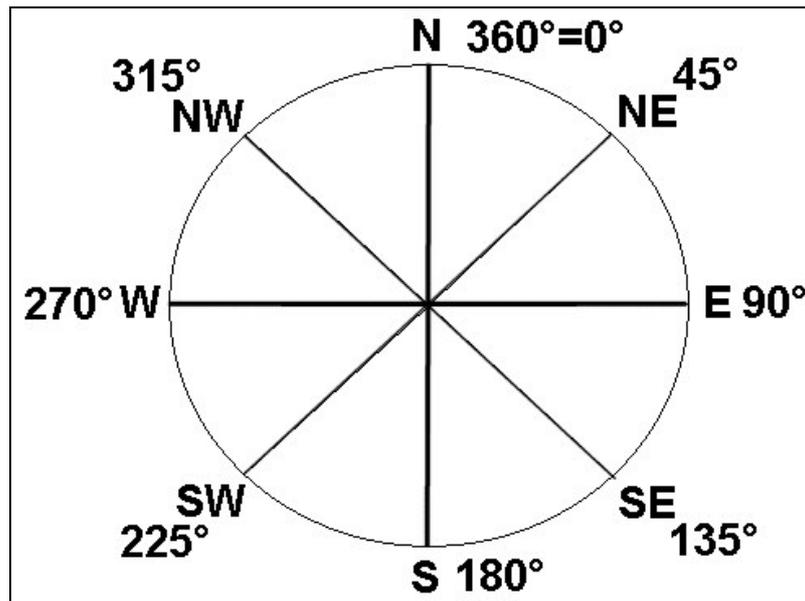


Figure M19 : Rose des vents.

Par exemple un vent de 135° est un vent du SE (sud-est), qui vient du SE (et donc ne va pas vers le SE). **Question 78**. Un vent du NW (nord-ouest) est un vent de direction 315°. **Question 79**.

On définit la force du vent en km/h, en m/s ou en nœuds. Pour trouver la valeur en Km/h d'une vitesse de vent mesurée en nœuds, il faut multiplier cette dernière par 2 et retrancher du résultant 10% environ de celui-ci. Exemple : un vent de 25 nœuds souffle à 45 Km/h, en détails,  $2 \times 25 = 50$ ,  $50 - (10\% \text{ de } 50) = 45$ . **Question 80**. Autre exemple : Un vent de 270°/10 nœuds est un vent d'ouest (voir figure M19) soufflant à 18 Km/h ( $2 \times 10 = 20 - 2 = 18$ ). **Question 81**. Dernier exemple : on donne dans l'énoncé de la **question 82**, l'extrait du radiosondage suivant : 1000 m : 070°/15 nœuds, 2000 m : 080°/10 nœuds, 3000 m : 230°/10 nœuds, 4000 m : 240°/10 nœuds. On demande le vent à 1000 m. d'altitude. On lit bien sûr 070°/15 nœuds ce qui correspond à un vent du NE (plus exactement ENE) de 28 Km/h.

### Centres d'action, isobares et vents généraux

Les surfaces de la terre ne sont pas à la même altitude. Il est donc difficile de comparer les pressions atmosphériques au sol d'un endroit à l'autre, puisque le point le plus élevé aura toujours la pression la plus basse. Par des calculs sophistiqués, qu'on ne développera pas ici, on peut calculer (réduire) la pression atmosphérique à l'altitude 0 mètre (niveau de la mer) à partir des valeurs de pression et de température mesurées d'un point situé à une altitude plus élevée. Dans ce chapitre on ne parlera que de cette pression atmosphérique réduite au niveau de la mer.

La pression atmosphérique au niveau de la mer n'est pas identique d'un lieu à l'autre ni d'un moment à l'autre, comme on peut l'observer sur un baromètre heure après heure. Les variations de températures des surfaces du sol produisent soit un réchauffement soit un refroidissement de l'air au contact de ce sol, ce qui provoque des variations de la densité, et par conséquent de pression, de l'air. **Question 65.** Une zone de **haute pression** ou **anticyclone** peut se former sur une zone qui durant une longue période est plus froide que son entourage, par exemple le pôle nord, la Sibérie ou autre continent en hiver (soleil bas sur l'horizon), un océan durant l'été (Atlantique nord) qui est plus frais en comparaison d'un continent surchauffé à la même latitude (Europe). **Question 66.** Inversement, une zone de **basse pression** ou **dépession** peut se former sur une zone qui durant une longue période est plus chaude que son entourage, par exemple l'équateur, le Sahara en été, l'océan Atlantique durant l'hiver en comparaison de l'Europe continentale froide. **Question 67.** Les basses pressions et les anticyclones sont appelés **centres d'action** car ils sont à l'origine de la **circulation atmosphérique générale**. La pression atmosphérique est mesurée actuellement en hectopascal (hPa). On a vu que la valeur moyenne de pression atmosphérique au niveau de la mer est, sur la terre, de 1015 hPa. Lorsqu'elle est plus haute on parle d'une zone de haute pression, lorsqu'elle est plus basse, de dépression. Dans nos régions, la valeur de 1035 hPa correspond typiquement à un puissant anticyclone d'hiver. Cette valeur est rarement dépassée. En été, les valeurs de pression pour un anticyclone sont en général un peu plus basses, entre 1020 et 1025 hPa. La valeur de 955 hPa correspond quant à elle typiquement à une zone dépressionnaire. **Questions 68 et 69.** Pour se représenter en un coup d'œil la répartition de la pression sur une carte synoptique (géographique), on relie les valeurs de pression identique (réduite au niveau de la mer) par des lignes courbes : les isobares. **Question 72.** Voir figure M20.

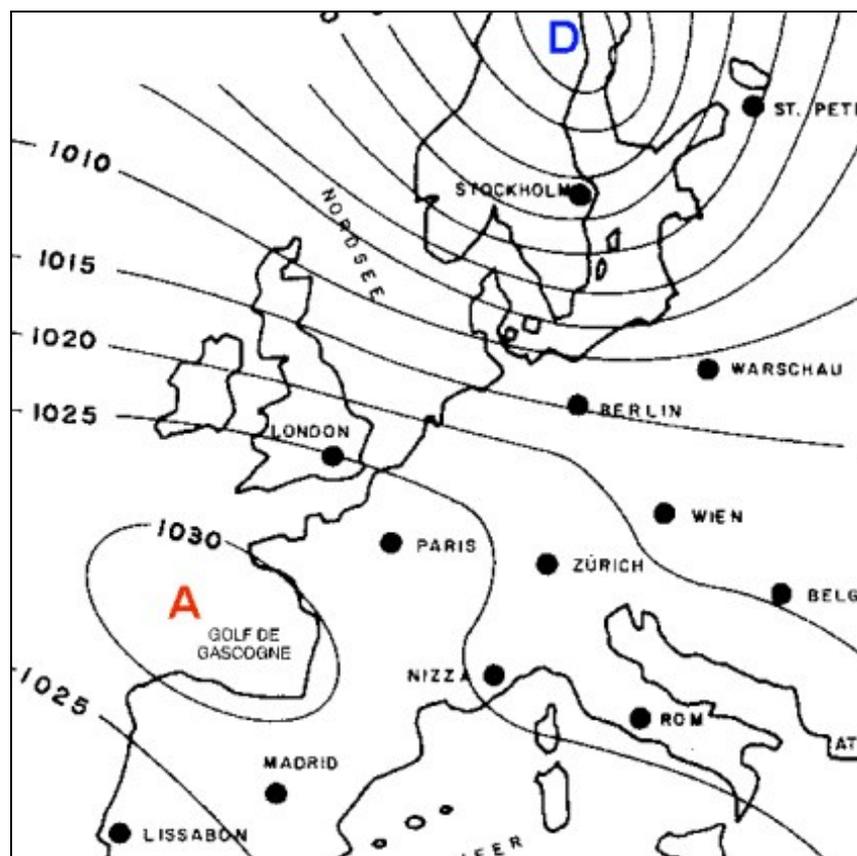


Figure M20 : carte synoptique, isobares et centres d'action. A = anticyclone, D = dépression.

Sur cette carte, grâce aux isobares, on voit immédiatement où se trouvent l'anticyclone (golf de Gascogne) et la dépression (Scandinavie). Les isobares sont espacées de 5 hPa et prennent ainsi les valeurs de 1000, 1005, 1010, 1015...etc. hPa. Londres et Nice se trouvent presque sur la même isobare 1025 hPa. Zürich se trouve à mi-chemin entre 1020 et 1025 hPa, soit à environ 1023 hPa. Au centre de l'anticyclone on a un peu plus de 1030 hPa puisque cette zone est entourée de l'isobare 1030 hPa.

Tous les fluides (liquides et gaz) se déplacent d'un endroit où la pression est forte à l'autre où la pression est plus faible. Voir figure **M21**.

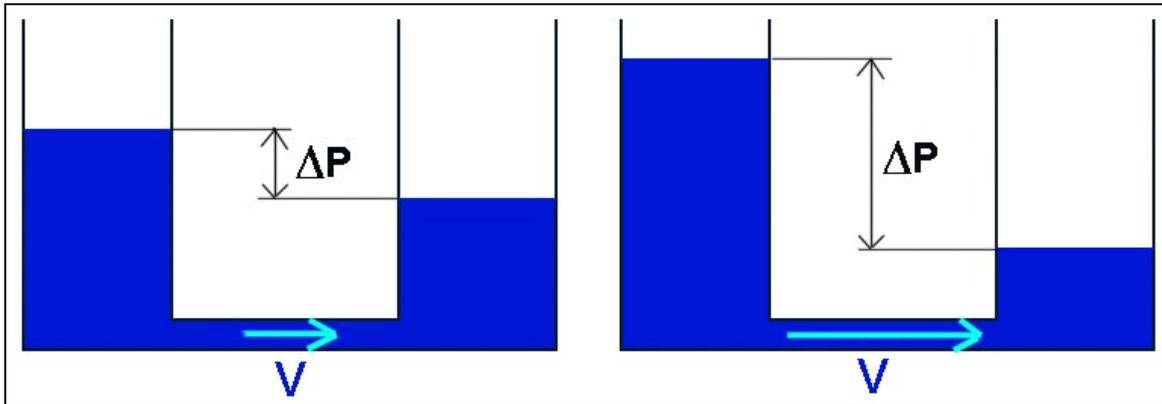


Figure M21 : Principe des vases communicants. Le liquide va se déplacer du vase où la pression (hauteur) du liquide est élevée au vase où la pression (hauteur) du liquide est la plus basse.  $dP$  = différence de pression.  $V$  = vitesse du fluide.

Plus la différence de pression est grande et plus la vitesse de déplacement du fluide sera grande. Cette loi reste valable pour nos centres d'action. Plus la différence de pression entre un anticyclone et une dépression est grande (autrement dit plus les isobares sont serrées et nombreuses) et plus les vents au sol seront forts. Cependant, à cause de la rotation de la terre sur elle-même, les vents sont soumis aussi à une force virtuelle, appelée force de Coriolis, qui empêche les flux d'air de se déplacer directement en ligne droite des centres de haute pression (anticyclone) aux centres de basse pression. Les vents au sol soufflent donc plus ou moins parallèlement aux isobares du centre d'action de la haute pression à la dépression, comme le mouvement tourbillonnaire de l'eau autour de l'orifice de vidange d'une baignoire qui se vide. **Question 74**. Voir figure **M22**.

Dans l'hémisphère nord, les masses d'air s'élèvent en tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour du centre des dépressions et elles s'abaissent en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre autour du centre des anticyclones. Voir figure **M22**. **Questions 70 et 71**. Dans l'hémisphère sud, c'est l'inverse.

A partir du tracé des isobares, de leur répartition et de la disposition des centres d'action, on peut donc se prononcer sur la direction principale et la force du vent. **Question 73**. Ce **vent général**, appelé aussi vent géostrophique, dû aux centres d'action, est déterminé selon les 3 principes suivants :

- La direction du vent est parallèle aux isobares.
- Le sens du vent est celui des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone et est inverse à celui des aiguilles d'une montre autour d'une dépression (pour l'hémisphère nord). Pour l'hémisphère sud c'est l'inverse.

- La force du vent est déterminée par l'espacement (=gradient horizontal de pression) entre les isobares. Plus l'espacement est petit (=fort gradient de pression) et plus le vent est fort et vice-versa.

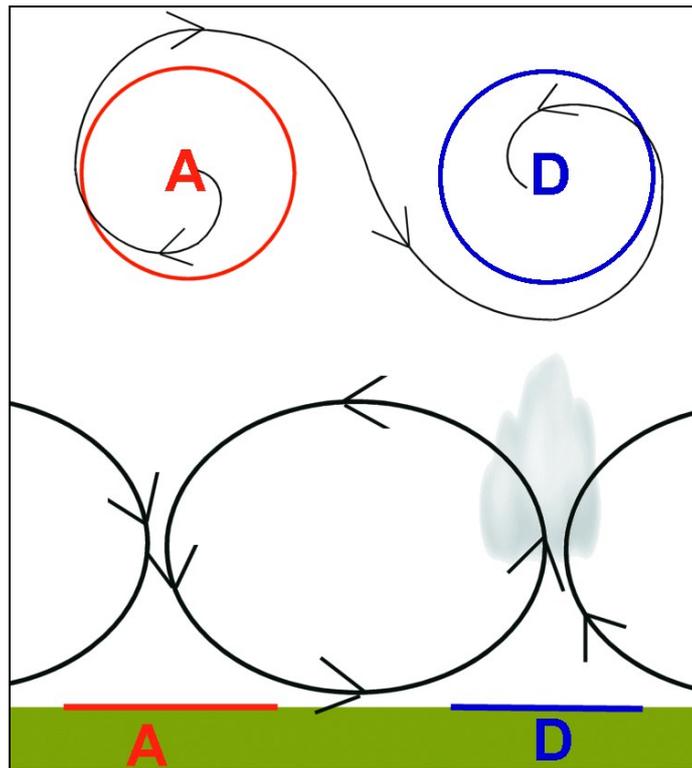


Figure M22 : 3 mouvements d'air dans et autour des centres d'action : vertical (descendant dans les anticyclones, ascendant dans les dépressions), rotatoire (autour des centres d'action), horizontal (éloignement ou divergence dans les anticyclones et rapprochement ou convergence dans les dépressions). A = anticyclone. D = Dépression.

Si on reprend la figure **M20**, on voit qu'à Stockholm, les vents soufflent fort d'ouest, parallèles aux isobares serrées, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour de la dépression plus au nord et qu'à Paris les vents sont faibles du nord-ouest, parallèles aux isobares espacées, dans le sens des aiguilles d'une montre autour de l'anticyclone du Golfe de Gascogne.

Donc, si l'écart entre les isobares sur une carte météo est peu important (isobares serrées), on parle donc chute de pression abrupte et on prévoit des vents forts. Inversement, si l'écart entre les isobares sur une carte météo est important (isobares espacées), on parle d'une répartition plate de la pression et on prévoit des vents faibles.  
**Questions 75 et 76.**

Nous avons décrit les deux types de centres d'action : les anticyclones et les dépressions. Dans les anticyclones, l'atmosphère s'affaisse, donc s'échauffe et s'assèche. Dans nos régions, on trouve d'ailleurs assez souvent une inversion de température notamment vers 1500-2000 m. lors de situation anticyclonique. Au contraire, dans une dépression, l'air se soulève, donc se refroidit et s'humidifie. C'est pourquoi on trouve plutôt du beau temps stable avec une couche convective en général pas très épaisse dans les situations anticycloniques et du mauvais temps dans les situations dépressionnaires.

Entre ces deux types de centres d'action, il peut exister une zone de pression intermédiaire (1010 à 1020 hPa) de répartition très plate, c'est-à-dire avec des isobares très espacées et peu nombreuses. On parle alors de **marais barométrique**. Dans un marais barométrique l'affaissement d'air est peu ou pas présent si bien que l'atmosphère est un peu moins sèche et un peu plus instable que dans un anticyclone. D'autre part les vents sont faibles puisque le gradient de pression est faible ou nul. C'est donc dans une telle situation que les convections sont les meilleures pour nos vols en parapente.  
**Question 77.** Mais attention cependant au développement d'orages locaux.

### **Brises locales**

A côté de la circulation générale ou géostrophique (macroéchelle) due aux centres d'action, on trouve une circulation d'air régionale à mésoéchelle et à microéchelle. Le premier exemple est celui de l'alternance des brises entre les grandes surfaces d'eau (lac, mer) et leurs littoraux. Pendant une journée ensoleillée, les littoraux se réchauffent plus vite et plus que l'atmosphère lacustre adjacente. Ceci entraîne une circulation d'air du lac vers les côtes (vent du lac, de mer). Durant la nuit, c'est l'inverse. Les côtes sont plus fraîches que le lac qui a emmagasiné de la chaleur à cause de la grande capacité calorifique (accumulation de chaleur) de l'eau. Le flux d'air va du littoral au lac (vent de terre).

Le deuxième exemple, comparable au précédent, mais qui nous concerne plus, est celui de l'alternance des vents de montagne et de vallée. Le **vent de vallée** (ou vent d'aval ou brise montante) est un vent qui souffle, **durant le jour** (soleil), de la partie aval et large (et fraîche) d'une vallée vers sa partie amont avec ses petites vallées suspendues et ses sommets qui se réchauffent plus vite. **Questions 86 et 90.** Le **vent de montagne** (ou vent d'amont ou brise descendante) est un vent qui souffle **durant la nuit** (arrêt de l'ensoleillement), des sommets et des petites vallées suspendues d'amont, qui se refroidissent plus vite, vers la large et profonde vallée principale d'aval, qui se refroidit plus lentement. **Questions 87 et 91.** Voir figure **M23**. Puisque que la brise de vallée dépend de la puissance du soleil et de la surface du sol sans neige, elle est maximale en juillet et août et minimale en décembre et en janvier. **Question 94.** Elle est aussi plus forte en milieu d'après-midi et lorsque le ciel n'est pas couvert. **Question 96.** En été la brise de vallée débute en fin de matinée et le vent de montagne en général en soirée (18-19h00). **Questions 92 et 93.** Avec l'altitude, le vent de vallée forçit. **Question 95.** Mais dans les larges vallées le vent de vallée disparaît progressivement vers 2000 m. d'altitude et laisse la place au vent météo général.

Chaque paroi ensoleillée présente une couche d'une petite brise de pente ascendante, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, léchant la pente (flèches roses fines de la figure **M23**) à ne pas confondre avec les ascendances thermiques de montagne qui s'étendent jusqu'au sommet de la couche convective et qui sont en général un peu éloignées de la paroi (flèches oranges), plus espacées les unes des autres, plus cylindriques et ne se développant que sur des zones particulièrement propices à l'échauffement du sol par le soleil (donc aussi à l'abri du vent de vallée principal). Cette brise de pente est le léger vent thermique de face qui nous permet de décoller plus facilement.

Durant la nuit, chaque paroi se refroidit (rayonnement nocturne) et entraîne la formation d'une fine couche de brise descendante (flèches bleues fines). Ces vents se rassemblent finalement et forment le vent descendant (de montagne) au fond de la vallée (larges flèches bleues). Voir Figure **M23**.

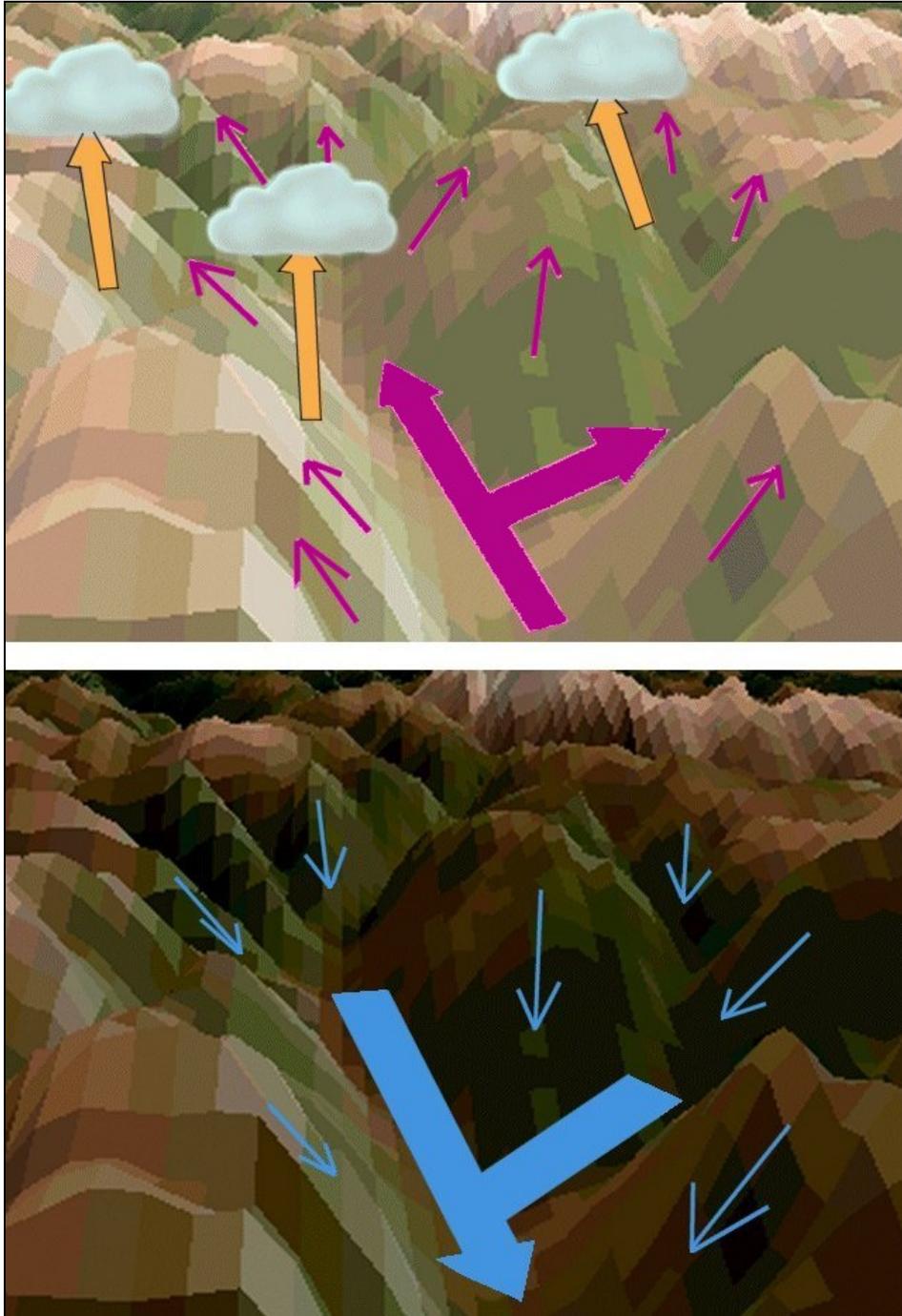


Figure M23 : Schéma du système de brise de vallée et de brise de montagne.

Les thermiques de montagne (flèches oranges de la figure **M23**) peuvent être pourtant considérés comme une variante de la brise de pente (aussi d'origine convective). Contrairement à la brise de pente, ces ascendances finissent par se détacher de la paroi et évoluer indépendamment dans l'atmosphère libre comme en plaine. En général, les thermiques de montagne sont cependant plus forts et plus constants (colonne plutôt que bulle ascendante) que les thermiques de plaine.

Si on dessine un plan de section perpendiculaire à la vallée, on peut se représenter la composante perpendiculaire du système de brise de montagne. Voir figure **M24**.

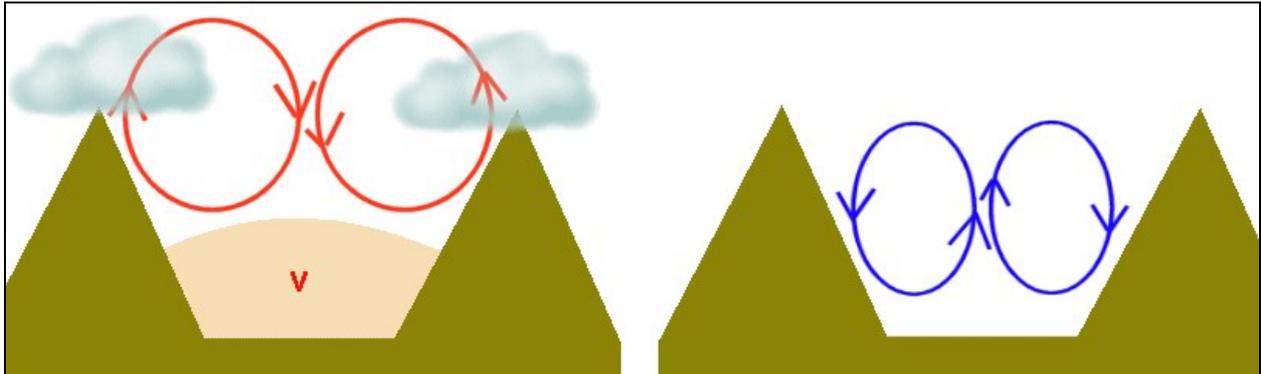


Figure M24 : Schéma (section transversale) du système de brise de vallée et de brise de montagne. V = zone de vent de vallée, parallèle à l'axe de la vallée et perpendiculaire aux brises de pente . A gauche vent de vallée, à droite vent de montagne.

Durant le jour, les brises de pentes montent au-dessus de celles-ci puis l'air retourne au centre de la vallée où il redescend lentement (affaissement comme dans un anticyclone). On trouve donc les ascendances surtout dans la partie supérieure des flancs de vallée.

**Question 88.** La partie inférieure des flancs est balayée de travers par le vent de vallée qui détruit les ascendances à ce niveau. Durant le début de la nuit, les brises de pentes descendantes rejoignent le centre et le fond de la vallée puis présentent un léger mouvement ascensionnel au milieu de la vallée. **Question 89.** En soirée ce mouvement ascendant peut être assez fort pour maintenir les planeurs un moment en altitude. On parle alors de « restitution ». **Question 143.** Cependant, cette restitution ne dure que quelques dizaines de minutes.

### Turbulences

Les turbulences (variations locales et brusques de direction et de force du vent, tourbillonnements d'air) sont dues aux vents. Plus il est fort et plus elles sont probables, violentes et dangereuses. C'est pourquoi il est déconseillé de voler par vent fort ou de voler dans des zones propices au vent fort (rétrécissement ou courbure d'une vallée). De même, il faudrait **atterrir rapidement lorsque le temps devient orageux**. Un orage proche est souvent associé à des épisodes de rafales de vent particulièrement fortes et irrégulières. On classe les turbulences en 3 types selon leur origine :

1. Les turbulences mécaniques
2. Les turbulences de cisaillement
3. Les turbulences thermiques.

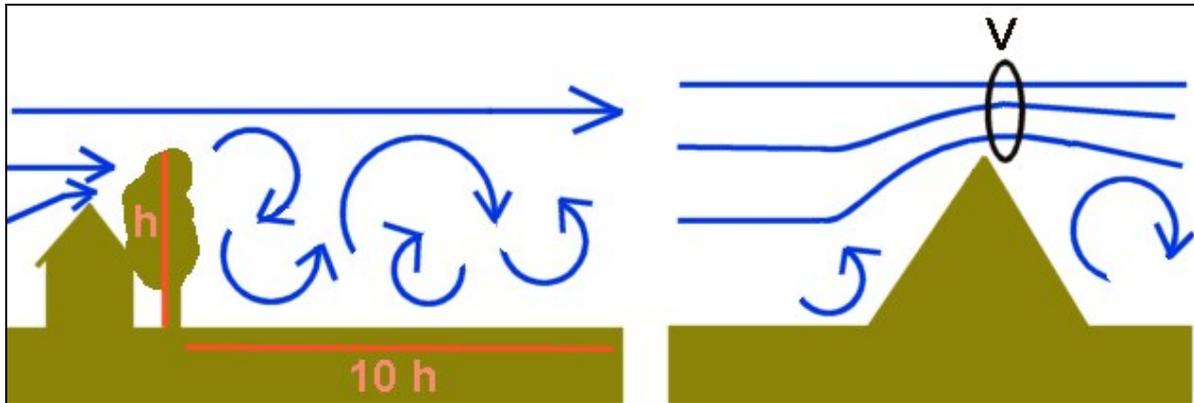


Figure M25 : turbulences mécaniques

Les **turbulences mécaniques** (voir figure **M25**) résultent du conflit entre les obstacles solides du sol et le vent. **Question 97**. On dit que la partie de l'atmosphère devant respectivement derrière l'obstacle ou le relief est située **au vent** respectivement **sous le vent**, de cet obstacle ou de ce relief. C'est sous le vent d'un relief ou d'un obstacle que les turbulences sont les plus marquées. Il faut donc éviter à tout prix de voler sous le vent d'une montagne ou d'un obstacle (choix de l'atterrissage notamment). Les turbulences peuvent s'étendre horizontalement derrière l'obstacle jusqu'à dix fois la hauteur de celui-ci. Voir partie gauche de la figure **M25**. Lorsqu'il s'agit d'un relief imposant, le vent devant la pente est forcé de monter. Au-dessus de l'arête il y a donc une diminution de la section d'écoulement du vent. Pour un débit d'air (vent) qui doit rester identique, le vent est donc obligé d'augmenter sa vitesse au-dessus de l'arête. Ce phénomène d'augmentation de la vitesse lors de la diminution de la section d'écoulement, et vice-versa, s'appelle l'effet **Venturi** (nom d'un physicien). Voir partie droite de la figure **M25**. L'effet Venturi et ses turbulences associées sous le vent ne se rencontrent pas seulement au-dessus et derrière les crêtes mais aussi à côté d'un relief, lorsque le vent contourne celui-ci ou lors de rétrécissement d'une vallée.

Les **turbulences de cisaillement** apparaissent au voisinage de la frontière entre deux masses d'air soumis à des vents de direction et/ou de force différentes. **Questions 98 et 83**. Voir figure **M26**, à gauche. Pour la **question 83**, on donne des vents de nord-est d'environ 10-15 noeuds à 1000 et 2000 m. et des vents du sud-ouest d'environ 10 noeuds à 3000 et 4000 m. C'est donc entre 2000 et 3000 m. où se produit le changement de direction qu'on risque de trouver des turbulences de cisaillement. Lorsque le vent diminue de vitesse sans changer de direction, on parle de gradient de vent. Cela se passe surtout près d'un sol plat car le vent à quelques mètres (ou centimètres) du sol est freiné par l'étendue solide contrairement au vent libre quelques dizaines de mètres au-dessus. Voir figure **M26**, au milieu.

Les **turbulences thermiques** apparaissent lors des convections, surtout à la limite entre l'air ascendant et l'air descendant ou calme, et aussi au sommet de la couche convective. **Question 99**. Voir figure **M26**, à droite. Il s'agit donc d'une variante de turbulences de cisaillement.

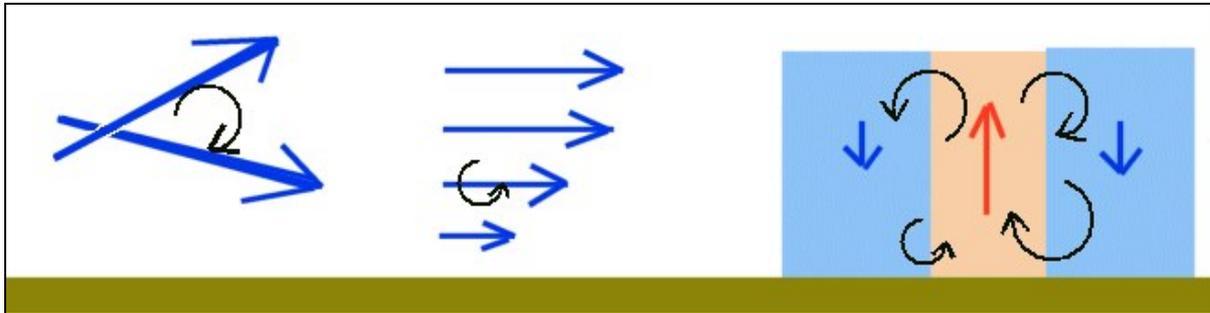


Figure M26 : turbulences de cisaillement (2 figures de gauche) et d'origine thermique (figure de droite).

Pour les **questions 84 et 85**, on imagine un vent sur une surface. Près du sol le vent sera plus faible (gradient de vent) mais plus turbulent (turbulences mécaniques) que le vent 300 m. au-dessus.

Pour les **questions 100 à 102**, on imagine une situation de beau temps avec une brise de vallée bien développée, en été et en début d'après-midi. 500 m. au-dessus du fond de la vallée, on risque de trouver des turbulences de cisaillement entre un vent météo général de direction différente que la brise de vallée juste au-dessous. A 20 m. sol on risque plutôt de trouver des turbulences mécaniques. Au-dessus d'une surface ensoleillée (sud) vers 2800 m. on risque évidemment de trouver surtout des turbulences thermiques.

Pour les **questions 103 à 105**, on imagine aussi une situation de beau temps (peu de vent météo) au mois de juillet. Vers 0900 heures les thermiques sont encore faibles et la brise de vallée pas développée, il y a donc peu de turbulences. Vers 1100 heures, la brise de vallée est encore peu développée mais les convections sont déjà présentes. On risque donc de rencontrer des turbulences thermiques. Entre 1300 et 1700, les convections et la brise de vallée sont bien développées. C'est donc à ce moment que les turbulences (les 3 types) sont les plus fortes.

### Masses d'air, fronts, perturbations

Une masse d'air est une vaste (échelle continentale) étendue horizontale d'atmosphère présentant des caractéristiques (en particulier température et humidité) homogènes.

**Question 106.** Par exemple on parle de masse d'air polaire maritime (froide et humide) ou bien tropicale continentale (chaude et sèche). On dit que la masse d'air est chaude si elle présente une température supérieure à la masse d'air voisine. **Question 107.** Les masses d'air ne se mélangent que difficilement. Il existe donc une surface de séparation relativement nette entre deux masses d'air distinctes. La surface de séparation entre deux masses d'air différentes s'appelle surface frontale. **Question 108.** Les **surfaces frontales** (ou tout simplement **fronts**) se trouvent essentiellement dans les régions tempérées (Europe) car celles-ci sont à mi-chemin entre les régions polaires froides et les régions tropicales chaudes. On parle de **front chaud** lorsque la masse d'air chaud moins dense et plus légère glisse sur la masse d'air froid et de **front froid** lorsque la masse d'air froid, plus dense, glisse sous la masse d'air chaud. En principe il n'y a pas de front dans les régions polaires ni dans les régions équatoriales et même tropicales. Le développement des dépressions polaires (par exemple au nord et au centre de l'Europe) et celui des fronts sont intimement liés. Voir schéma d'un système dépressionnaire et frontal sur la figure **M27**. Au commencement, le centre de la dépression se situe sur la surface frontale.

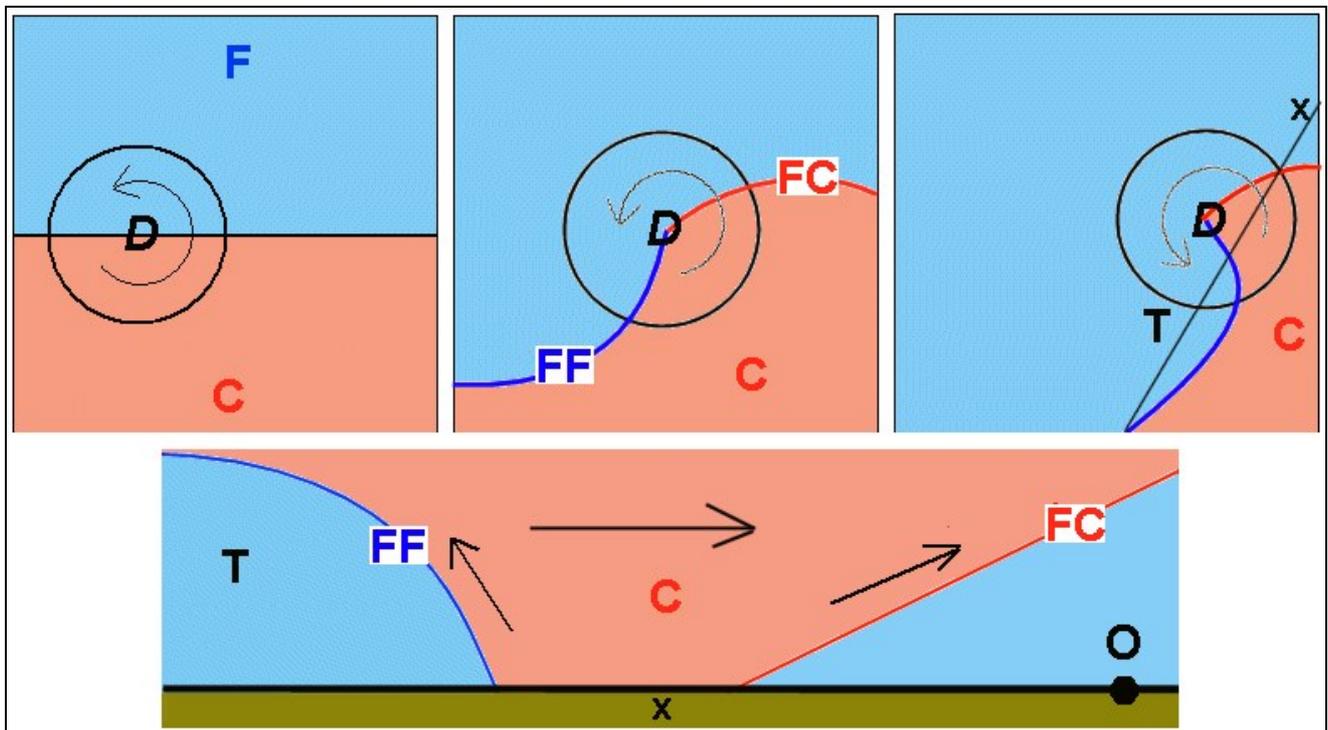


Figure M27 : Fronts et dépression polaire. D = dépression. F = masse d'air froide (bleu). C = masse d'air chaude (rose). T = traîne. X = ligne de section verticale à travers le système frontal. O = observateur. FF = front froid. FC = front chaud.

A nos latitudes, les systèmes dépressionnaires et frontaux se déplacent lentement (quelques km/h), en général d'ouest en est. Puisque les vents tournent à l'inverse du sens des aiguilles d'une montre dans les dépressions, un front froid se forme au sud-ouest de la dépression et se dirige vers le sud-est tandis qu'un front chaud se forme à l'est, sur la surface de séparation entre la masse d'air froid et la masse d'air chaud, et se dirige vers le nord. Le front froid va un peu plus vite que le front chaud et peut le rattraper pour former un **front occlus** ou une **occlusion**. Si on trace un plan de section verticale passant par la droite x, on peut se représenter ce système en coupe verticale. Voir en bas de la figure **M27**. On peut alors observer que les deux surfaces frontales chaude et froide sont inclinées du côté de l'air froid. **Question 109**. Pour un observateur O au sol, il voit d'abord le front chaud en altitude puis au sol ensuite le front froid se manifeste d'abord au sol puis en altitude. **Question 110**. Dans les deux cas, l'air chaud glisse et monte au-dessus de l'air froid, lentement pour le front chaud et plus brutalement et rapidement pour le front froid. Cet air chaud se refroidit par détente. Son humidité relative baisse et l'air se sature de vapeur d'eau. Nuages nombreux et pluies abondantes s'ensuivent. C'est pourquoi les fronts sont aussi appelés **perturbations**. Voir figure **M28**. Puisqu'un front chaud est plus progressif et lent, on verra apparaître des cirrus puis des cirrostratus des altocumulus et altostratus et finalement des nimbostratus avec des pluies fines. **Question 111 et 123**. Juste avant l'arrivée du front chaud au sol, les nuages (Ns) sont bas et il pleut, la visibilité est mauvaise et le vent se renforce. **Question 112**. L'arrivée du front froid est plus brusque. Il s'annonce par une barrière de cumulonimbus arrivant de l'ouest. Voir figure **M28**. **Question 121**. Le temps une à deux heures avant peut être calme et assez ensoleillé, mais pas toujours. Il peut se développer des rafales d'orage ou une augmentation de la nébulosité par extension horizontale vers l'est du sommet des cumulonimbus. Les ascendances se renforcent à cause de l'ascension générale de la

masse d'air chaud devant le front ce qui rend l'atmosphère plus instable. **Question 113.** Derrière le front froid on trouve le ciel de **traîne**, plus frais, avec une bonne visibilité et des stratocumulus puis des cumulus assez bas et de faible extension verticale. **Question 118.** Voir figure **M28**. En raison de la température élevée de la basse atmosphère, les cumulonimbus (avec orages) d'un front froid sont plus probables en été qu'en hiver. **Question 125.** Quand les services de prévisions météorologiques annoncent l'arrivée d'air polaire frais en été alors que l'air actuel est chaud et étouffant (humide), ils veulent sous-entendre l'arrivée d'un front froid avec orages s'accompagnant souvent de grêles et de rafales de vents. **Question 126.**

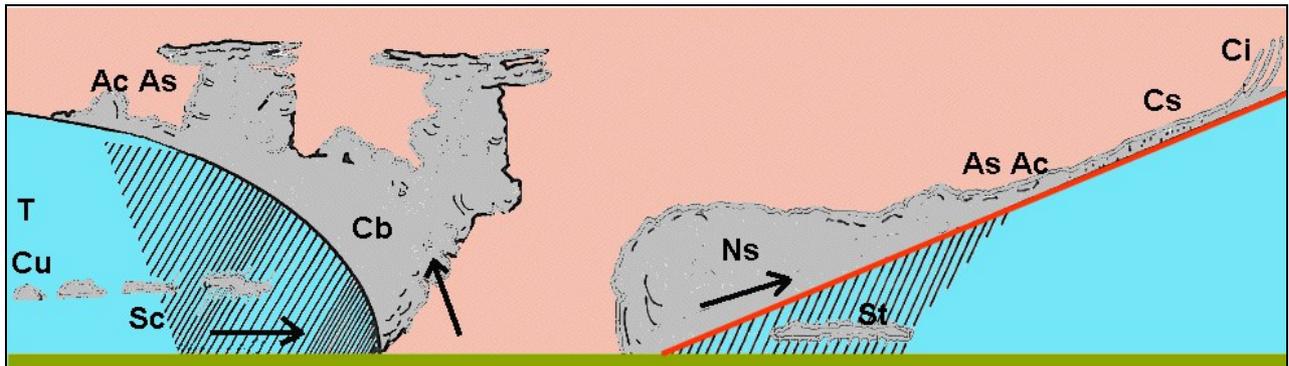


Figure M28 : nuages frontaux. T = traîne.

Une **occlusion** se produit lorsque le front froid a rattrapé le front chaud, qui le précède au niveau du sol, puis se confond avec lui. **Question 119.** Voir figure **M29**. Selon la température de l'air froid derrière le front froid, une occlusion peut présenter soit les caractéristiques d'un front chaud soit celles d'un front froid. **Question 120.** Si l'air froid derrière le front froid est devenu moins frais que l'air froid devant le front chaud, le front froid glisse au-dessus du front chaud, qui maintient alors sa limite inférieure au sol. On parle alors d'occlusion à caractère de front chaud. Voir figure **M29 a**. **Question 122.** Inversement, si l'air froid devant le front chaud est devenu moins frais que l'air froid derrière le front froid, le front froid glisse en dessous du front chaud. Le front froid maintient donc sa limite inférieure au sol. On parle alors d'occlusion à caractère de front froid. Voir figure **M29 b**. **Question 124.**

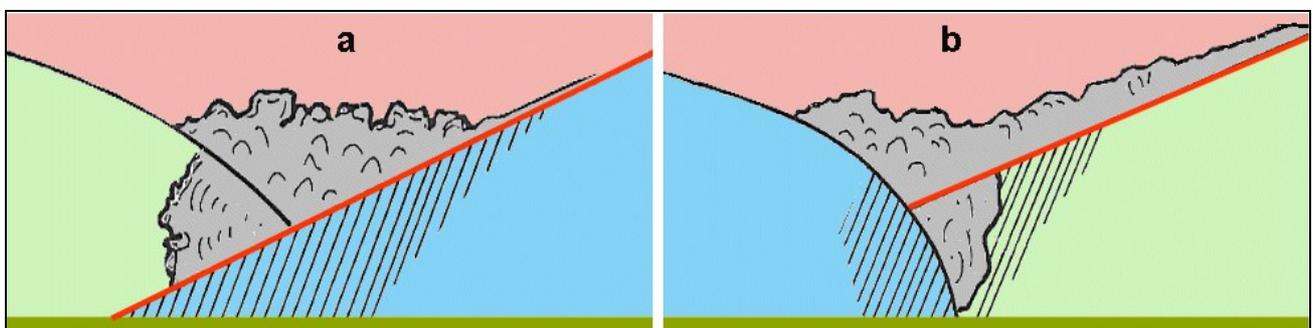


Figure M29 : Occlusions. a = à caractère de front chaud. b = à caractère de front froid.

## Thermiques et orages

L'exposé suivant complète celui de la température de l'air et des courbes de températures.

**Question 135.** Pour qu'apparaisse une ascendance thermique au-dessus d'une surface terrestre, il faut d'abord un rayonnement solaire puissant, arrivant le plus perpendiculairement à la surface. Par exemple les faces est d'un relief le matin, les pentes sud ou plates vers midi et les pentes ouest l'après-midi. Il faut ensuite que le rayonnement solaire soit le plus possible absorbé par la surface, par exemple sombre et rugueuse, pour qu'elle puisse se réchauffer efficacement puis à son tour réchauffer l'air sus-jacent par conduction puis par convection. Si le rayonnement solaire est trop réfléchi, par exemple sur une surface claire et lisse, l'énergie solaire est « perdue » pour le réchauffement de la surface. Il faut encore que cette surface soit protégée du vent et sèche. **Question 136.** Une surface balayée par le vent, surtout latéral, ne permet pas la formation d'une poche d'air chaud au sol qui aurait été initiatrice d'une convection bien organisée. Par ailleurs, un sol humide est soumis à une forte évaporation, elle-même consommatrice d'énergie (chaleur), ne permettant pas un réchauffement maximal du sol, donc de l'air sus-jacent.

Un thermique sous le vent est un thermique qui se déclenche sur les pentes non exposées au vent (= sous le vent) d'une montagne. **Question 139.** Voir figure **M30**.

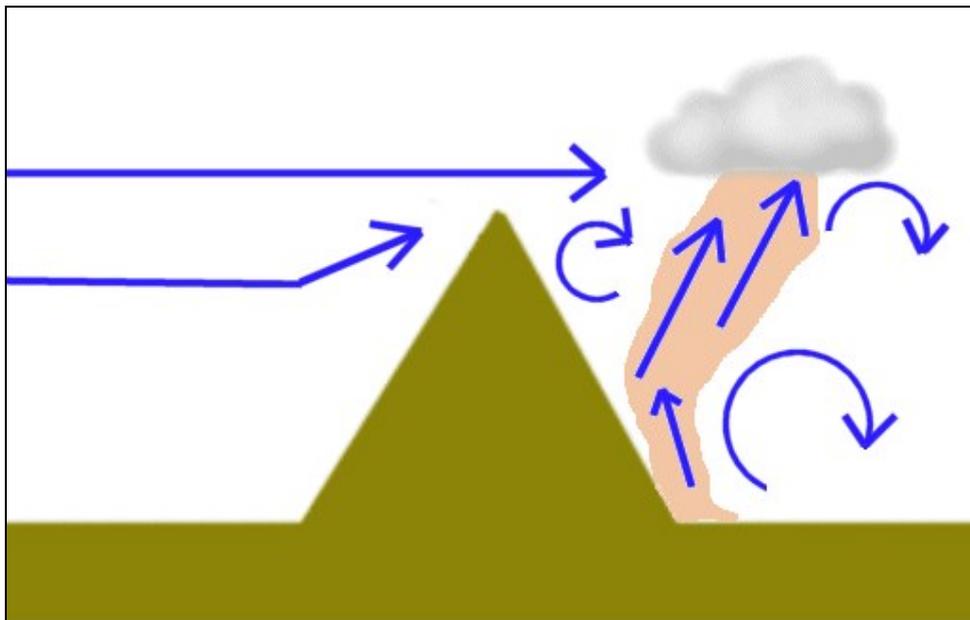


Figure M30 : thermique sous le vent d'un relief.

Suivant la configuration du relief, la force du vent et celle du thermique, les ascendances sous le vent peuvent être difficiles, turbulentes voire dangereuses. Puisque ce sont les pentes sud qui sont les plus ensoleillées, les thermiques sous le vent se rencontrent principalement sur ces pentes par vent du nord. **Question 140.**

Un thermique bleu est une ascendance convective qui n'entraîne pas la formation de nuage cumuliforme à son sommet. Ces thermiques se produisent lorsque l'air est très sec (faible humidité ou différence importante entre la température et la température de point de rosée) si bien que la condensation ne peut se produire, autrement dit que le point de rosée au sommet du thermique ne peut être atteint. **Questions 141 et 142.**

En général, l'activité convective est meilleure en Europe d'avril à août, car le rayonnement solaire est plus puissant et plus long (jours longs) à cette période. A cause de la fonte des neiges plus précoces dans les Préalpes que dans les Alpes (altitudes moyennes différentes), les thermiques sont meilleurs au mois de mai dans les Préalpes et meilleurs au mois d'août dans les Alpes. **Questions 137 et 138.**

Une convection puissante dans une atmosphère humide peut entraîner la formation d'un cumulus congestus puis d'un cumulonimbus (pluies, rafales et orages). On parle d'orage de chaleur ou d'orage local ou d'orage thermique. Il est donc logique que ce type d'orage survienne en général en fin d'après-midi quand il fait le plus chaud. **Question 127.** Les nuages d'orage de front froid sont plus étendus (orages généralisés) et peuvent survenir en principe à n'importe quelle heure du jour et de la nuit, lorsque le front traverse la Suisse. **Question 128.**

### Analyse de cartes synoptiques (Europe)

Les cartes synoptiques sont des cartes géographiques sur lesquelles est résumé graphiquement l'état des différents paramètres météorologiques en un instant donné. Classiquement on représente la pression, sous la forme d'isobares, et les fronts. Mais on peut aussi représenter les vents, la température, la nébulosité, etc. Les symboles les plus utilisés sont la lettre A (ou H = « high ») pour montrer le centre des anticyclones et la lettre D (ou T = « tief » ou L = « low ») pour situer le centre d'une dépression. La figure **M31** montre, en a, le symbole du front froid, en b, celui du front chaud, en c, celui de l'occlusion et en d, celui de l'isobare avec le nombre indiquant la valeur de celle-ci. **Questions 144 à 147.** Rappel : Les valeurs de pression, pour qu'elles aient un sens, sont réduites au niveau de la mer. Plus les isobares sont serrées, plus la différence (le gradient) horizontale de pression est grande et plus le vent, parallèle aux isobares, est fort. Les vents tournent dans le sens des aiguilles d'une montre autour des anticyclones et inversement autour des dépressions (hémisphère nord). Les **questions 148 à 153** s'appuient sur un seul exemple de carte synoptique, sans représentation des fronts. Voir figure **M32.**

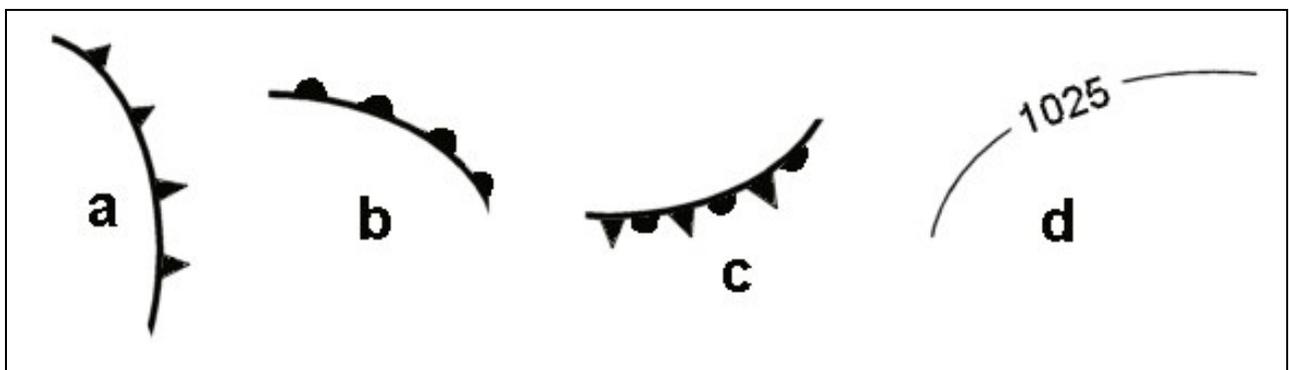


Figure M31 : Quelques symboles utilisés dans les cartes synoptiques, a = front froid, b = front chaud, c = occlusion, d = isobare, ici par exemple l'isobare 1025 hPa.

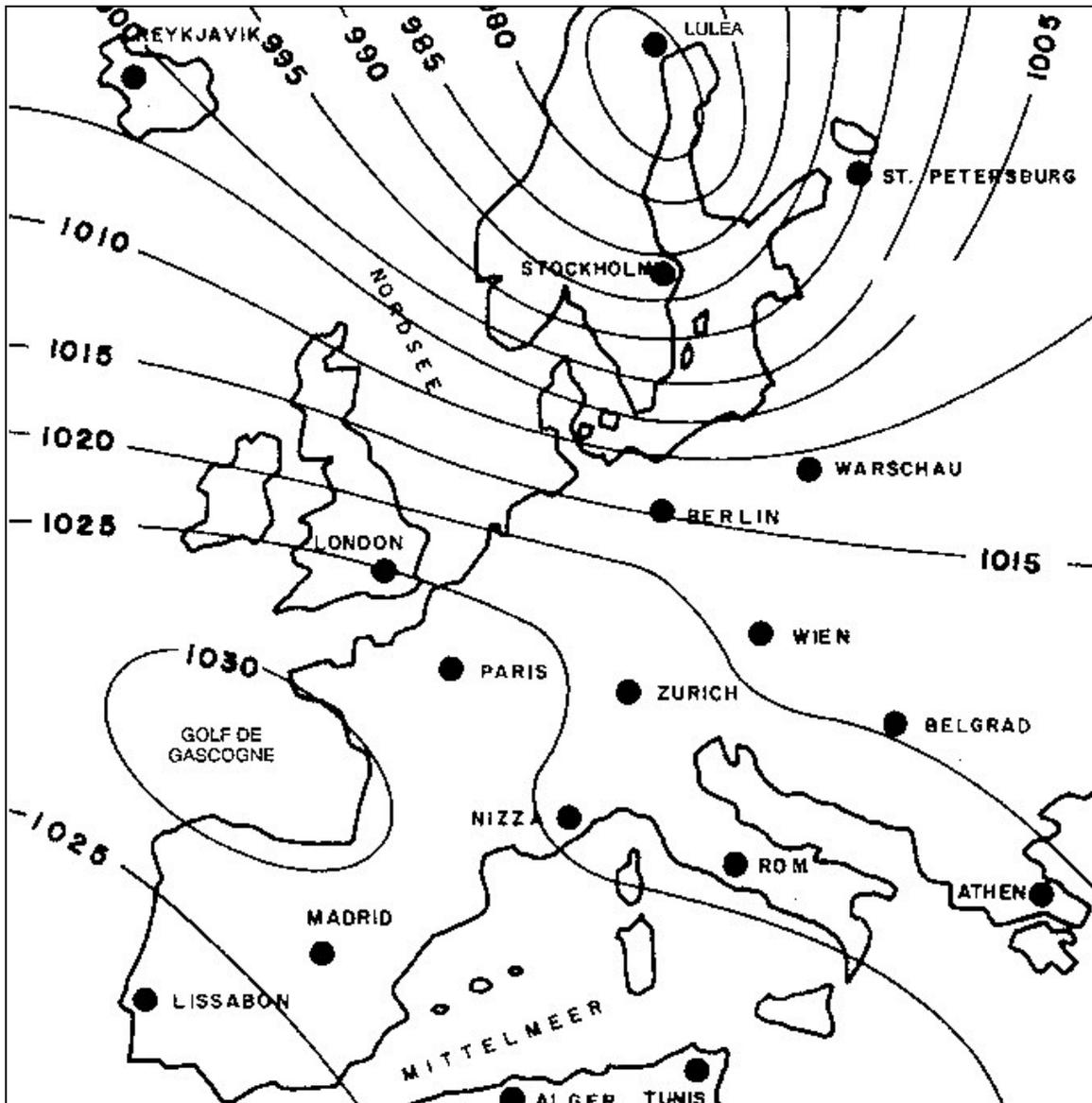


Figure M32 : exemple de carte synoptique sans front, utilisé pour les questions 148 à 143 (météorologie) du QCM FSVL de l'examen théorique pour pilote de vol libre.

Le centre de la dépression est situé vers Lulea avec des valeurs d'environ 975 hPa, celui de haute pression vers le golfe de Gascogne avec des valeurs d'environ 1030 hPa. Les différences de pression les plus faibles sont situées sur l'Afrique du Nord où l'espacement entre les isobares est le plus grand. C'est à cet endroit que les vents sont donc les plus faibles, mais aussi au centre de l'anticyclone. Les différences de pression les plus fortes sont situées au sud de la Scandinavie où l'espacement entre les isobares est le plus petit. C'est à cet endroit que les vents sont donc les plus forts, de direction ouest à nord-ouest, car parallèle aux isobares et tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour de la dépression du nord de la Scandinavie.

Les **questions 154 à 166** s'appuient sur un autre exemple de carte synoptique, avec représentation des fronts. Voir figure **M33**.

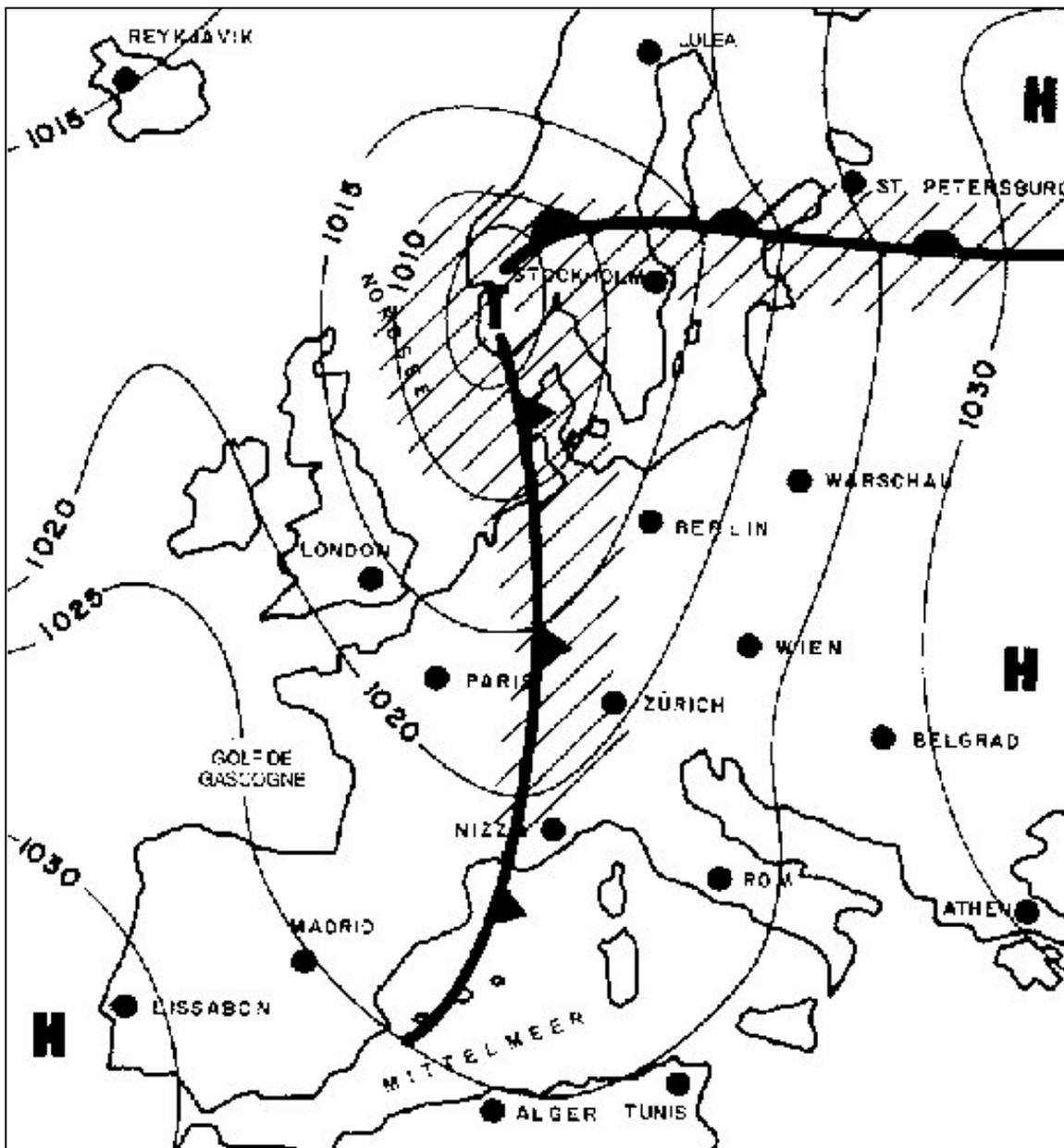


Figure M33 : exemple de carte synoptique avec fronts, utilisé pour les questions 154 à 166 (météorologie) du QCM FSVL de l'examen théorique pour pilote de vol libre.

En tenant compte de la direction des isobares, de l'espacement entre elles et de la situation des anticyclones et des dépressions, il souffle à Alger des vents d'ouest (280°) faibles, à Londres des vents du nord-ouest (310°) assez forts, à Athènes des vents du sud-est (130°) faibles, à Zürich des vents du sud-ouest (210°) assez forts, à Lisbonne des vents du nord-ouest (320°) faibles.

Les villes de Zürich et de Stockholm se trouvent entre le front chaud et le front froid, dans le secteur chaud. Paris et Londres se trouvent derrière le front froid sous l'influence de la traîne. Lulea et St-Petersbourg, devant le front chaud, ressentent l'arrivée de celui-ci.

Lisbonne et Athènes subissent respectivement l'influence d'un anticyclone sur l'Atlantique et d'un large anticyclone sur la Russie.

A Lulea, quelques centaines de kilomètres devant le front chaud, on pourra voir des cirrostratus nombreux se dirigeant vers le nord. A Paris, en plein temps de traîne, on pourra voir de nombreux cumulus. En Suisse, devant le front froid, on pourra voir des cumulonimbus et plus à l'est des lenticulaires formé par les ondes du fort vent du sud-ouest soufflant sur les crêtes des Alpes. A St-Petersbourg, juste devant le front chaud, il y aura des nimbostratus.

On verra plus loin que la carte de la figure **M33** représente en fait une situation de foehn du sud avec fort vent du sud-ouest en altitude et forte différence de pression atmosphérique au niveau du sol entre le sud et le nord des Alpes (surpression sud).

### Quelques situations météo typiques pour la Suisse

A partir des cartes synoptiques de l'Europe, on peut définir 6 situations météorologiques typiques et fréquentes pour la Suisse. Toute situation météorologique est en fait unique mais on peut toutefois dresser des tendances typiques. Voir figure **M34**.

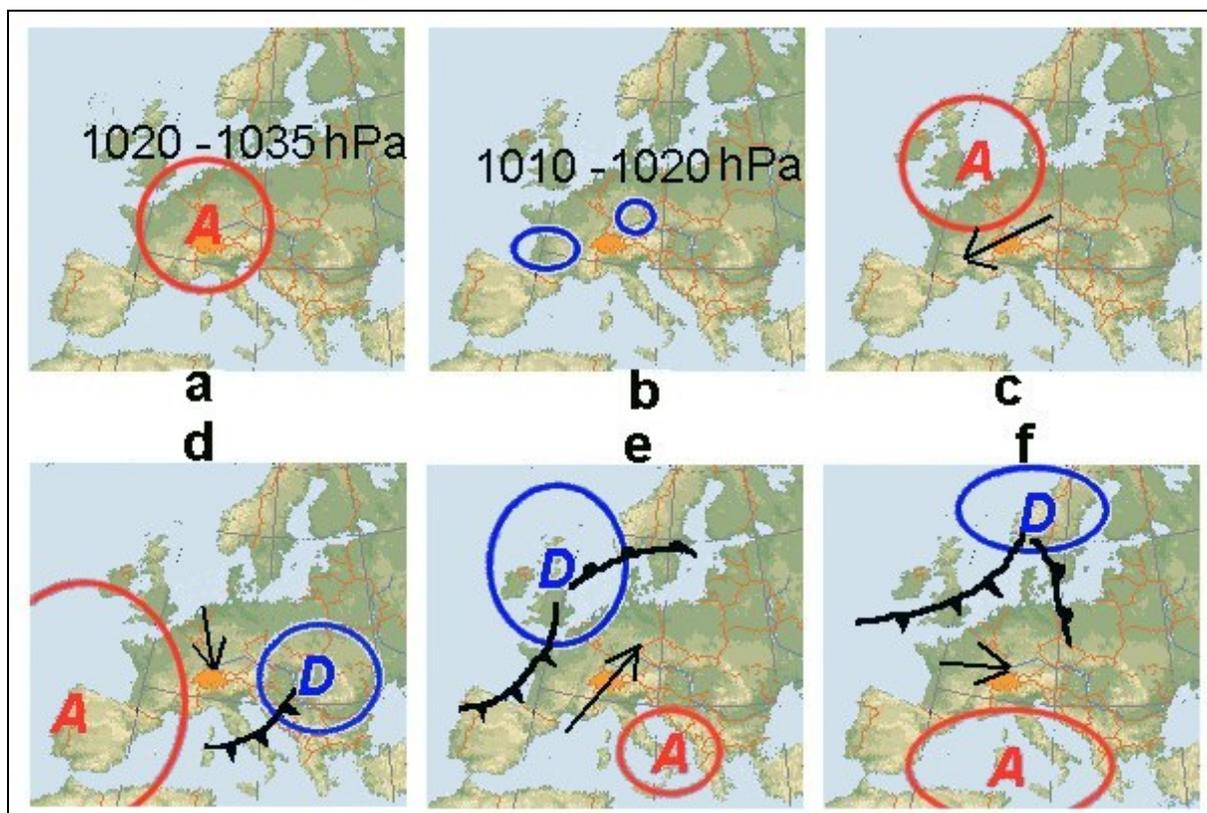


Figure M34 : 6 situations météorologiques typiques pour la Suisse, définies par les cartes synoptiques. a = anticyclone, b = marais barométrique, c = bise, d = foehn du nord, e = foehn du sud, f = temps d'ouest.

**Situation anticyclonique (a) :** un anticyclone est centré sur les Alpes. En hiver (air froid et dense) on peut trouver des valeurs d'environ 1030 à 1040 hPa. En été (air chaud) les valeurs se situent vers 1020-1025 hPa. En hiver, l'air au sol est souvent très humide et il existe une forte inversion de température (subsidence) vers 1000-2000 m. d'altitude. Ceci entraîne fréquemment un stratus épais sur le Plateau. En été les ascendances exploitables se rencontrent surtout dans les Alpes car le gradient de température n'est en général pas très élevé mais il suffit que la pression baisse un peu et que l'atmosphère s'humidifie pour que le développement d'orages locaux (Cb) soit possible. Sauf rafales d'orage possible, les vents sont faibles même en altitude. Par conséquent, mis à part les risques liés au stratus dense (perte de visibilité) l'hiver et aux possibles orages de chaleur l'été, c'est une situation très favorable à la pratique du parapente. **Question 132.**

**Marais barométrique (b) :** On parle aussi de répartition plate de la pression. En effet, dans une telle situation, il n'y a presque pas de différence horizontale de pression sur une large étendue de l'Europe. Les vents sont faibles. La pression au sol vaut en générale entre 1010 et 1020 hPa. Il n'y a pas de subsidence, donc l'atmosphère est plus instable, plus humide et avec un gradient vertical de température plus prononcé que lors des situations anticycloniques. C'est une situation typique d'été lorsqu'un anticyclone s'affaiblit (légère baisse de pression) par surchauffe de l'atmosphère. Les thermiques sont souvent bons et de grande amplitude verticale (plafond haut) mais le risque d'orages locaux l'après-midi est assez élevé. **Question 132.**

**Situation de bise (c) :** Il y a typiquement un vent prononcé du nord-est sur le Plateau et à partir de 2000 m. environ, un vent du nord-est à nord-ouest. Un anticyclone souvent prononcé dont le centre se situe en général sur l'Allemagne du nord est à l'origine de ce courant. **Question 129.** Les dangers potentiels sont la force du vent (turbulences) et le stratus sur le Plateau en hiver (visibilité). Si l'anticyclone se déplace ensuite vers l'est ou le sud-est, les vents peuvent s'affaiblir et tourner en est à sud-est ou sud. Les conditions de vol peuvent devenir excellentes si les vents ne sont pas forts et la différence de pression de part et d'autre des Alpes est faible.

**Foehn du nord (d) : Questions 116, 130 et 131.** Un courant de secteur nord, souvent humide souffle sur les Alpes en raison d'un anticyclone venant de l'ouest (Açores) et s'étendant sur l'Europe. Une dépression est souvent associée à l'est de l'Europe et la Suisse se trouve en général derrière une perturbation. Au sol on remarque une forte différence horizontale de pression nord-sud qui dépasse 5 hPa, par exemple 1023 hPa à Zürich et 1015 hPa à Lugano. Il y a effet foehn du nord au sud des Alpes (voir ci-dessous) avec nuages de barrage et pluies sur le versant nord et vents forts, température élevée et beau temps au sud. Le grand danger de cette situation sont les vents violents et turbulents, surtout au sud des Alpes où le beau temps trompeur pourrait encourager à voler.

**Foehn du sud (e) : Questions 114, 115, 117 et 167.** Un courant de secteur sud, souvent humide souffle sur les Alpes en raison d'une dépression sur le nord-ouest de l'Europe et une zone de pression plus élevée sur le nord de l'Italie. La Suisse peut se trouver devant une perturbation, elle-même située par exemple sur le Jura, dans le secteur chaud. La figure **M33** montre une situation de foehn du sud. Au sol on remarque une forte différence horizontale de pression sud-nord qui dépasse 5 hPa, par exemple 1010 hPa à Zürich et 1019 hPa à Lugano. Il y a effet foehn du sud au nord des Alpes (voir ci-dessous) avec nuages de barrage et importantes pluies sur le versant sud et vents forts, température élevée, temps sec et relativement ensoleillé au nord. Le grand danger de cette situation sont les vents violents, irréguliers et turbulents, surtout dans les vallées alpines où le beau temps trompeur pourrait encourager à voler. Les vents d'altitudes provoquent souvent des ondes donc des nuages lenticulaires typiques d'un ciel de foehn.

**Situation d'ouest (f) :** A cause d'une dépression sur la Scandinavie, un courant d'ouest, parfois fort, règne sur la Suisse, avec succession de courtes périodes de beaux temps (anticyclones mobiles) entrecoupées de périodes de mauvais temps (perturbations). En plus du mauvais temps fréquent, les vents forts et turbulents peuvent être dangereux pour nos parapentes.

**L'effet foehn :** Cet effet se rencontre chaque fois qu'un courant humide traverse un massif montagneux. Voir figure **M35**. Au vent du massif, il y a condensation avec nombreux nuages et pluies. Cette nébulosité qui s'accroche au relief et forme une bande compacte aux sommets s'appelle le **barrage**. L'air humide qui monte se condense rapidement et se refroidit donc lentement selon l'adiabatique humide (env.  $0,6\text{ °C}/100\text{ m}$ ). Au sommet le courant d'air a perdu de son humidité à cause de la pluie. Par conséquent, sous le vent, l'air qui descend est sec et se réchauffe vite selon l'adiabatique sèche ( $1\text{ °C}/100\text{ m}$ ). C'est pourquoi, le côté au vent de la montagne est nettement plus frais et humide que le côté sous le vent. Une autre caractéristique du foehn est le vent fort et irrégulier avec de violentes turbulences, donc souvent très dangereuses pour le parapente, sous le vent de la montagne. Conclusions : **Foehn bien établi = ne pas voler** même s'il fait « beau temps ».

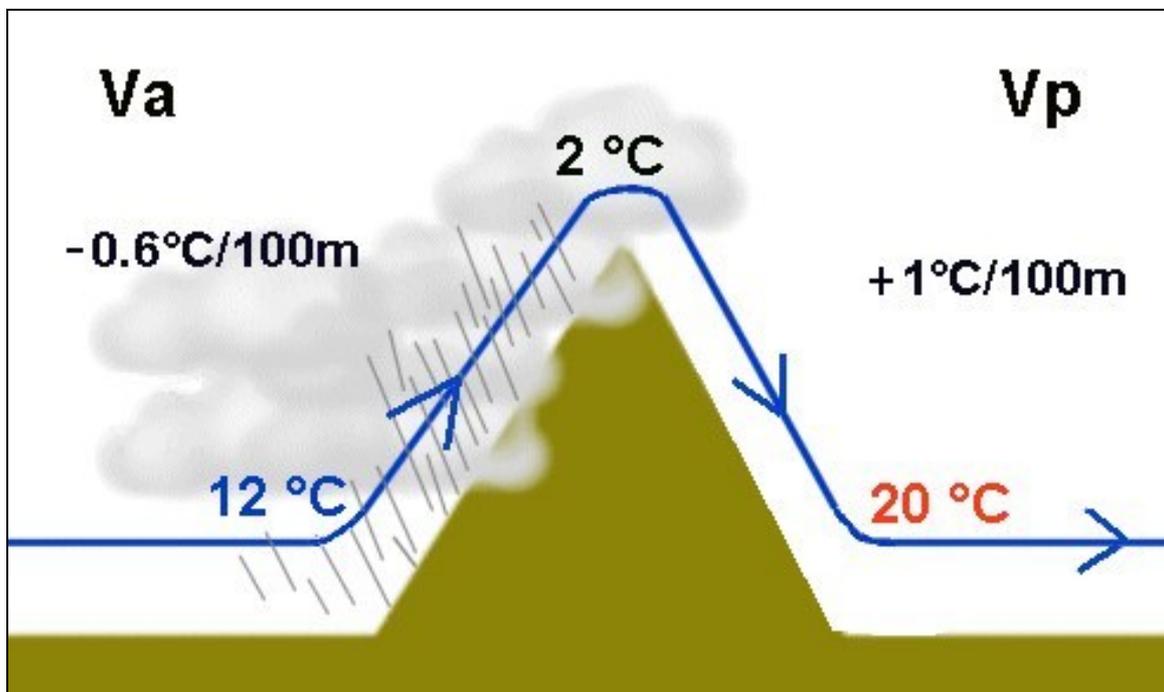


Figure M35 : Effet de foehn. *Va* = atmosphère humide et froide au vent de la montagne, avec mauvaise visibilité et pluies souvent abondantes. *Vp* = atmosphère sèche et chaude sous le vent de la montagne, avec bonne visibilité, vent fort et irrégulier malgré le soleil.

*Chers amis libéristes et futurs libéristes,*

*Cet imprimé (2<sup>ème</sup> édition) est soumis à la loi sur la protection des droits d'auteur. Après réflexion et pour de nombreuses raisons que je n'exposerais pas ici, j'ai cependant décidé de le distribuer gratuitement, pour une utilisation individuelle et privée, via mon site Internet sous forme de fichier PDF. Vous pouvez donc télécharger ce fichier puis l'imprimer réellement sur papier (mais ceci ne sera malheureusement pas forcément gratuit, vu le prix du papier et les coûts de votre imprimante).*

*Néanmoins je n'autorise pas l'utilisation commerciale de cet imprimé (par exemple publication d'un extrait dans un journal ou la vente de copies dans une école) ni la modification (notamment des en-têtes) ou l'appropriation intellectuelle par un tiers d'une quelconque partie de celui-ci.*

*Il y a en tout 5 unités recouvrant chacune les 5 branches d'examen théorique (QCM) de la FSVL :*

*Aérodynamique et mécanique de vol*

*Météorologie*

*Législation*

*Matériel*

*Pratique de vol*

*Adresse de téléchargement : [www.soaringmeteo.com](http://www.soaringmeteo.com)*

*En échange de la gratuité, SVP, je vous prie de ne pas hésiter à m'indiquer par email (voir mon site Web) une faute de langage, une question oubliée ou une phrase peu claire qui m'auraient échappé afin que les autres futurs pilotes bénéficient d'un support de préparation aux examens théoriques le meilleur possible.*

*Bonnes chances pour vos examens. Merci de votre compréhension et votre collaboration.  
Bons vols et soyez prudents.*

*Jean Oberson, mars 2005.*