

## DEMYSTIFIONS L'EMAGRAMME, LE « TEMP » ET L'ECHAUFFEMENT DE L'ATMOSPHERE, première partie.

Après parution de mon article sur les modèles numériques dans le « Swiss Glider » d'avril, qui parlait entre autres de sondages virtuels (calculés et prévus), donc de « temp » et d'émagrammes, plusieurs pilotes m'ont demandé comment il fallait interpréter un tel graphique. Celui-ci est de la plus haute importance si l'on veut interpréter valablement les conditions atmosphériques pour le vol, notamment de distance. Il donne en effet quasi toutes les informations nécessaires et l'on pourrait presque se passer des autres informations météo. En 1985, Heinrich Rotach publiait dans le « Delta Info », ancêtre du « Swiss Glider », un article très bien fait qui m'a révélé l'analyse et l'interprétation des ces graphiques. Depuis cette époque, j'ai pu expérimenter et affiner la compréhension de toutes ces notions en comparant les conditions de vol que j'ai vécu ou que d'autres pilotes ont relaté avec l'état de l'atmosphère parfaitement résumé dans le « temp ». Dans cette série d'articles, j'aimerais vous parler le plus simplement possible de celles-ci.

**L'émagramme** est un simple graphique XY, comme tout le monde en a manipulé à l'école. En X on a les températures de l'air et en Y l'altitude. Ce n'est pas plus compliqué que cela (voir **fig. 1**). La difficulté vient du fait que les météorologues, pour faciliter leurs calculs, utilisent les pressions atmosphériques pour représenter l'altitude en Y. Actuellement on mesure la pression atmosphérique en hectopascal (hPa). Heureusement 1 hPa est égal à 1 mbar. Vous vous souvenez que la pression atmosphérique baisse de façon précise avec l'augmentation de l'altitude. Il est donc tout à fait concevable, même si ce n'est pas très naturel pour nous, de représenter l'altitude par des valeurs de pression atmosphérique. On choisit des valeurs standards de pression, appelés géopotentiels : par exemple les géopotentiels 850, 700 et 500 sont très souvent utilisés. On peut imaginer le géopotentiel comme une surface virtuelle horizontale à une certaine altitude dans l'atmosphère, entourant la terre et dont tous les points ont une pression identique. De plus, pour vous embêter, la pression atmosphérique en un point évolue dans le temps de façon plus irrégulière et complexe selon les conditions météo. Le géopotentiel n'est donc pas une surface plane mais légèrement ondulée. En hiver et en cas de mauvais temps, les géopotentiels 850 hPa, 700 hPa et 500 hPa se situent en dessous de respectivement 1500m, 3050m et 5500m. En été et en cas de beau temps, ils se situent au-dessus de ces valeurs.

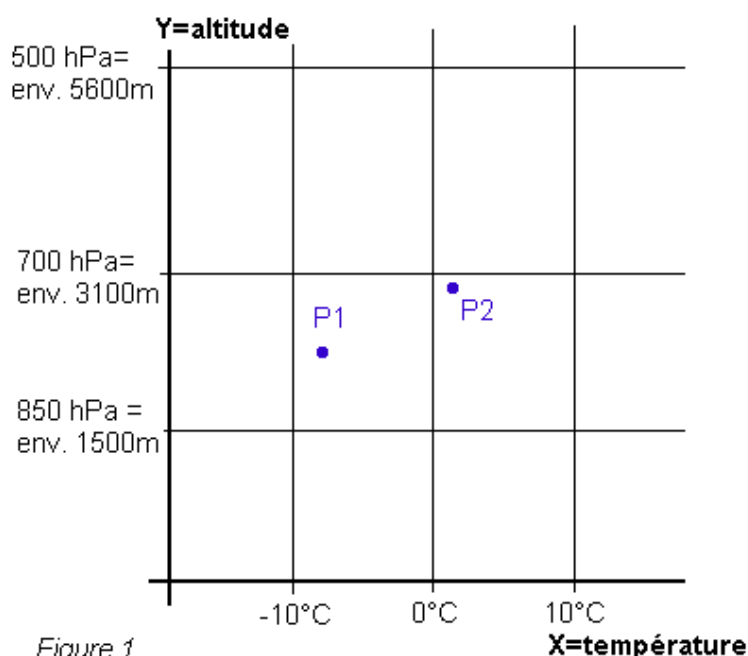
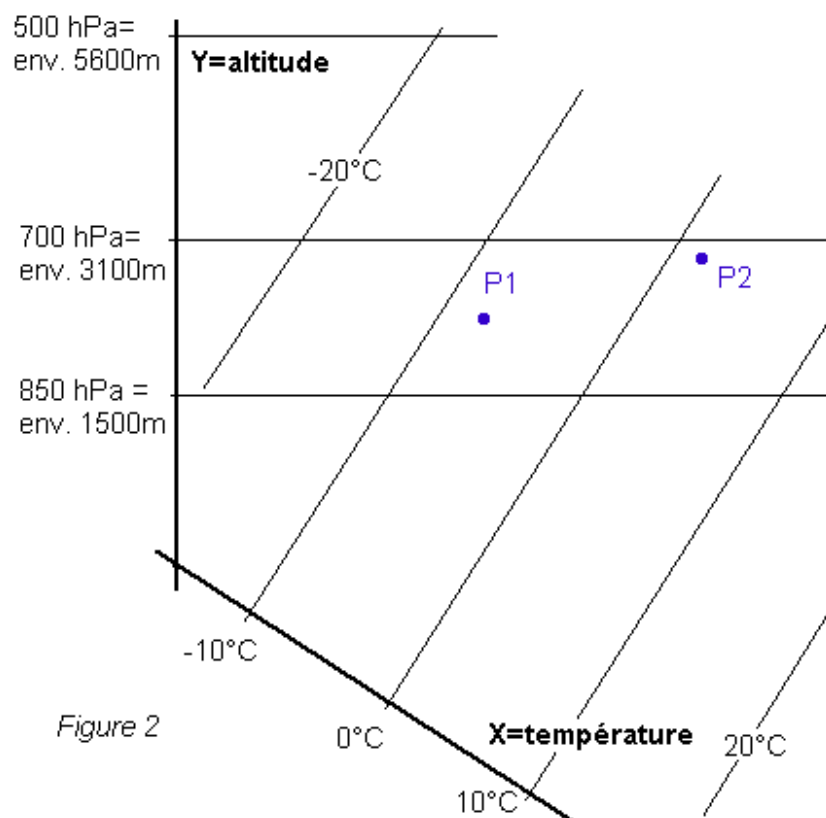


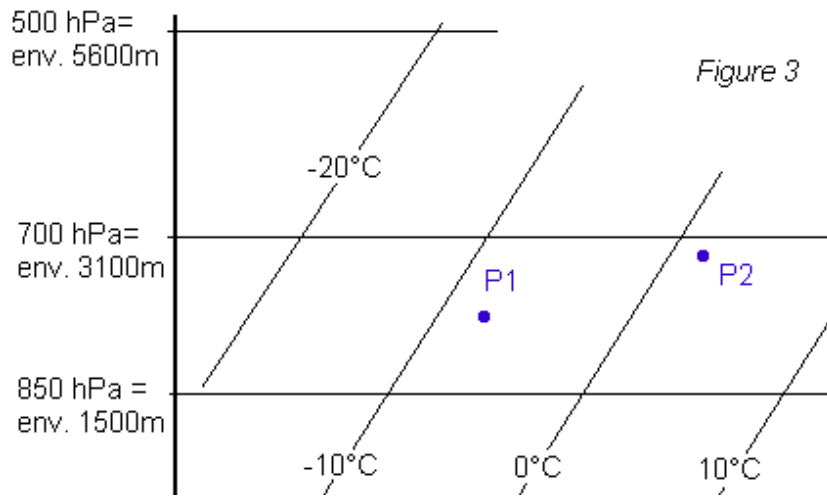
Figure 1

Sur le graphique ci-dessus (**fig.1**), nous avons notre premier émagramme simplifié. Je pense que personne n'aura de la difficulté à le comprendre. Les températures sont représentées en degrés Celsius (°C). Cette représentation est plus classique et plus facile à comprendre que celle des pressions pour l'altitude. L'isotherme (à ne pas confondre avec isothermie) est une droite perpendiculaire (ici verticale) partant d'une température choisie sur l'axe des X et qui représente l'ensemble des points du graphique à cette même température. Dans les bulletins météorologiques, on parle souvent de l'altitude de l'isotherme du zéro °C. On veut dire simplement à quelle altitude on va rencontrer cette température de référence. Le point P1 par exemple se trouve sur l'isotherme -8°C à l'altitude 2300m. env. Le point P2 se trouve sur l'isotherme +1.5 °C vers 3000m.

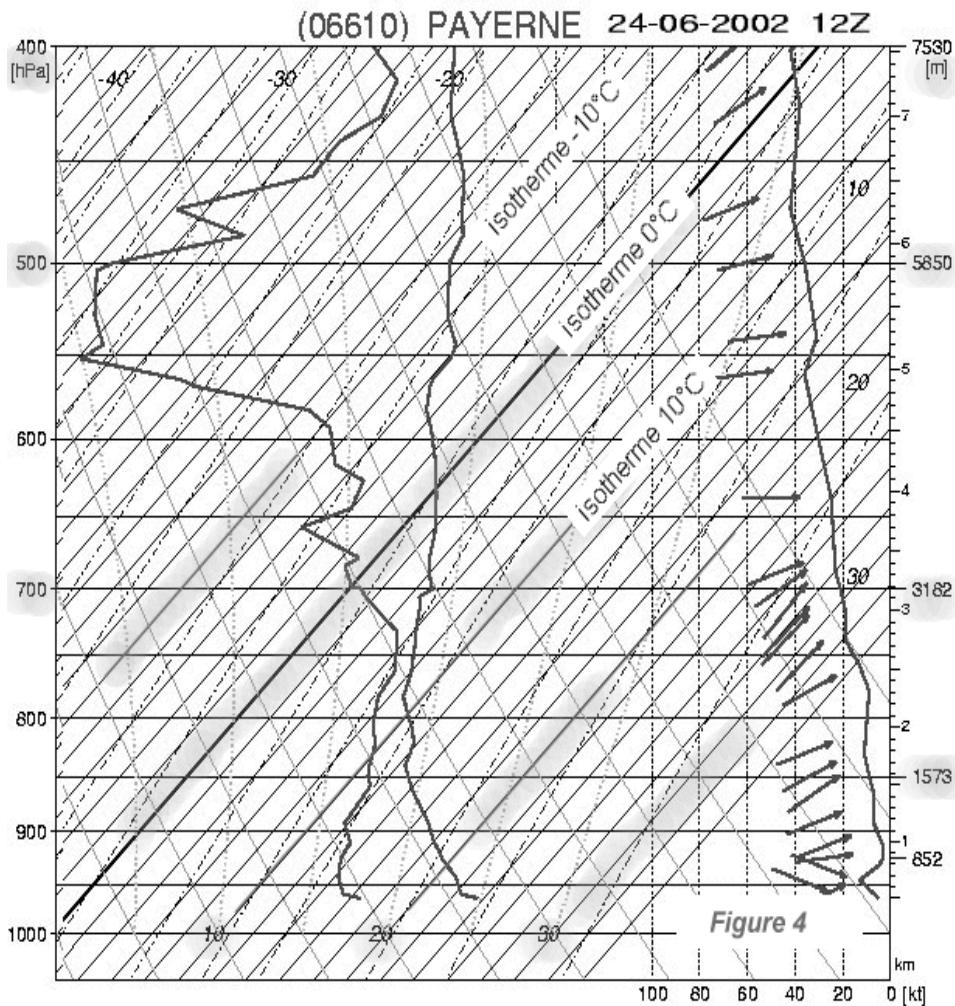
Allons plus loin. Une autre difficulté qui peut survenir à la lecture du vrai émagramme vient du fait que l'axe X des températures n'est pas perpendiculaire à Y, comme sur le graphique précédent. Je vais vous rassurer : pour nous autres simples libéristes, pas forcément physiciens, on peut cependant tout ramener à des axes XY perpendiculaires, c'est peut-être plus facile à comprendre. Les raisonnements à l'usage du pilote restent strictement identiques. Nous allons cependant continuer un peu avec les vrais émagrammes pour les apprivoiser.

Regardez le graphique ci-dessous (**fig. 2**). Il s'agit bien du même graphique XY que ci-dessus, avec les deux exemples P1 et P2, aux mêmes endroits, mais l'axe X est incliné vers le bas et, par conséquent, les isothermes, perpendiculaires à X, sont inclinés de gauche à droite. Dans la pratique on ne représente d'ailleurs pas l'axe X mais seulement les isothermes : regardez le graphique suivant (**fig. 3**).



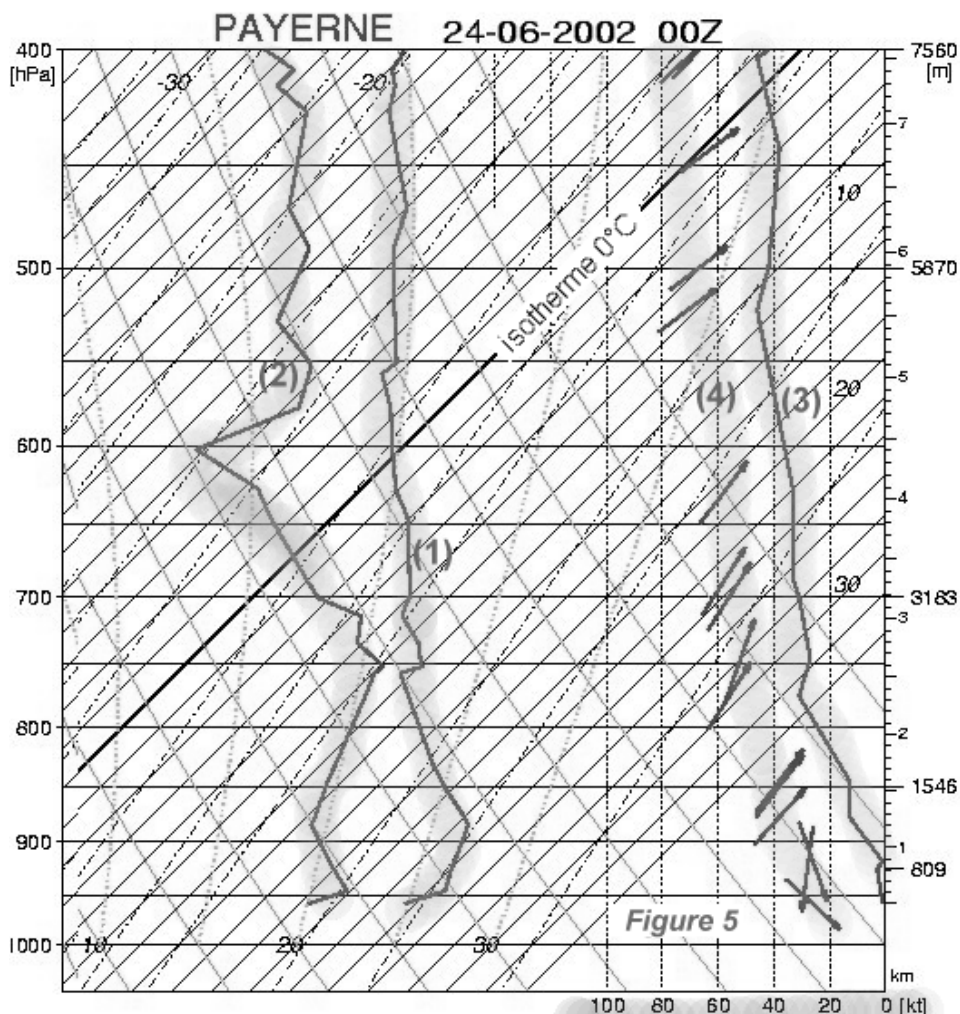


Regardez maintenant un vrai émagramme (voir **fig. 4**) en scotomisant pour l'instant toutes les autres courbes non encore abordées, vous devriez retrouver l'axe Y de l'altitude avec ces pressions atmosphériques et les isothermes inclinées.



**Le « Temp »** est le résultat graphique des mesures du radiosondage. Ce résultat est placé (dessiné) sur l'émagramme (voir **figure 5**) et l'on trouve, à différentes altitudes, **(1)** les valeurs (courbe) de température de l'air en °C, **(2)** les valeurs (courbe) d'humidité de l'air

en température de point de rosée, **(3)** les valeurs (courbe ou nombres) de vitesse du vent et **(4)** la direction du vent (en général des petites flèches).



Quelques remarques sur la figure 5 : Les données concernant le vent se trouvent donc à droite du graphique. La direction à chaque altitude est indiquée par de petites flèches. Par exemple une flèche qui a sa pointe à droite indique un vent d'ouest. La vitesse à chaque altitude a la forme d'un courbe (courbe 3) dont les valeurs en nœuds (kt) se projettent sur l'axe X, en bas à droite, Pour rappel un 1 kt = 1.85 km/h. Les valeurs de vitesse augmentent de droite à gauche contrairement aux valeurs de température, sur le même axe, qui augmentent obliquement de gauche à droite. L'isotherme du zéro °C croise la courbe de température (1) vers env. 4300m. Vous pouvez vous rendre compte que les hauteurs des géopotentiels ne sont pas identiques entre les figures 4 et 5, pourtant le même jour mais à heure différente. La figure 5 montre le « temp » à minuit tandis que la figure 4 montre le « temp » de midi. Par exemple, le géopotentiel 500 hPa au-dessus de Payerne est à l'altitude 5870 m. à minuit et à 5850 m. à midi.

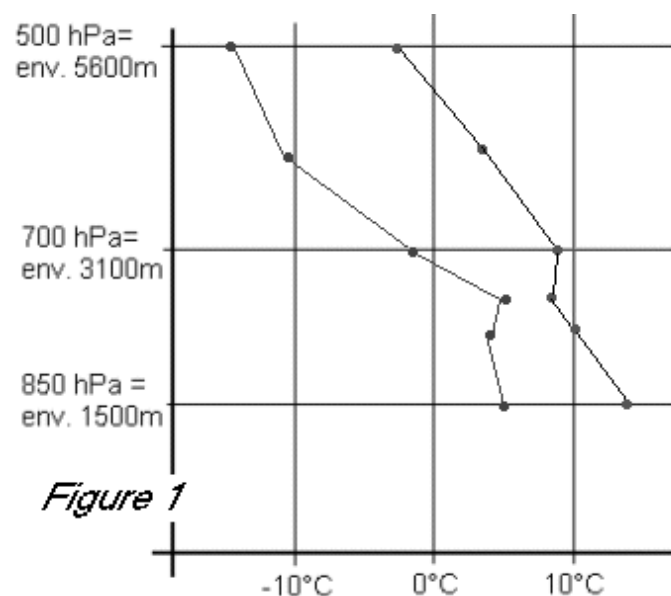
Pour rappel, un radiosonde est un dispositif composé d'un ballon ascensionnel et d'un appareil de mesure de l'air (température, humidité et vents) qui est lâché dans la troposphère (jusqu'à 10000m d'altitude env.) deux fois par jour par les instituts de météorologie de chaque pays. Pour permettre une utilisation rationnelle par tous, ces radiosondages sont effectués en même temps à midi UTC (heure universelle) soit 12Z et à minuit UTC soit 00Z. L'heure universelle est celle de Greenwich. En été, 12Z = 14h00 chez nous. En hiver, 12Z = 13h00. En Suisse, il n'y a qu'un seul endroit où a lieu régulièrement le radiosondage. Il se trouve à Payerne. En Europe, on peut encore trouver ceux de Munich, de Lyon et de Milan, par exemple, mais il y en a beaucoup d'autres.

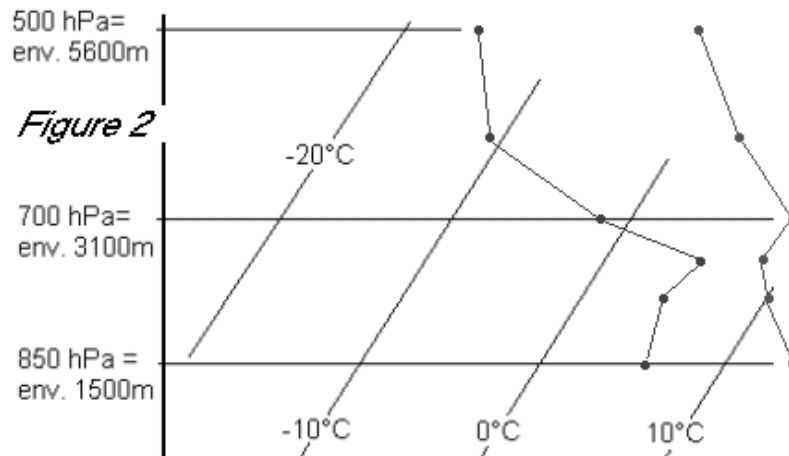
Il y a quand même un problème. Le « temp » aussi détaillé soit-il, peut présenter parfois de petites erreurs de mesure mais surtout il peut changer de façon significative en quelques heures suivant l'évolution météo. Les valeurs de minuit peuvent donc ne pas forcément correspondre à celles de l'après-midi suivant, pendant lequel on vole. De même la topographie peut fortement influencer le « temp » local par rapport à celui de Payerne. Je pense en particulier aux côtes lacustres et aux vallées des montagnes. Cela veut dire qu'on peut trouver des conditions de vol fumantes dans une région et le calme plat dans une autre, pas très éloignée, le même jour.

## DEMYSTIFIONS L'EMAGRAMME, LE « TEMP » ET L'ECHAUFFEMENT DE L'ATMOSPHERE, deuxième partie.

Dans la première partie, nous avons vu que l'émagramme était un simple graphique XY avec en Y l'altitude en unités de pression atmosphérique et en X la température dont l'axe est masqué et les isothermes sont inclinées. Nous avons vu aussi que sur ce graphique on peut y dessiner le résultat d'un radiosondage sous forme de courbes appelées « Temp ».

Avant de continuer, comparons l'allure du même « temp » dans deux émagrammes de disposition différente : le premier orthogonal (figure 1) et le deuxième classique (figure 2). A gauche on voit la courbe d'humidité et à droite celle des températures,

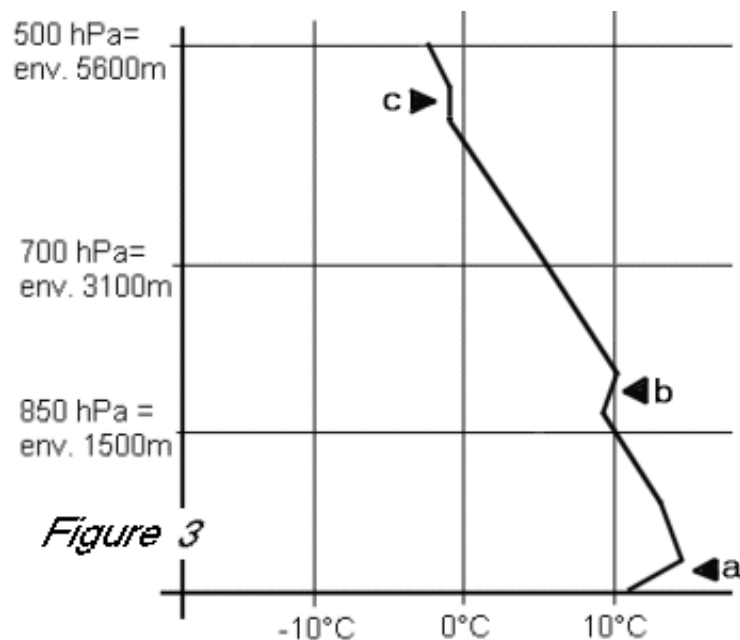




Avec les vents (non représentés ici) le « Temp » montre donc les « courbes d'état » c'est-à-dire les courbes de température, d'humidité et de vents qui décrivent (par leur mesure) l'atmosphère en un moment et un lieu précis. A ne pas confondre avec les courbes dites adiabatiques qui décrivent l'évolution d'une masse d'air en mouvement vertical. On verra cela plus loin.

Encore une fois les courbes de la figure 1 sont strictement identiques à celles de la figure 2 (veuillez vérifier). A cause des isothermes inclinées à la figure 2, les formes de ces courbes sont différentes entre les deux figures. C'est vrai que la disposition des courbes de la figure 1 nous paraît plus parlante et que l'interprétation de celles-ci plus immédiate que les courbes de la fig. 2, mais il peut être utile de bien comprendre la différence et de ne pas se sentir désespéré à la vue d'un émagramme non orthogonal.

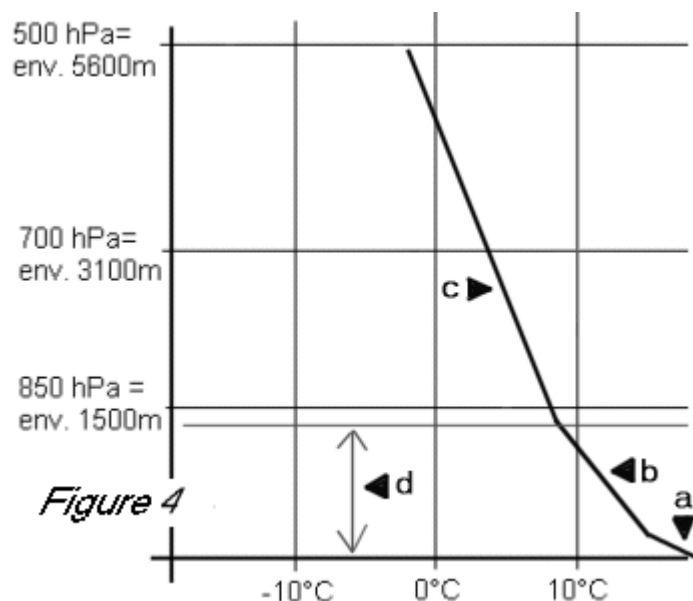
Examinons d'abord de plus près **les courbes de température**. En premier, la courbe de minuit, heure d'été (02h00 UTC). Chaque nuit présente une courbe différente mais on peut décrire l'allure générale d'une courbe d'une nuit claire (sans nuage) et sans vent significatif de fin de printemps ou de début d'été (voir figure 3).



Peut-être un bref rappel. Normalement la température décroît avec l'altitude. Il existe cependant des couches où la température croît, dites couche d'inversion de température ou d'inversion tout court et des couches où la température reste identique, dites couches d'isothermie (à ne pas confondre avec isotherme). Lors de nuit clair et sans vent (c'est-à-

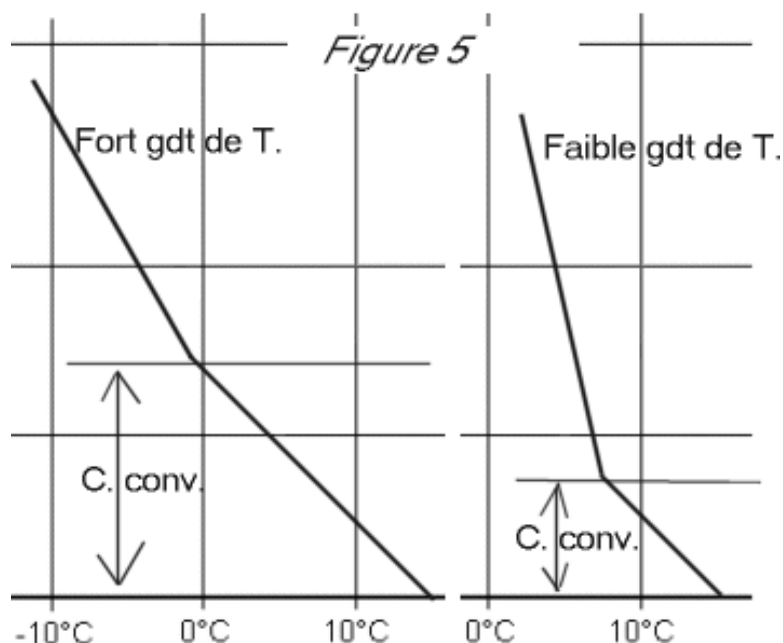
dire les nuits qui précèdent le plus souvent les journées de bonnes conditions de vol), le sol perd rapidement de la chaleur et refroidit ainsi fortement la basse atmosphère. Ceci entraîne de l'air plus froid vers le sol que quelques dizaines de mètres au-dessus. Il se forme donc une inversion de température au sol (fig. 3a), très marquée, d'environ 5°C sur 200-300 m. environ. Celle-ci est toujours présente lors de nuit claire et sans vent. Elle diminue voire disparaît lors de forte nébulosité (blocage de la perte de chaleur) et/ou de fort vent au sol (brassage de l'air). Plus haut la température décroît enfin plus ou moins régulièrement. Parfois (donc pas toujours) on peut rencontrer des isothermies (fig. 3c) et des inversions (fig. 3b) plus ou moins marquée, en altitude. La décroissance moyenne de température est mesurée par le gradient moyen de température en °C par 100 m. Par exemple, si on a -2°C à 4000 m. et 10°C à 2000 m. inversions et isothermies comprises, le gradient de température sera de 12°C par 2000 m. soit de 0.6°C par 100 m. En général le gradient moyen de température en altitude (au-dessus de la couche d'inversion sol) varie entre 0.3°C / 100m et 0.85°C / 100m selon les conditions météo et le type de masse d'air. En presque 10 ans d'observation assidue, je n'ai jamais rencontré de gradient supérieur à 0.9 °C/100m.

Au milieu d'une journée ensoleillée (je ne parlerai évidemment pas des journées couvertes), les choses changent (figure 4).



Le sol, surchauffé par le soleil, redistribue cette chaleur à la basse atmosphère adjacente. On peut donc s'attendre à une décroissance plus marquée de la température. En a (fig. 4), le gradient de température dépasse 1°C/100m. sur quelques dizaines de mètres juste au-dessus du sol. Plus au-dessus, en b, on rencontre une couche de quelques centaines de mètres où le gradient de température est égal à 1°C/100m. En a, on dit que le gradient est suradiabatique et en b on dit qu'il est adiabatique (on verra plus loin pourquoi). A une altitude plus élevée, en c, on retrouve un gradient variant entre 0.3°C / 100m et 0.85°C / 100m selon les conditions météo et le type de masse d'air. On peut à nouveau rencontrer des couches d'inversion ou d'isothermie, mais pas forcément. La couche en a et en b, adjacente au sol, est appelée couche convective (fig. 4 d). C'est à ce niveau et seulement à celui-ci que se déroulent les convections (donc les ascendances thermiques, que nous adorons, et leurs descendances associées, que nous n'apprécions guère). Pour les pressés, mais nous verrons les détails plus loin, disons d'emblée que plus la couche convective est épaisse, plus haut est le plafond et plus fort est le thermique. En c, il n'y a pas en principe de mouvement d'air vertical convectif. Intuitivement, on peut cependant déjà deviner que plus le gradient de température en c, juste au-dessus de la couche

convective, est grand et plus la couche convective sous-jacente sera épaisse, et donc meilleures seront les ascendances convectives. On comprend donc l'importance du gradient de température des couches de moyenne altitude sur la qualité des ascendances thermiques (voir figure 5). Il s'agit d'un exemple caricatural. A gauche, le gradient (=gdt) de température en moyenne altitude est fort (par exemple  $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ) ce qui entraîne une couche convective épaisse et vice-versa à droite.



Voilà pour cette deuxième partie. On a déjà bien avancé mais il reste encore pas mal de choses à digérer. Dans la prochaine partie (troisième) on traitera de l'humidité de l'atmosphère et de son influence sur le développement des cumuli. On parlera aussi enfin des courbes adiabatiques. A bientôt donc pour de nouvelles aventures dans la compréhension de l'aérogologie.

## DEMYSTIFIONS L'EMAGRAMME, LE « TEMP » ET L'ECHAUFFEMENT DE L'ATMOSPHERE, troisième partie.

Dans la deuxième partie, on a comparé un émagramme orthogonal et un émagramme non orthogonal. On a parlé des courbes d'état de l'atmosphère, qui représente celle-ci en un lieu et en un moment précis. On a enfin surtout parlé de la courbe de température, de la couche convective et de l'influence du gradient de température sur l'épaisseur de cette couche.

Avant de continuer, un rappel de notions plus fondamentales et peut-être rébarbatives au sujet de l'humidité de l'air me paraît nécessaire. L'air contient **toujours** un peu de vapeur d'eau, même s'il fait beau. La vapeur d'eau est donc de **l'eau sous forme de gaz** et est incolore, parfaitement transparent comme l'air sec, inodore et insipide. Un nuage ou du brouillard, nettement moins transparent n'est pas de la vapeur d'eau, même s'il en contient beaucoup. Un nuage est un amas **d'eau liquide** sous la forme de très fines



(microscopiques) et innombrables gouttelettes d'eau en suspension dans une portion d'atmosphère, comme de la poussière « d'eau ». Pour la petite histoire on ne devrait pas dire du hammam que c'est un bain vapeur mais plutôt un bain de nuage chaud. L'humidité de l'air est une façon d'exprimer que l'air contient une certaine quantité de vapeur d'eau (et pas de nuages). Il n'est pas facile de comprendre l'humidité de l'air puisque l'être humain ne possède pas un sens qui pourrait la détecter. On dit vaguement qu'un air humide et chaud est lourd et pesant. L'air est saturé de vapeur d'eau lorsque toute quantité de vapeur supplémentaire placée dans cet air se transforme en eau liquide (buée, condensation, nuage, rosée...). Plus l'air est chaud plus il peut contenir une quantité maximale (à saturation) de vapeur d'eau. Par exemple, 1 m<sup>3</sup> d'air au sol peut contenir au maximum environ 32 g. d'eau (sous forme de vapeur) à 30°C, 16 g. à 20°C, 8 g. à 10°C, 4 g. à 0°C, 2 g. à -10°C et 1 g. à -20°C. Vous avez remarqué, à chaque dizaine de °C on double la quantité max. de vapeur d'eau. La relation n'est donc pas linéaire mais exponentielle.

Il existe plusieurs façons de mesurer l'humidité de l'air. Pour ne pas brouiller les esprits je vais en rappeler qu'une seule, celle utile pour comprendre l'émagramme. Puisque un air froid peut contenir moins de vapeur d'eau à saturation qu'un air plus chaud, il suffit de baisser la température d'une masse d'air pour faire apparaître de la rosée, traduisant la saturation de cette masse en vapeur. La température (en °C aussi) de **point de rosée** d'une masse d'air est donc la température à laquelle il faut ramener cette masse d'air pour qu'elle soit saturée de vapeur d'eau et que commence à apparaître de la buée (eau liquide). Une masse d'air à 20 °C qui a une humidité (=une température de point de rosée) de 18 °C est plutôt humide, car une légère baisse de la température suffit pour saturer cet air en vapeur d'eau. Si le point de rosée est égal à 2 °C, il s'agit par contre d'air plutôt sec. Encore une petite remarque : la température de point de rosée ne peut évidemment jamais être supérieure à la température. Si la température baisse encore, il y a condensation supplémentaire et la température de point de rosée suit parallèlement.

Revenons à l'émagramme et au « temp ». Puisque on peut décrire la structure thermique verticale de l'atmosphère par une courbe de température reportée sur l'émagramme, on peut faire de même avec la structure verticale de son humidité sous la forme d'une courbe de températures de point de rosée. La figure 1 montre à droite, la courbe de température (a) et à gauche la courbe d'humidité (température de point de rosée) (b).

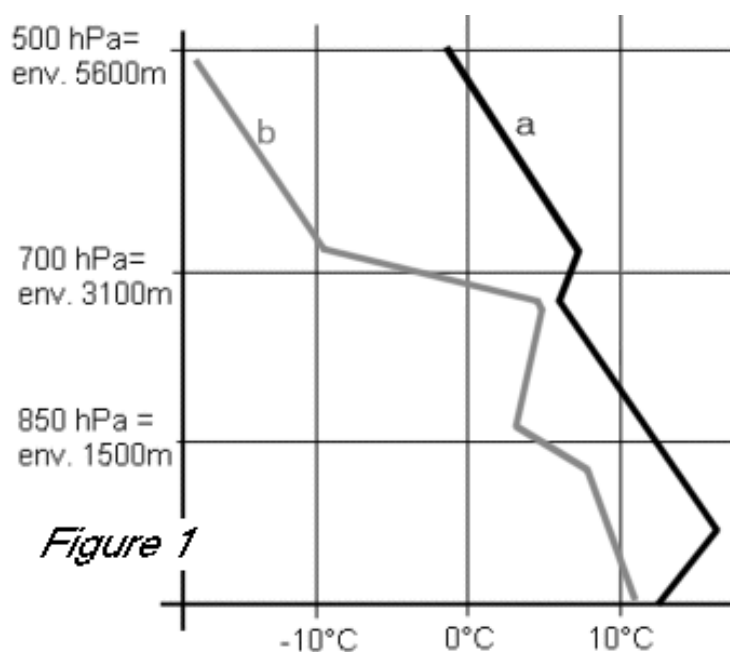
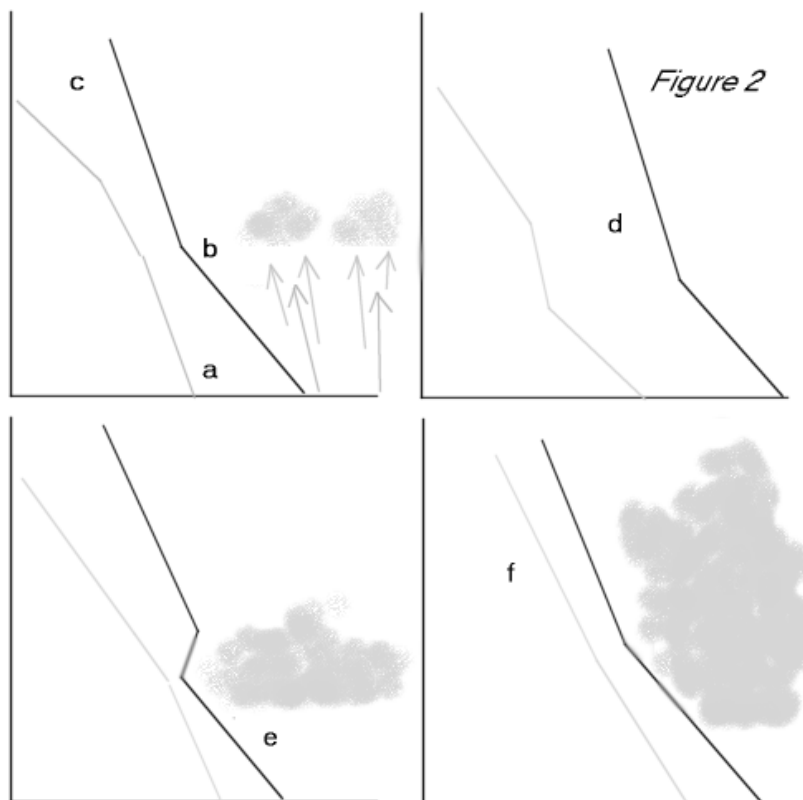


Figure 1

On peut remarquer sur la figure 1 que la séparation entre la courbe de température a et celle de l'humidité b est moyenne vers 1500 m, faible vers 3000 m. et élevé au-dessus. Cette séparation horizontale est désignée dans le jargon météo par le terme anglo-saxon de « spread ». Ce « spread » est mesuré en °C puisque les deux courbes sont en °C. Observez la figure 1. Vers 1500 m. (850 hPa), on a un spread d'environ 7 °C (=humidité moyenne), vers 3000 m. (inversion de température, courbe a) on a un spread d'environ 2°C (=humidité forte) et plus haut un spread de plus de 15 °C (=air sec). On a d'ailleurs souvent une couche d'air humide au niveau d'une inversion et de l'air sec au-dessus.

On a vu que la courbe de température est utile pour estimer la qualité des ascendances thermiques. A quoi peut donc servir la courbe d'humidité ? Eh bien à l'estimation de la nébulosité. Comme **première règle**, plus l'air est humide et plus la probabilité de formation de nuages est grande. **Deuxième règle** : la hauteur de la base des cumuli dépend de l'humidité au sol. C'est logique puisque l'air des thermiques, responsables des cumuli, vient du sol. Un air humide au sol entraîne une base des nuages peu élevées et vice-versa. De l'air très sec au sol peut entraîner des thermiques bleues. **Troisième règle** : la quantité et le développement des nuages dépendent de l'humidité en altitude. Une forte humidité en altitude entraîne un surdéveloppement de cumuli et vice-versa. A nouveau, de l'air très sec peut entraîner des thermiques bleues. Voyons quelques exemples pratiques (figure 2).

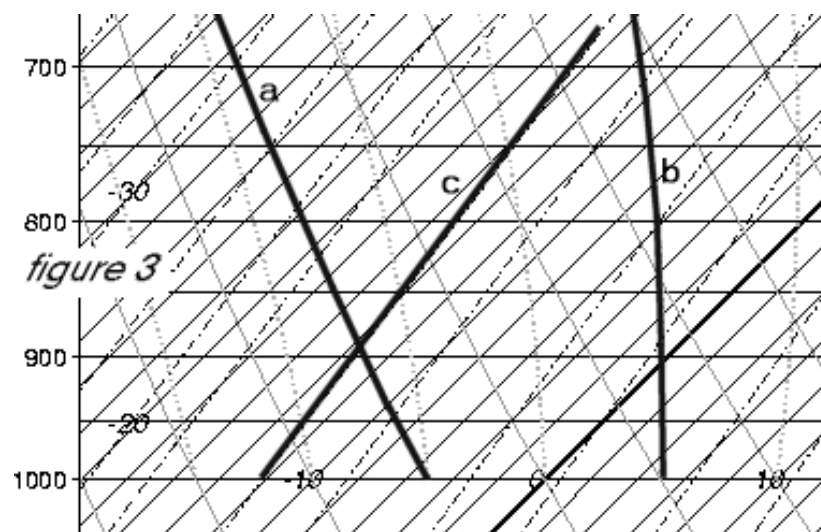


Sur le graphique en haut à gauche, on a de l'air peu humide au sol (a), moyennement humide en moyenne altitude (b) et sec en haute altitude (c). C'est le cas de figure idéal. On pourra rencontrer les quelques jolis cumuli guidant le vol, sans surdéveloppement. Sur le graphique de droite (d), l'air est sec à toute altitude. Il y a peu de chance de rencontrer des cumuli, surtout si le gradient de température en moyenne altitude n'est pas très fort. En (e), l'atmosphère est plutôt humide en basse et moyenne altitude. On risque fort de rencontrer des stratocumuli nombreux à surdéveloppement horizontal, surtout s'il y a une inversion de température. En f, l'atmosphère est humide à toute altitude. On peut s'attendre à des surdéveloppements horizontaux et aussi verticaux, donc à des orages, surtout si le

gradient de température est fort et qu'il n'y a pas d'inversion. Le temps est lourd et souvent brumeux. Pour donner un ordre de grandeur, le cas idéal pourrait présenter un spread d'un peu plus 10°C en basse altitude, d'environ 10°C en moyenne altitude (2000-4000 m.) et de plus de 15°C en haute altitude.

Puisque la température de point de rosée ne peut pas être supérieure à la température, la courbe d'humidité est toujours à gauche de la courbe de température ou éventuellement les deux courbes peuvent se confondre, le plus souvent partiellement, si l'air est très humide (saturé).

Nous avons parcouru un bon bout chemin jusque là. Pour les minimalistes, si vous êtes arrivés à suivre les explications, la connaissance acquise devrait même suffire pour interpréter de façon « basic » un émagramme. Nous avons vu comment se présente le graphique XY de l'émagramme ainsi que les courbes d'état dessinées sur celui-ci. Ces courbes d'état peuvent être comparées à un cliché photographique (=image figée) de l'état de l'atmosphère en un moment et un lieu précis. Sur un émagramme, il existe cependant 3 autres courbes obliques. Il s'agit des (a) courbes adiabatiques sèches, des courbes adiabatiques humides (b) et des courbes du rapport de mélange (c). Contrairement aux courbes d'état de l'atmosphère, ces courbes représentent l'évolution dynamique des températures et de l'humidité de masse d'air en mouvement vertical.

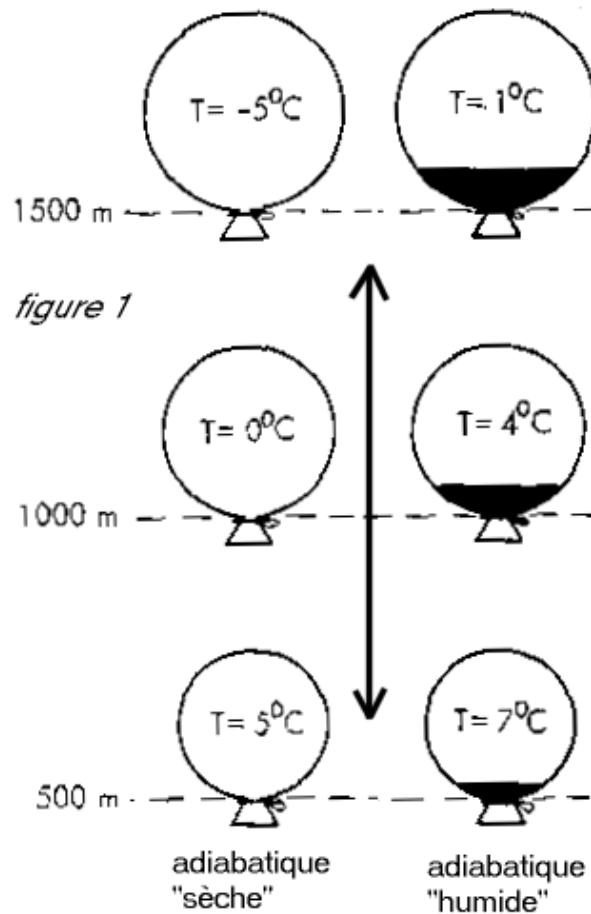


Sur cette figure, seul un exemplaire de chaque courbe a été souligné en gras, mais vous pouvez les autres, grosso modo parallèles. Les adiabatiques sont légèrement courbes. La courbe adiabatique (a) varie d'un petit peu moins de 1 °C par 100 m. La courbe adiabatique humide (b) varie d'environ 0.6 °C par 100 m. La courbe du rapport de mélange (c), représentant l'évolution de l'humidité d'une masse d'air ascendante, varie de 0.2 °C par 100m. Essayez aussi de retrouver et de distinguer les isothermes, par exemple l'isotherme 0°C en gras. Dans la 4<sup>ème</sup> partie, nous verrons à quoi correspondent et à quoi servent ces courbes.

## DEMYSTIFIONS L'EMAGRAMME, LE « TEMP » ET L'ECHAUFFEMENT DE L'ATMOSPHERE, quatrième partie.

Dans la 4<sup>ème</sup> partie, nous avons parlé de l'humidité de l'atmosphère, en particulier de la courbe d'état des températures de point de rosée, et de son influence sur la nébulosité cumuliforme. Nous avons finalement abordé les courbes dynamiques (par opposition aux courbes d'état) de l'émagramme : courbes adiabatiques sèche et humide, courbe du rapport de mélange. Nous allons développer un peu plus sur ces dernières courbes.

Pour rester fidèle à nos habitudes, un bref rappel de physique élémentaire au sujet de la thermodynamique de l'atmosphère. L'air qui se comprime (augmentation de pression) s'échauffe et une masse d'air qui se détend (baisse de pression) se refroidit. Si ce changement de température a lieu sans échange de chaleur avec l'air ambiant, on parle d'échauffement ou de refroidissement **adiabatique**. En pratique on considère effectivement qu'une masse d'air en mouvement dans l'atmosphère n'échange presque pas d'énergie (de chaleur) avec de l'air ambiant, comme si elle était entourée d'une membrane fine de ballon. Une masse d'air en mouvement vertical subit donc une transformation adiabatique. Si elle monte, sa pression diminue (équilibre avec la pression atmosphérique ambiant), elle se détend et se refroidit (sa température diminue), sans perdre ni gagner de chaleur à partir de l'air ambiant. Si elle descend, sa pression augmente, elle se comprime et se réchauffe (sa température augmente), sans perdre ni gagner de chaleur. Cette augmentation et baisse de température se réalisent de façon précise et toujours identique, quelque soit la courbe d'état de température de l'air ambiant. Lorsque la masse d'air est non saturée en vapeur d'eau, elle se refroidit (montée) et se réchauffe (descente) de 1°C par 100 m (10°C par 1000 m.). On parle de transformation (ou de courbe) adiabatique « sèche ». Lorsque cette masse d'air est saturée en vapeur d'eau (air dans un nuage) elle se refroidit (montée) et se réchauffe (descente) de 0.6°C par 100 m (3°C par 500 m. ou 6°C par 1000 m.). On parle de transformation (ou de courbe) adiabatique « humide ». Voir figure 1.



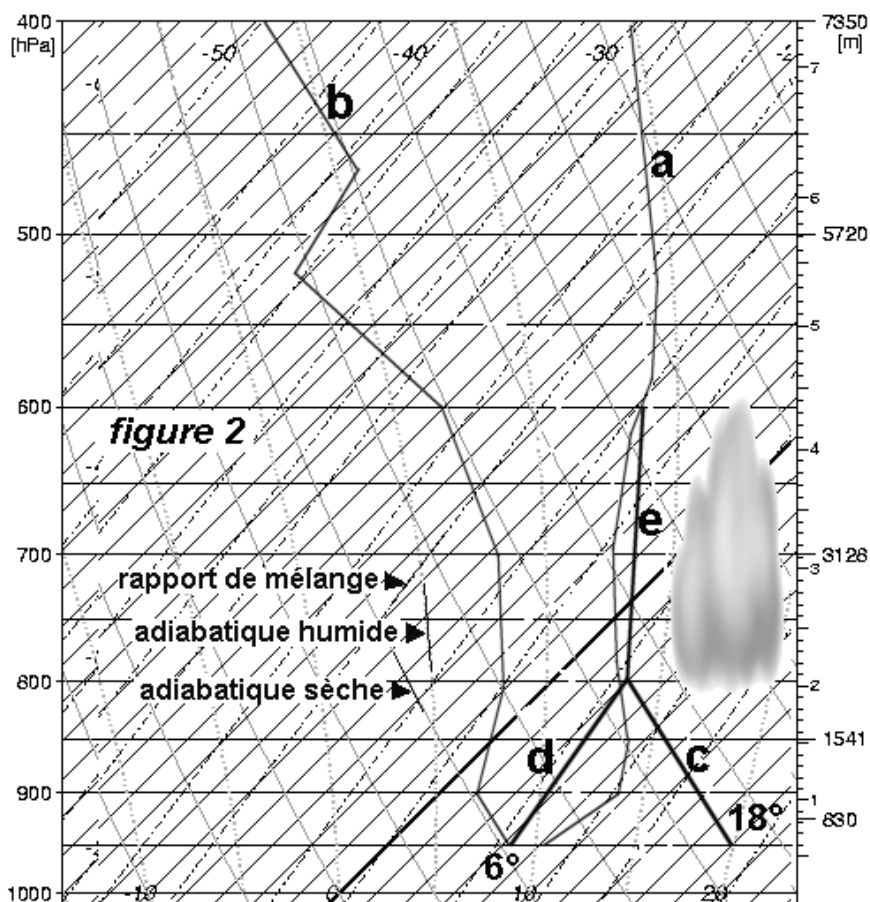
Pourquoi cette différence en les deux courbes, « sèche » et « humide ». Pour s'évaporer (transformation liquide à vapeur), l'eau a besoin de beaucoup d'énergie. Elle en prend donc dans l'air adjacent. C'est facile à admettre. Si l'on veut évaporer rapidement de l'eau dans une casserole, il faut la chauffer. L'inverse est plus abstrait à comprendre : lorsque la vapeur d'eau se condense (transformation de vapeur à liquide) l'eau (fines gouttelettes des nuages) redonne l'énergie emmagasinée à l'air adjacent. On peut donc dire qu'une masse d'air humide contient plus d'énergie libérable, à température identique, qu'une masse d'air sèche. On peut ainsi comprendre pourquoi une masse d'air humide sera potentiellement plus instable qu'une masse d'air sèche.

Lorsque qu'une masse d'air saturée en vapeur d'eau monte ou descend, elle va respectivement se refroidir ou se réchauffer, donc condenser ou évaporer davantage d'eau, donc gagner ou perdre de l'énergie sous forme de chaleur. Dans ce cas là, la courbe adiabatique n'est donc pas une vraie adiabatique puisque il y a échange d'énergie à l'intérieur de la masse d'air en mouvement vertical. Mais il n'y a pas d'échange d'énergie avec l'air atmosphérique « immobile » plus éloigné. En montant et retrouvant, par condensation, de la chaleur, la masse d'air saturée de vapeur d'eau va ainsi se refroidir moins vite qu'une masse d'air non saturée, puisque cette dernière ne subira pas le phénomène de condensation, libérateur de chaleur. Inversement, en descendant et perdant, par évaporation, de la chaleur, la masse d'air saturée de vapeur d'eau va se réchauffer moins vite qu'une masse d'air non saturée, puisque cette dernière ne subira pas le phénomène d'évaporation, demandeur de chaleur. C'est donc à cause des phénomènes d'évaporation et de condensation qu'il y a une différence entre les courbes adiabatiques sèche et humide.

La troisième courbe importante est celle du rapport de mélange. En pratique il faut retenir simplement que c'est une droite qui montre l'évolution de l'humidité d'une bulle d'air qui monte. Son gradient vaut  $-0,2^{\circ}\text{C}$  par 100m. Exemple : si l'humidité (en température de

point de rosée) d'une bulle d'air partant du sol vaut 10 °C, l'humidité de cette bulle à 1000 m. au-dessus du sol sera de  $10 - 1000 \cdot 0.2/100 = 8$  °C.

Voyons ce que ces transformations adiabatiques et de rapport de mélange donnent sur l'émagramme. Voir fig. 2.



Les courbes a et b représentent respectivement les courbes d'état de température et d'humidité en °C. Au sol, on mesure une humidité de 6°C et on prévoit une température (bulletin météo) maximale de 18°C. On admet dans cet exemple qu'il s'agit d'une situation météo ne variant pas en cours de journée. Cela veut dire que la température en altitude et la courbe d'humidité ne vont pas changer de façon significative. Grâce au soleil, au réchauffement du sol qui s'ensuit puis au réchauffement progressif de la basse atmosphère par convection, la courbe d'état de température va finalement partir de 18 °C au sol (température maximal, au milieu de l'après-midi) pour suivre plus haut la courbe adiabatique sèche en c (figure 2). Cette courbe c va finalement rejoindre la courbe de température du matin en a vers 2000 m. (800 hPa). Par conséquent, la courbe d'état de température de l'après-midi va être composée de c (sol-2000m.) et de a (à partir de 2000m.).

Nous verrons plus loin qu'à partir de 200-300 m. sol, la température des bulles thermiques ascendantes est très proche de c. Si une bulle thermique monte depuis le sol, son humidité va décroître de 0,2 °C/100 m. (rapport de mélange) à partir de 6°C (voir courbe d de la figure 2). Les courbes c et d vont ainsi finir par se croiser vers 2000 m. Autrement dit, à cette altitude, la température et la température de point de rosée (humidité) sont identiques dans la bulle thermique (pas dans l'atmosphère libre voisine). Cela signifie que l'air de la

bulle devient saturé de vapeur d'eau, ce qui entraîne une condensation donc la formation de nuage de convection. A cette altitude on aura la base des cumulus. C'est donc bien l'humidité au sol qui détermine la base des nuages, comme on l'a vu dans le précédent article.

La bulle thermique va continuer à monter tant que sa température est supérieure à l'air ambiant. Puisque maintenant il y a condensation, l'air va donc se refroidir en montant non pas de  $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ . (adiabatique sèche) mais d'une valeur entre 0.5 et  $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ . (ce gradient varie en fonction de l'altitude et la température ambiante). On parle alors d'adiabatique humide. La bulle se refroidit donc moins vite (voir courbe e de la figure 2) en montant et pourra atteindre une plus haute altitude que si elle était restée sèche. Dès que la courbe e croise la courbe de température, la bulle thermique cesse son ascension. Il existe aussi un autre phénomène qui stoppe l'ascension du nuage de convection. En effet si l'atmosphère est très sèche en altitude (c'est-à-dire que la température de point de rosée est très éloignée, de plus de 15 à  $20^{\circ}\text{C}$ , de la température, à altitude identique), cela limite de toute façon le surdéveloppement nuageux et l'ascension d'air associée.

Je vous suggère maintenant de reprendre et de relire les articles précédents. En principe vous aurez compris l'essentiel du fonctionnement de l'égramme. Je dois malheureusement et cependant reconnaître, au risque de vous décevoir, qu'en pratique, dans nos contrées de fortes variations topographiques, climatiques et météorologiques, l'utilisation du radiosondage de Payerne de la nuit précédente et le dessin des courbes de la figure 2 s'avèrent le plus souvent complètement inexacts et donc inutiles pour une prévision valable du jour. Nous verrons dans les prochains articles pourquoi et surtout comment y remédier, grâce aux modèles numériques, disponibles maintenant sur Internet et à la connaissance des particularités topographiques de nos contrées. Tout ce qu'on a fait jusqu'à maintenant est toutefois essentiel pour comprendre ce qui se passe verticalement dans l'atmosphère. Avec un peu d'habitude on peut faire des prévisions au premier coup d'œil à l'aide des courbes de température et d'humidité prévues par les modèles numériques, sans devoir dresser laborieusement toutes ces adiabatiques.

## **DEMYSTIFIONS L'EMAGRAMME, LE « TEMP » ET L'ECHAUFFEMENT DE L'ATMOSPHERE, cinquième partie.**

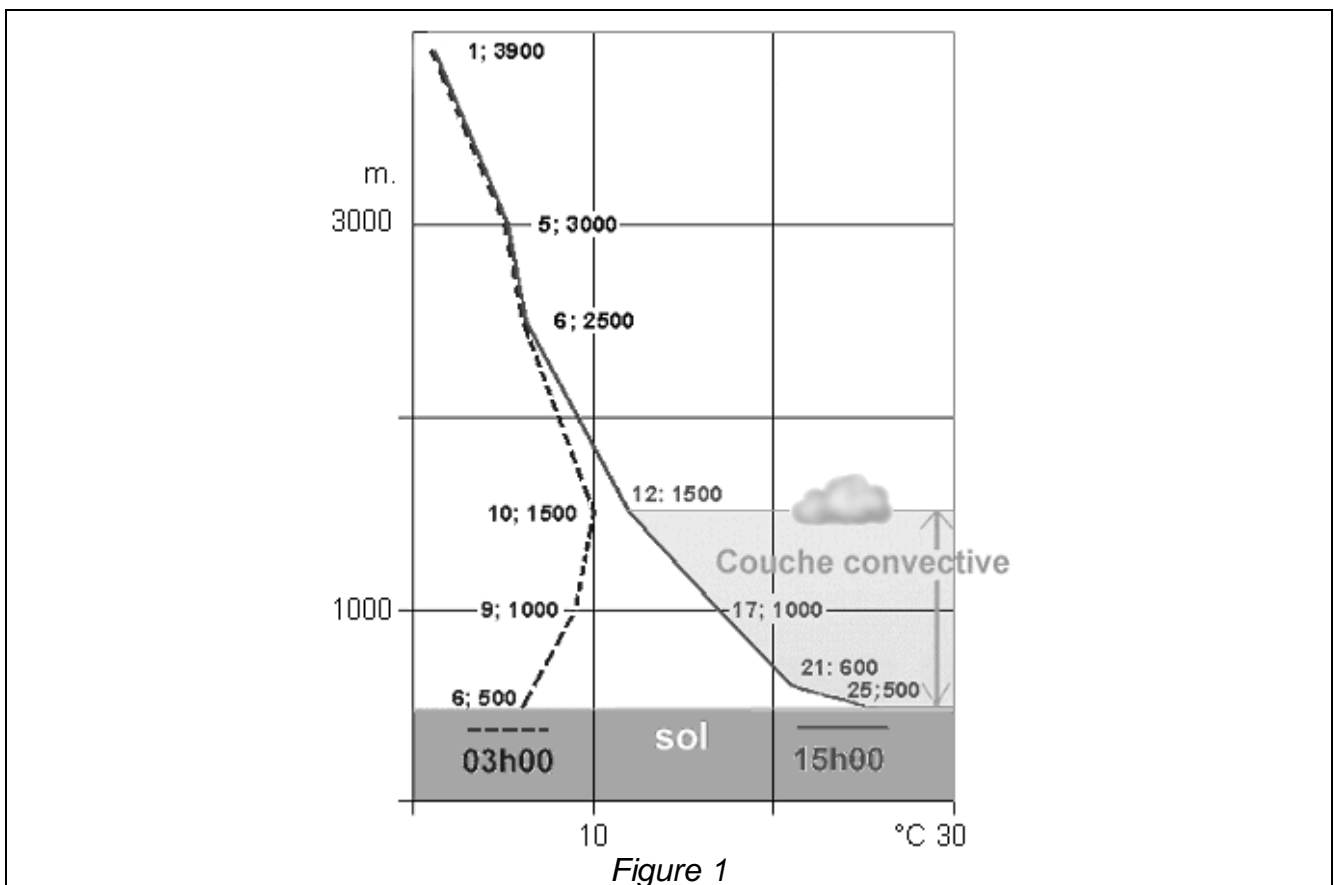
Jusqu'ici nous avons vu l'essentiel de l'interprétation des égrammes et des courbes d'état. Le but était de comprendre le principe pratique du dynamisme thermo-convectif atmosphérique sur un terrain homogène et plat ou peu accidenté. Malheureusement, sur nos contrées à la météo capricieuse et surtout ou terrain varié (collines, lacs, plaines, vallées, haute montagne), l'application telle quelle de ces principes au radiosondage de la nuit précédant le jour de vol s'avère très décevante et donne le plus souvent des résultats désastreux et faux. Il y a à cela deux raisons principales.

1. L'échauffement et le dynamisme thermo-convectif de l'atmosphère sont totalement différents selon la forme et la nature de la surface terrestre sous-jacente. Pour la même situation météo, les courbes d'état sont bien différentes au-dessus d'un lac que dans une haute et étroite vallée alpine.

2. Le plus souvent la situation météo varie de façon significative entre le milieu de la nuit, où a lieu les mesures du radiosondage, et le milieu de la journée suivante où a lieu le vol. Cela veut dire que les courbes d'état, mis à part les changements convectifs habituels de la basse atmosphère, peuvent être significativement différentes entre la nuit et le jour suivant. Par exemple, l'atmosphère peut en quelques heures s'humidifier ou au contraire s'assécher ou bien, en dehors des phénomènes convectifs, elle peut globalement se réchauffer en se refroidir.

**Influence du changement de situation météorologique sur le réchauffement convectif des basses couches**

Regarder la figure 1. Vous devriez reconnaître un réchauffement purement convectif de la basse atmosphère entre la courbe d'état de température de 3h00 du matin et celle de 15h00 de l'après-midi suivant.



Vers 3h00 du matin, l'atmosphère présente une structure thermique représenté par la courbe pointillée avec inversion de température au sol, de 500 m. à 1500 m environ et plus haut un gradient de température d'environ 0,4 à 0,5 °C / 100 m. Vers 15h00, la température de l'air près du sol atteint son maximum, par exemple environ 25 °C. Plus haut, sur quelques dizaines de mètres, la température décroît très rapidement, de plus de 1°C par 100m (gradient suradiabatique). Encore plus haut, jusqu'à environ 1500 m. on peut mesurer un gradient de température adiabatique de 1°C par 100m. C'est logique puisque dans cette couche on trouve des mouvements convectifs verticaux incessants. En effet, on



se rappellera qu'une masse d'air en mouvement vertical se réchauffe ou se refroidit de  $1^{\circ}\text{C}$  par 100m. C'est seulement dans cette couche qu'on trouvera les mouvements convectifs sec. Plus haut le gradient de température devient progressivement identique à celui du matin. En dessus de la couche convective, avec ou sans isothermie ou inversion, le gradient de température varie habituellement en 0,3 et  $0,8^{\circ}\text{C}$  par 100m. On a déjà vu rapidement et on verra encore plus loin que plus ce dernier gradient de température est élevé, plus la couche convective sera épaisse, meilleures seront les ascendances thermiques.

On voit cependant bien que l'exercice graphique de la figure 1 ne peut être valable si la situation météorologique ne varie pas du tout entre la nuit et le jour suivant, ce qui est assez rare chez nous. Sur la figure 1, l'atmosphère ne se réchauffe en cours de journée que dans ses basses couches par les phénomènes convectifs (sol chauffé par le soleil puis air sus-jacent chauffé par convection verticale). Mais la plupart du temps, l'atmosphère va globalement, légèrement ou fortement, se refroidir ou se réchauffer entre la nuit de la mesure du radiosondage et la journée de vol suivante autrement que par convection. On ne peut donc pas se fier de façon sûre au radiosondage de la veille pour prédire la qualité des ascendances thermiques.

Il y a deux phénomènes qui sont à l'origine d'un changement de température non convectif : **(1)** les mouvements horizontaux de l'atmosphère appelés **advections** (advection d'air froid ou d'air chaud) qui refroidissent ou réchauffent l'atmosphère à l'altitude où elles ont lieu et **(2)** les mouvements lents verticaux et globaux non convectifs de l'atmosphère sur une très large région. S'il s'agit d'un mouvement descendant (d'affaissement), on parle de **subsidence**. Dans les forts anticyclones on trouve en général cette subsidence. Si au contraire, il s'agit d'un mouvement lent ascensionnel, on parle d'antissubsidence, qu'on trouve en général dans les zones de basse pression. Il est important de ne pas confondre les mouvements atmosphériques verticaux de subsidence-antissubsidence et les mouvements atmosphériques verticaux thermoconvectifs. Voir figure 2. A gauche, on a un mouvement de subsidence lent (c), s'étendant sur une large région et se produisant au-dessus de la couche convective (b), elle-même au contact du sol (a), et où ont lieu côte à côte les mouvements verticaux thermiques, ascendant et descendant, plus rapides et plus étroits. Inversement, à droite, au-dessus d'une couche convective plus épaisse et plus active, un phénomène d'antissubsidence (d) a lieu. Comme ordre de grandeur, la vitesse de la subsidence est de quelques dizaines de mètres par jour !

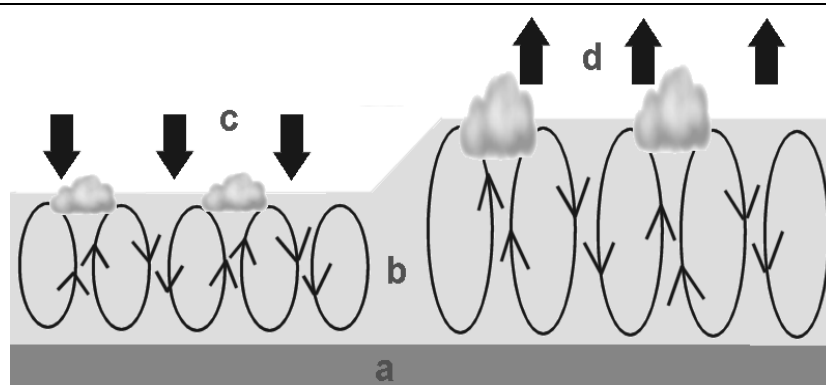


Figure 2

Comment agit la subsidence ? Simplement en réchauffement la moyenne atmosphère. Sur la figure 3, on reprend l'exemple de la figure 1 mais avec une composante de subsidence en moyenne altitude, mettons entre 2000 et 4000 m. La particule d'air se situant durant la nuit au point P se retrouve plus bas durant la journée en P'. Cette particule d'air va donc subir, par son mouvement vertical descendant, un réchauffement adiabatique ( $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ).

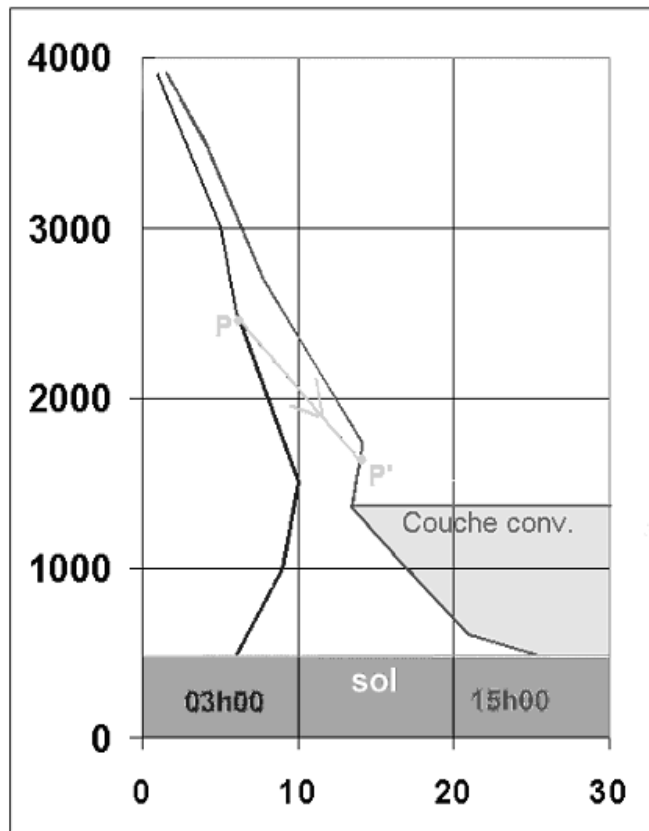


Figure 3

Si on fait le même raisonnement pour l'ensemble de la courbe de la nuit, on comprend comment on obtient une courbe décalée vers la droite, donc plus chaude, en moyenne altitude, dans l'après-midi et une inversion vers 1300 m. On remarque alors, en comparant les deux figures 1 et 3, que la couche convective sur la figure 3 est plus mince donc moins bonne pour les ascendances que sur la figure 1. Parallèlement la subsidence entraîne aussi un assèchement de l'atmosphère à son niveau. Voir figure 4. Au-dessus de 1500 m. (inversion due à la subsidence) la courbe d'humidité, en température de point de rosée, s'écarte en effet fortement de la courbe de température.

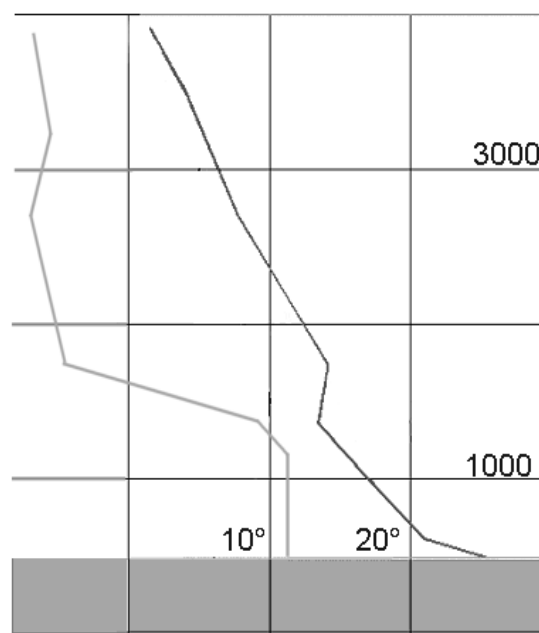


Figure 4

Une advection d'air chaud en moyenne altitude, peut entraîner la même évolution des courbes d'état de température que sur la figure 3.

Au contraire, par phénomène inverse, l'advection d'air froid en moyenne altitude et l'antissubsidence entraîne un refroidissement de l'atmosphère comme représenté par l'évolution des courbes de températures de la figure 5.

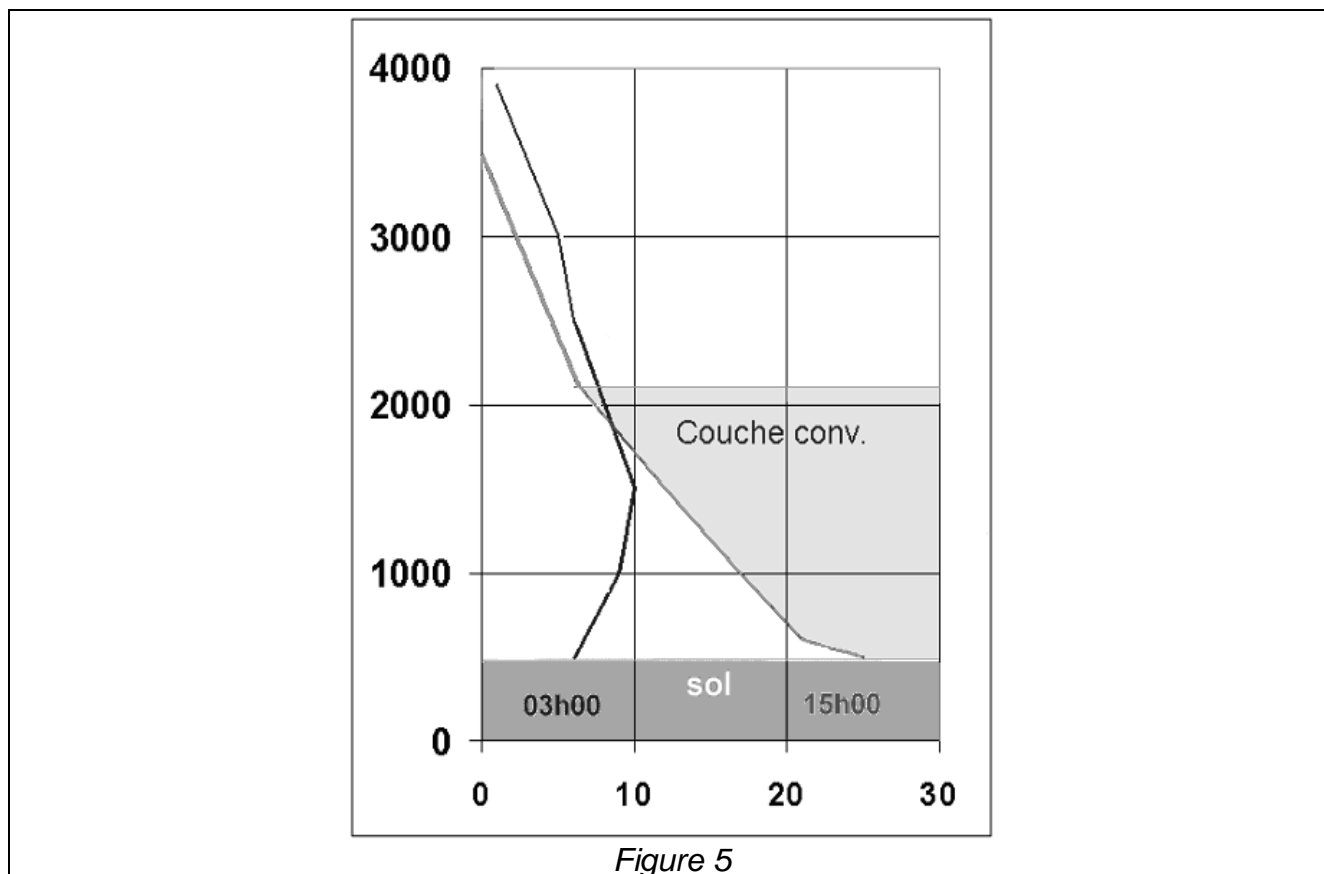


Figure 5

Ce refroidissement s'accompagne d'une augmentation de l'épaisseur de la couche convective, donc de la qualité des ascendances thermiques mais aussi souvent, malheureusement, d'une augmentation de l'humidité (risque accru de surdéveloppement nuageux et d'orage).

**En résumé**, l'advection d'air chaud ou la subsidence dans les couches moyennes de l'atmosphère peuvent abaisser la limite supérieure de la couche convective (ce qui entraîne une diminution de la qualité des thermiques) alors que l'advection d'air froid et l'anti-subsidence peuvent au contraire la rehausser (ce qui peut entraîner une amélioration de la qualité des thermiques mais aussi malheureusement une augmentation de l'humidité de l'air, de la nébulosité et des orages).

De toute façon, vu l'évolution toujours possible de la situation météo générale, tout le monde aura compris pourquoi l'on ne peut utiliser les courbes de radiosondage de la nuit précédente pour faire une prévision valable des ascendances thermiques et des cumulus (hauteur et quantité) durant l'après-midi suivant.

Alors comment faire ? Eh bien, actuellement, nous avons pour cela beaucoup de chance, grâce à l'informatique et à Internet. Depuis plusieurs années, les meilleurs chercheurs en météorologie ont mis au point avec succès des logiciels très sophistiqués utilisant de très

puissants ordinateurs et qui calculent chaque jour, sur quelques jours, l'évolution de différents paramètres atmosphériques (pression, température, humidité, vents...etc.) du monde entier à partir des paramètres atmosphériques mesurés dans le monde entier. Beaucoup de ces modèles sont disponibles sur Internet. Le plus complet et à mon avis le meilleur est le modèle américain GFS (Global Forecast System), anciennement AVN et MRF. Sur mon site personnel ([www.soaringmeteo.com](http://www.soaringmeteo.com)), j'ai quelque peu facilité l'accès à ce modèle qui demande cependant une certaine interaction (donc une certaine intelligence) à l'utilisateur. Sur cette page Web, j'ai répertorié quelques listes de plusieurs endroits de vol avec leurs coordonnées géographiques. A partir de là, en suivant les diverses instructions, vous pouvez obtenir un émagramme (« sounding ») calculé (prévu) à la date et au lieu qui vous conviennent. La figure 6 offre une comparaison entre un sondage calculé (depuis la veille au soir) et un sondage mesuré, à la même heure et date et au-dessus de Payerne. On remarque logiquement que la courbe calculée est plus lisse et offre une tendance générale de l'atmosphère et que le sondage mesuré contient plus de détails mais finalement plus encombrants qu'utiles. Globalement, les deux sondages se ressemblent remarquablement. Je l'ai souvent observé, après 2-3 années d'utilisation intensive. On remarque pour les deux sondages, une humidité assez prononcée dans les basses couches alors qu'elle est assez faible entre 700 et 500 hPa (environ 3000 et 5500 m.), un isotherme du 0°C vers 650 hPa (environ 3700 m.), un gradient de température d'environ 0.6 °C/100m. entre 2000 et 4000 m. et des vents plutôt faibles de tendance W à NW en altitude. Le radiosondage de la nuit montrait une humidité plus forte vers 3000-4000 m. et des vents variables.

Nous verrons dans un prochain article comment interpréter le mieux possible un sondage prévu notamment quels sont les pièges à éviter. Nous avons en tout cas vu qu'il vaut mieux se fier aux sondages calculés et prévus par les modèles numériques que par le radiosondage mesuré de la veille. Les modèles numériques font donc des milliards de calculs en un temps relativement bref pour nous montrer comment vont évoluer, sur quelques jours, les vents, la température et l'humidité de l'atmosphère dans le monde entier, à différentes altitudes et prennent donc en compte, beaucoup mieux que l'estimation approximative d'un être humain, advections, subsidences, convections et autres phénomènes thermodynamiques.

### **Influence de la topographie sur la couche convective**

La figure 1 montrait l'évolution des courbes d'état de température sur une surface terrestre relativement homogène et peu accidentée (plaine) et lors de situation météo stable (peu variable).

La topographie sous-jacente influence cependant très fortement la couche convective et sa structure thermique. Prenons 4 exemples : le Plateau suisse, le littoral des grands lacs et les larges et basses vallées alpines et les hautes et étroites vallées alpines. A gradient de température identique (entre 1000 et 3000 m. au-dessus des littoraux et du Plateau et entre 2000 et 4000 m. pour les Alpes), la couche convective est plus épaisse dans les Alpes (échauffement très efficace d'un petit volume d'air emprisonné dans les vallées),

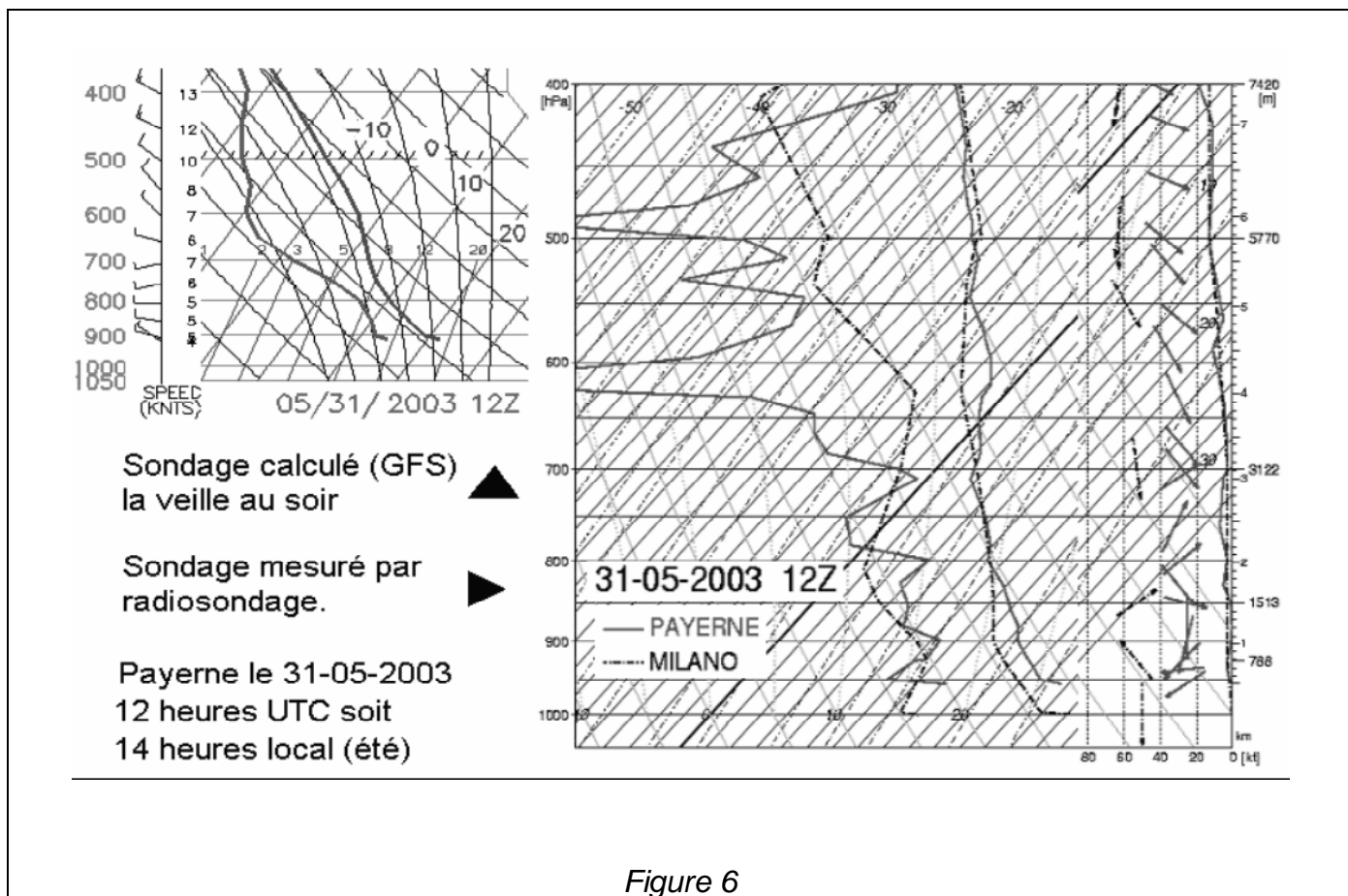


Figure 6

moins épaisse sur le Plateau (volume d'air à réchauffer plus grand que dans une vallée) et presque inexistante sur les littoraux (refroidissement des basses couches par de l'air frais au-dessus du lac). Ceci explique pourquoi, lors de belles et chaudes journées d'été sans advection d'air froid, les ascendances thermiques sont très faibles sur les côtes lacustres, moyennes sur le Plateau et bonnes dans les Alpes. Le cas des larges et basses vallées alpines est particulier. A cause des puissantes brises diurnes (voir plus loin), remontant la vallée et venant en général des bassins lacustres, les basses couches atmosphériques se réchauffent plus lentement et moins que les couches sus-jacentes.

Voyons ceci avec les courbes de températures. Les courbes d'état de la figure 7 sont un exemple de ce qui peut se produire lors d'une belle journée estivale et montrent une couche convective (gradient de  $1^{\circ}\text{C}/100\text{m.}$ ) de 300 m. environ d'épaisseur pour les côtes lacustres, de 1000m. environ pour le Plateau et de 1600 m. environ pour une vallée alpine. L'advection froide, due à la brise de vallée puissante, à la partie inférieure des larges vallées entraîne à mi-hauteur une couche non adiabatique où les convections sont bloquées. Au-dessus de 3000 m. les températures sont assez semblables quelque soit la région lors d'une situation météo homogène sur toute la Suisse montagneuse ou non (par exemple anticyclone).

Jusqu'à maintenant nous avons vu presque tout sur la structure thermique de l'atmosphère. Comment elle évolue et avec quel outil on peut son évolution. Comment elle est influencée par la topographie sous-jacente, tellement variable chez nous. Dans le prochain article et grâce à la connaissance acquise jusqu'à maintenant, je pourrai enfin vous donner quelques petits trucs pratiques pour faire vos prévisions, comme des pros (...mieux si possible, parce qu'il faut avouer que Météosuisse n'est pas toujours brillante.... ;-)). Dans les prochains articles nous préciserons encore un peu la notion de couche convective, pour bien comprendre son importance, ainsi que la structure des ascendances thermiques.

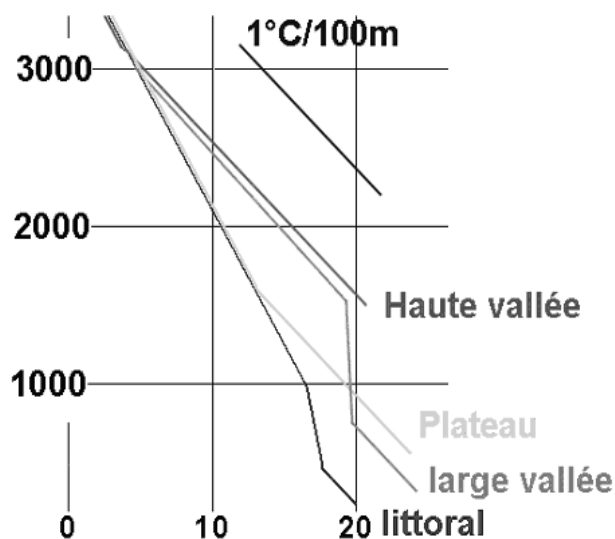
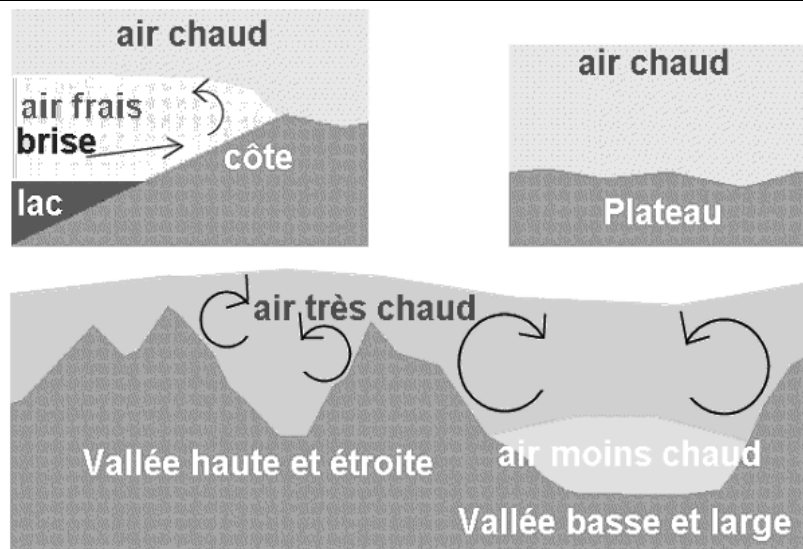


Figure 7

## DEMYSTIFIONS L'EMAGRAMME, LE « TEMP » ET L'ECHAUFFEMENT DE L'ATMOSPHERE, sixième partie.

Dans les articles précédents, nous avons vu tous les fondements et les principes du réchauffement convectif de l'atmosphère ainsi que l'influence de la courbe d'humidité sur la hauteur et la quantité de nuages. Nous avons aussi vu l'utilisation théorique mais peu pratique de l'émagramme. J'ai également insisté sur l'absurdité de vouloir utiliser les radiosondages mesurés de la nuit précédente pour faire des prévisions sur les thermiques.

Alors comment faire en pratique ? Tous les outils se trouvent sur mon site Web: [www.soaringmeteo.com](http://www.soaringmeteo.com)

Il faut d'abord consulter le bulletin de prévision générale et attendre la prévision d'une journée ensoleillée avec des vents faibles et une faible différence de pression transalpine. C'est la première condition. Pour avoir ces informations, il faut suivre les liens « prévisions » et « situation générale ». Prenons par exemple le dimanche soir du 15 juin

2003. Voir figure 1. On nous annonce du beau temps et des vents faibles du nord en altitude ainsi qu'une température maximale de 28 °C pour le lendemain lundi. On prévoit également une différence de pression nord-sud de quasi 0 hPa. (Voir figure 1 de droite). C'est donc la journée de lundi qu'il faut investiguer plus à fond. Si l'on avait annoncé des vents forts, une différence de pression transalpine importante (plus de 3 à 4 hPa) ou une nébulosité importante, je me serais arrêté à ce stade. Mais comme ce lundi pouvait être potentiellement bon pour un vol de distance dans les Alpes, j'ai continué l'analyse météo. Il faut ainsi cliquer sur le lien « modèle numérique », puis ensuite choisir le lieu de prévision. J'aime bien choisir Payerne pour les Alpes (je ne veux pas trop m'étaler sur ce choix pour ne pas alourdir le texte). La page suivante affiche le choix du modèle numérique et le type de présentation. Choisissons « sounding, GFS 0-84 h » c'est-à-dire le modèle GFS le plus précis en mode sondage prévu. La page suivante nous demande de sélectionner la date qui nous intéresse, dans ce cas le 16 juin 2003 à midi UTC ou 14 heure locale (été). Finalement on obtient le graphique de la figure 2 qui est l'émagramme **prévu** durant la période de vol choisie (12 heures UTC ou 14 heures local), au-dessus de Payerne. On retrouve à droite le profil des vents à différentes altitudes. On prévoit donc un petit vent (4-10 Km/h) du nord vers 2000-3500m. En fait le vent du nord et la surpression nord ont été un peu plus forts que prévus, ce qui n'a pas empêché quelques pilotes de faire plus de 100 Km. dans le Haut Valais. Au centre, on trouve l'émagramme proprement dit avec la courbe de température à droite et la courbe d'humidité à gauche.

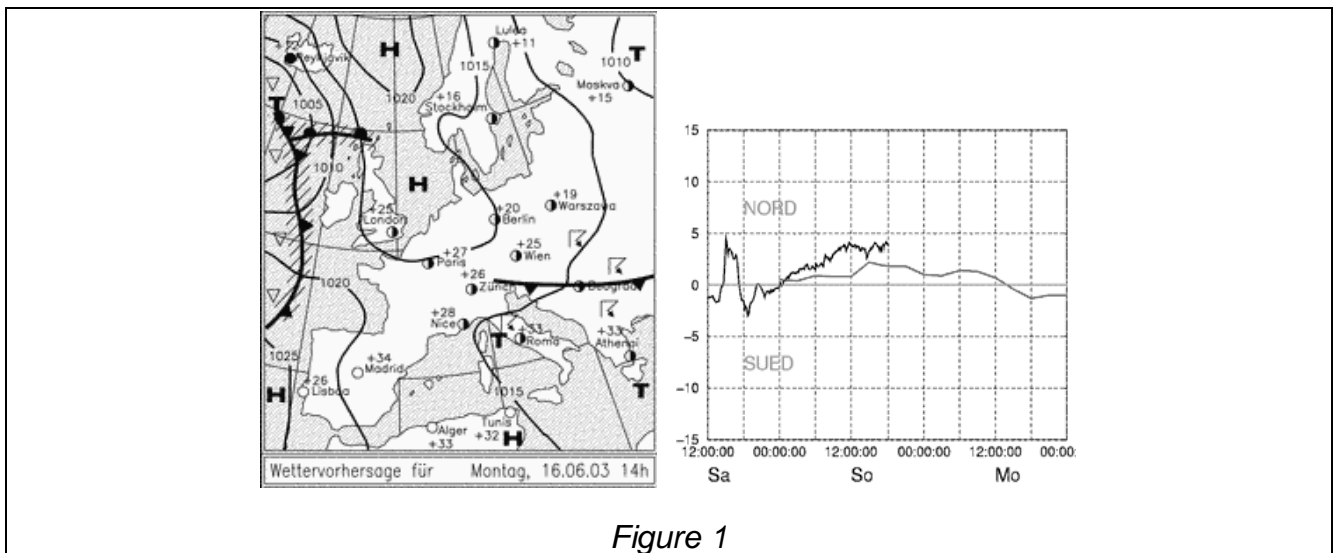


Figure 1

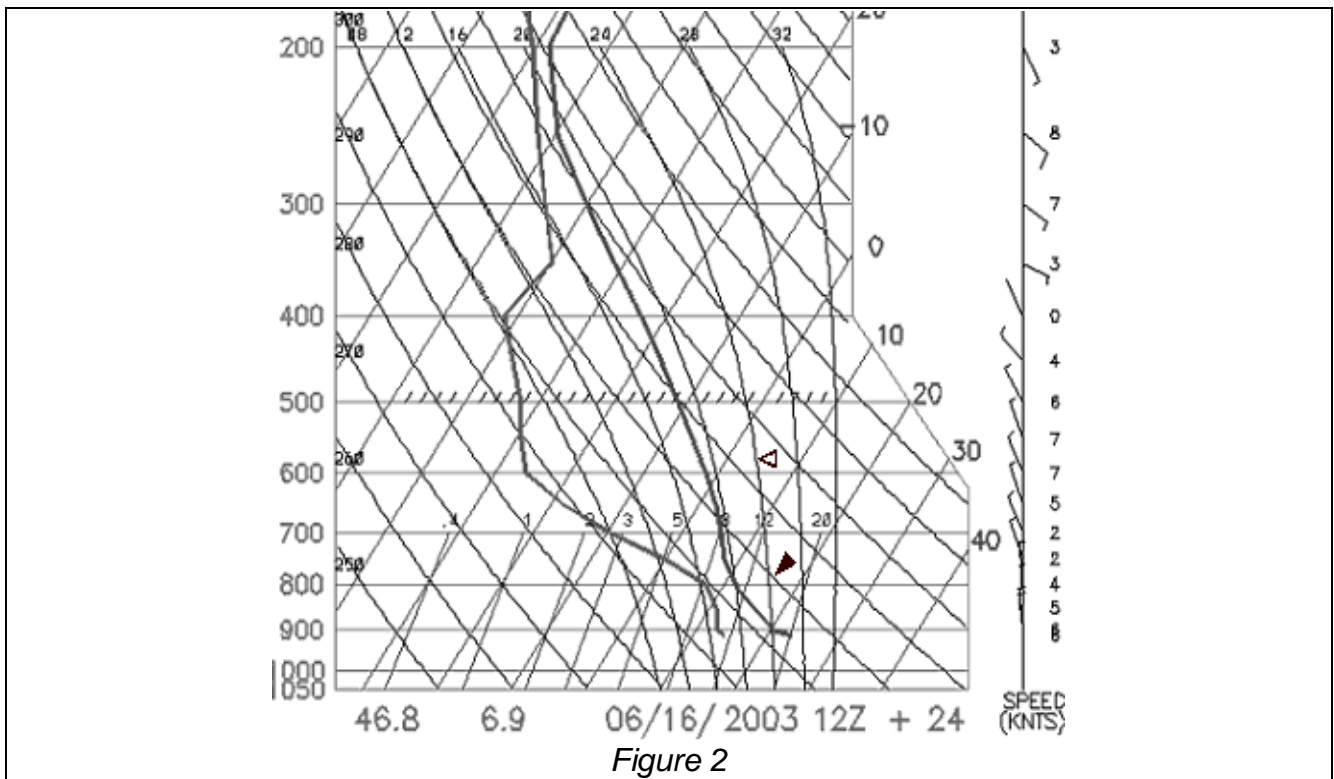


Figure 2

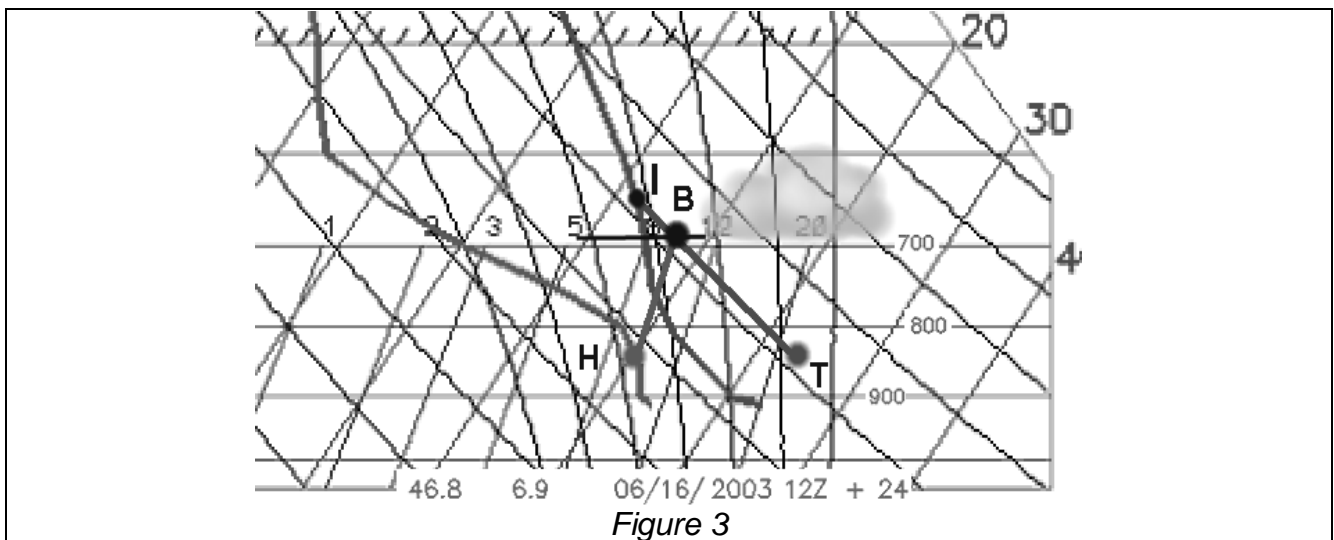


Figure 3

On peut remarquer que vers 200-300 hPa (9000-12000 m.) d'altitude, les deux courbes sont assez rapprochées avec une différence ou « spread » d'environ 4-5 °C. Il n'en faudrait pas moins au risque de voir apparaître des nuages élevés de type Cirrostratus. Plus bas, vers 400-600 hPa (4000-8000 m.), les deux courbes sont très écartées l'une de l'autre (spread entre 25-30 °C). C'est excellent. Cela empêche tout surdéveloppement nuageux horizontal (altocumulus) et vertical (cumulonimbus). Finalement, aux basses couches, vers 800-850 hPa (1500-2000 m.), l'atmosphère redevient assez humide (spread d'environ 5 °C). Cela laisse supposer que la base des cumulus ne sera pas très élevée.

Si l'on observe maintenant, toujours à la figure 2, la courbe de température (courbe droite) entre 900 et 600 hPa (1000 à 4000 m.), on reconnaît facilement entre 900 et 800 hPa la couche convective avec sa courbe parallèle aux adiabatiques sèches (1°C/100 m, flèche pleine). Au-dessus de la couche convective, la courbe de température est presque parallèle aux courbes adiabatiques humides (environ 0,6°C/100m, flèche vide).



Pour mieux comprendre ce qui se passe dans les basses couches atmosphériques, nos altitudes de vol, prenons un agrandissement de l'émagramme dans cette zone. Voir figure 3. Remarquons tout d'abord un fait étonnant. Les courbes partent de l'altitude 900 hPa soit environ 1000 m, alors que Payerne se trouve à l'altitude 450 m. environ. Cela vient du fait que le modèle numérique GFS, par ses mailles de 100 Km, « voit » les Alpes et le Jura comme une énorme colline à pente douce, culminant vers le Gothard à 1500 m. Les vallées alpines et le Plateau sont donc « aplatis et comblés » si bien que, pour le modèle, la Jungfrau et Brig se trouvent à environ 1500 m. Sion vers 1300m. Payerne vers 1000m. et le Jura vers 800 m. Au sol près de Payerne, vers 1000 m ou 900 hPa pour le modèle, celui-ci a représenté une fine couche de suradiabatisation par un tout petit segment presque horizontal au départ de la courbe de température. On retrouve donc bien en pratique tout ce que j'ai expliqué dans les articles précédents au sujet de l'échauffement de la basse atmosphère.

Il faut cependant bien faire attention à une chose. Puisque le modèle ne « voit » pas les vallées alpines, ni les bassins lacustres, ni les autres variations locales de notre topographie tourmentée, ces courbes d'état ne représentent qu'une tendance générale de l'atmosphère qu'il faut adapter impérativement aux conditions topographiques réelles complexes de notre pays pour faire des prévisions valables. Exemple caricatural : Le modèle annonce un tout petit vent du nord vers 2000 m. dans la région du Haut-Valais. Que pensez-vous trouver au déco de Fiesch (pente orientée SE) vers 11h00 ? Eh bien sûr un vent de pente thermique du SE !

Avec la courbe de température cette adaptation est moins évidente ! Dans l'article précédent, nous avons vu que grâce au petit volume d'air à réchauffer, l'air des vallées alpines s'échauffe plus vite et plus. Bruno Neiniger, un physicien atmosphérique de l'EPFZ et vélivole, a trouvé et mesuré que la basse atmosphère de la vallée de Conches (Goms) se réchauffe environ 2 fois plus vite et 2 fois plus que sur le Plateau en été. Gaudenz Truog, un autre météorologue de Zürich, a lui trouvé empiriquement que la température maximale à 1500 m. dans une vallée alpine se calculait simplement en soustrayant 5 °C à la température maximale prévue sur le Plateau (à 500 m. d'altitude). Autrement dit, si l'on prévoyait une température maximale de 28 °C en Suisse pour le 16 juin 2003, on peut prévoir aussi 23 °C max. à 1500 m. dans les vallées alpines. Si on reporte cette valeur sur l'émagramme de la figure 3, au point T (23 °C, 850 hPa = env. 1500 m.), on peut alors tirer une adiabatique à partir de T jusqu'à son intersection en I avec la courbe d'état de température, vers 650 hPa soit environ 3700 m. On pouvait donc prévoir ce jour là une couche convective alpine maximale grosso modo entre 1500 m. et 3700 m.

On peut aussi continuer avec la prévision de la base des cumulus dans les Alpes ce même jour en suivant les règles des articles précédents. On part de H, température de point de rosée (humidité) à 850 hPa. On tire de H une droite parallèle aux courbes de rapport de mélange jusqu'à l'intersection avec la courbe de température en B. Si B se trouve dans la couche convective il y a formation de cumulus sinon il a des thermiques bleus. Pour ce 16 juin, B se trouve à un peu plus de 700 hPa soit 3100 m. Pour les Hautes Alpes (Goms, Zermatt, Saas, Evolène) on peut rajouter 300 à 500 m. Neiniger a aussi déterminé que si le sommet de la couche convective max. était en dessous de 3500 m. les ascendances alpines étaient peu exploitables, en planeur en tout cas, pour le vol de distance. Pour ce 16 juin, le sommet de la couche convective maximale dans les Alpes est donc prévu au-dessus de 3500 m.

Bref, d'après l'émagramme des figures 2 et 3, tout porte à croire que les conditions de vol du 16 juin étaient presque idéales. En effet, plusieurs vols de plus de 100 Km ont été effectués ce jour-là dans le Haut Valais. Je vous laisse d'ailleurs admirer, à la figure 4, l'aspect du ciel vers midi local dans le Goms. La base des cumulus se situaient effectivement entre 3100 et 3600 m.

Pour comparaison, la figure 5 montre l'émagramme de la journée du 19 juin 2003. En faisant le même raisonnement que précédemment, le point I se trouve en dessous de 700 hPa donc vers 2900-3000 m. La couche convective alpine maximale n'était donc pas épaisse ce jour-là et à ma connaissance aucun vol de distance alpin digne de ce nom n'a été enregistré dans le serveur OLC-CCC. Pour les plus observateurs, on peut expliquer la faible altitude de I par une différence de température entre 800 et 600 hPa (2100 et 4400 m env.) peu marquée, soit d'environ 11 °C ce qui correspond à un gradient de température de 0,5 °C/100m.



*Figure 4*

Ceci m'amène à vous donner un autre petit truc pour voir au premier coup d'œil si le gradient de température est favorable pour les Alpes. Regardez la figure 6. Il s'agit de comparer la courbe d'état de température entre 800 et 600 hPa avec les courbes adiabatiques humides (flèches) qui présentent un gradient d'environ 0.6 °C/100m. Si la courbe de température est moins inclinée sur la gauche que les courbes adiabatiques humides, c'est que le gradient de la courbe d'état est plus petit que 0.6 °C/100m. Ceci n'est en principe pas favorable (voir la figure à gauche). Si, au contraire, la courbe de température est plus inclinée sur la gauche que les courbes adiabatiques ou qu'elle est

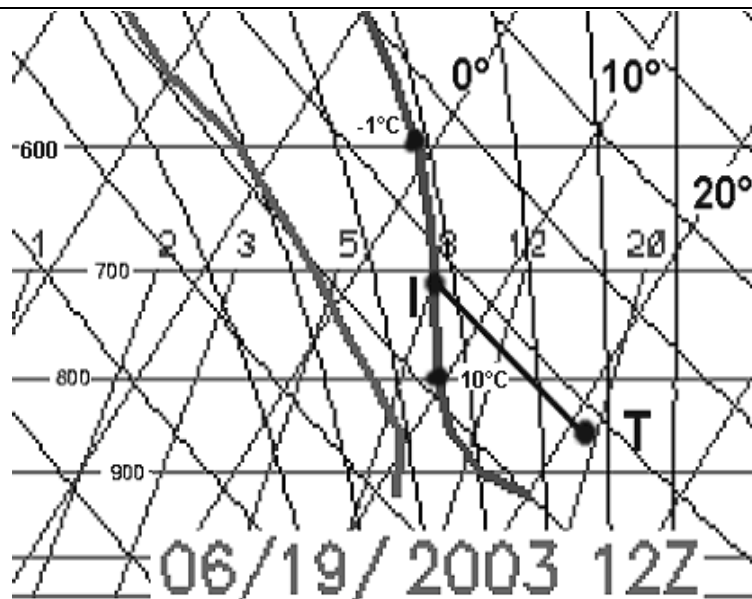


Figure 5

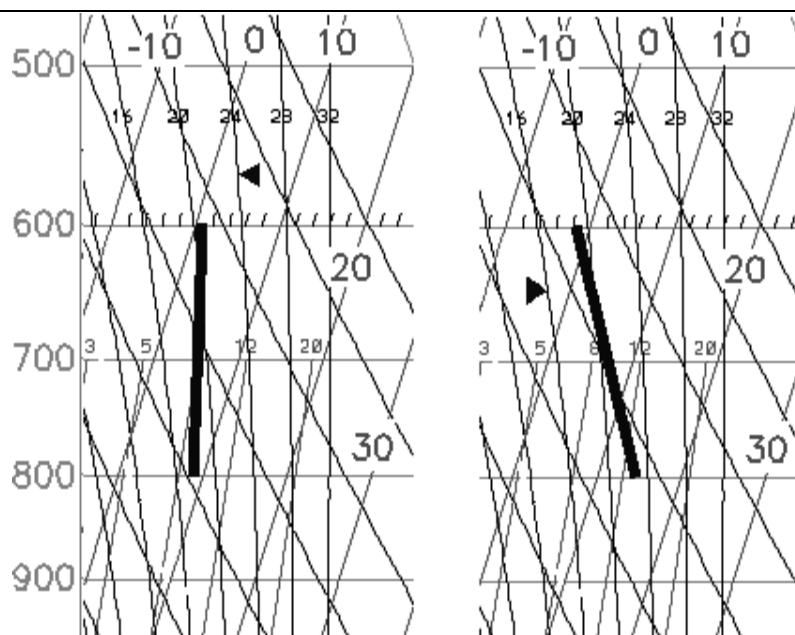


Figure 6

parallèle à celles-ci, c'est que le gradient de la courbe d'état est plus grand que  $0.6 \text{ °C}/100 \text{ m}$  ou égal à cette valeur, ce qui est favorable (voir la figure à droite).

**En résumé**, la prévision pour les ascendances thermiques dans les Alpes semble finalement assez simple et immédiate. Dans un premier temps on recherche la journée ensoleillée avec des vents et une différence de pression transalpine faibles. Dans un deuxième temps on étudie plus attentivement cette journée par l'émagramme prévu (modèle GFS) au milieu de cette journée. Sur ce graphique, il y a trois paramètres atmosphériques auxquels il faut prêter attention : **(1)** Le vent, c.-à-d. qu'il faut préciser la direction et la force du vent à différente altitude, **(2)** l'humidité de l'air à différente altitude, qui permet de se faire une idée de la nébulosité et de la base des cumulus, **(3)** la température et plus particulièrement la différence de température entre 800 et 600 hPa env. qui permet d'évaluer l'épaisseur de la couche convective et donc la qualité des ascendances dans les Alpes.

## DEMYSTIFIONS L'EMAGRAMME, LE « TEMP » ET L'ECHAUFFEMENT DE L'ATMOSPHERE, septième partie.

Nous savons maintenant bien interpréter un émagramme autant sur le Plateau que dans les Alpes. Nous avons vu également qu'il était préférable d'utiliser, pour les prévisions, les courbes d'état prévues pendant la journée de vol par modèle numérique que celles mesurées la nuit précédente par radiosondage. Nous avons déjà parlé de couche convective (cc). J'aimerais maintenant creuser un peu cette notion pour bien comprendre ensuite la structure d'une ascendance thermique.

Les anglo-saxons parlent de « convective boundary layer » ou de « mixing boundary layer » c.-à-d. une couche troposphérique limite (au contact du sol) dans laquelle se produisent des phénomènes intenses de convections et de mélanges d'air (turbulences et rotors). Elle s'étend du sol jusqu'à une certaine altitude et son épaisseur peut varier entre quelques dizaines de mètres (hiver chez nous) à quelques milliers de mètres (été dans les régions tropicales). C'est uniquement dans cette couche qu'on trouve les ascendances thermiques exploitables pour nous. Puisque qu'il y a un mélange incessant d'air par turbulences, rotors et mouvements verticaux (ascendant et descendant) c'est une couche en général un peu brumeuse avec une limite horizontale supérieure assez nette. On reconnaît bien cette limite lorsqu'on arrive au sommet de l'ascendance. Voir figure 1. Le sommet des cumulus se trouvent fréquemment au-dessus de la cc puisque qu'à l'intérieur de ceux-ci, le gradient de température de l'air en ascension est inférieur à  $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  (adiabatique humide).

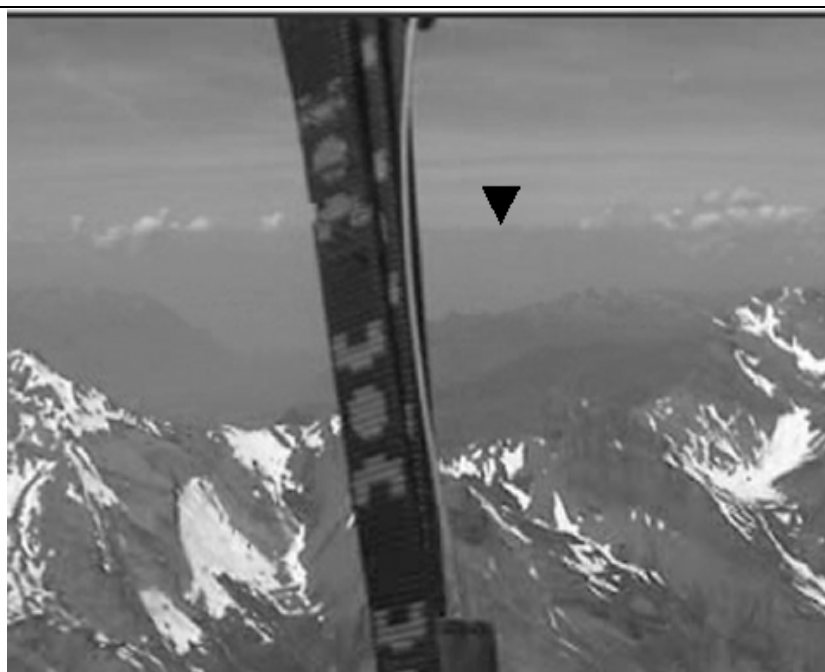
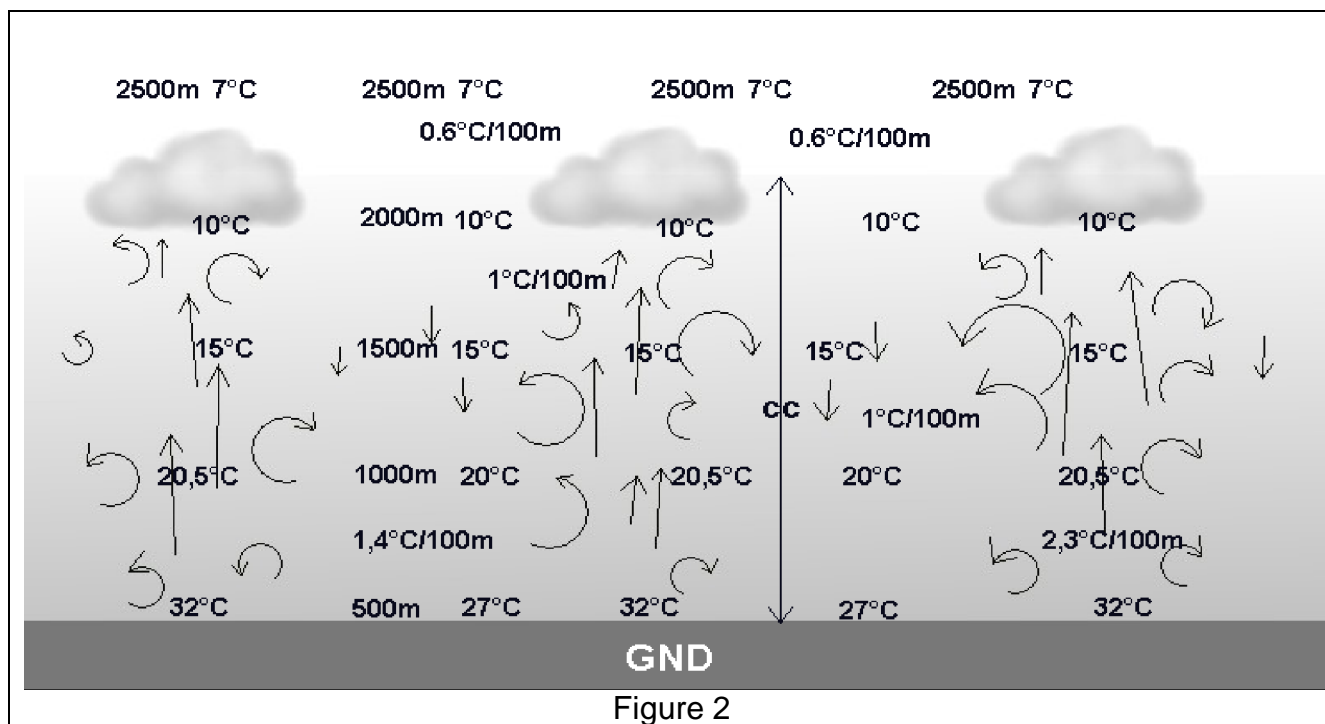


Figure 1

Dans la cc, le gradient de température est quasi identique à celui de l'adiabatique sèche, c.-à-d.  $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ . Normal puisque l'air monte, descend et se mélange sans cesse. Près du sol surchauffé, sur quelques dizaines de mètres, le gradient est en général supérieur à  $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ . On parle de gradient suradiabatique. Au-dessus de la cc, le gradient est inférieure à  $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ . Il n'y a pas forcément une inversion de température au sommet de la cc mais il est clair qu'une inversion significative située à 1000-1500m au dessus du sol

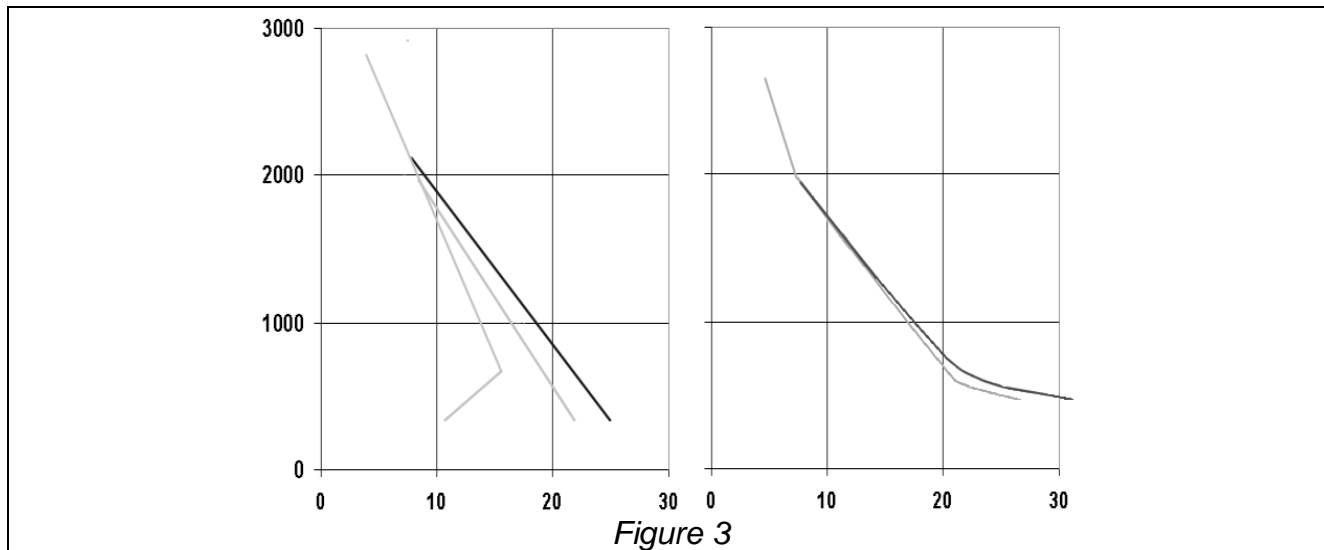
(2500-3000m d'altitude dans les Alpes) entraîne à coup sûr un blocage de la cc à ce niveau. D'autre part, plus le gradient de température au dessus de la cc est élevé et plus le sommet de la cc sera haut situé. Cela rejoint les astuces de prévision décrites aux articles précédents.



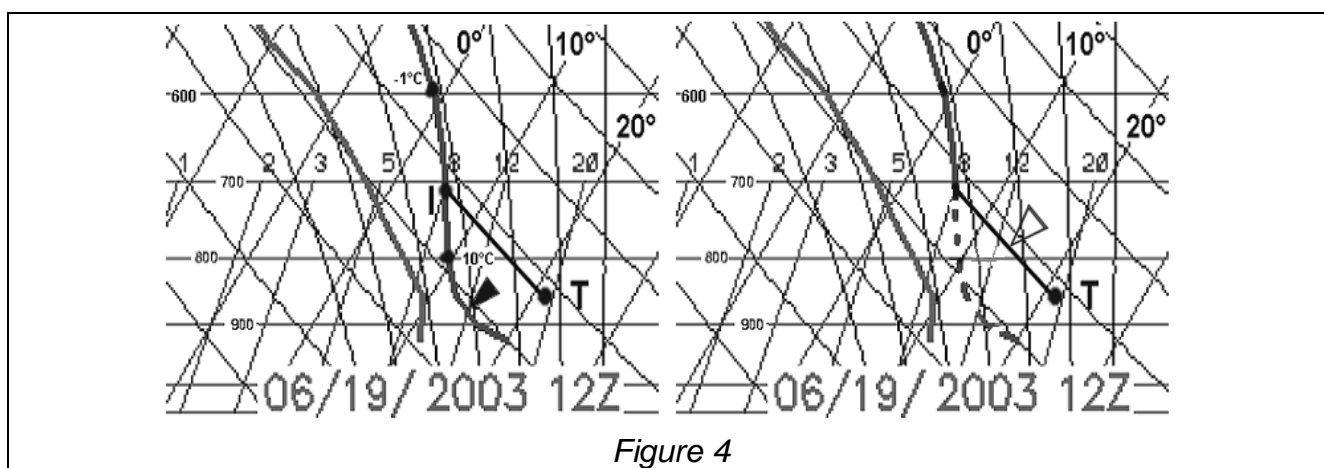
La figure 2 montre un schéma de la cc. On reconnaît son étendue verticale par la brume grise. J'ai représenté les mouvements verticaux et les turbulences de la cc par des flèches. Sur cet exemple, j'ai choisi une moyenne de 27°C (température de l'air) au niveau du sol. Sur les surfaces foncées et sèches, on peut s'imaginer rencontrer des couches d'air au contact du sol montant jusqu'à 32 °C. C'est évidemment à ces endroits qu'on a le plus de chance de rencontrer des ascendances thermiques. Si les différences de température de l'air au sol sont mesurables entre les sources thermiques et le sol en général, il n'en est étonnamment rien quelques centaines de mètres plus haut, comme l'a mesuré et démontré un physicien et vélivole allemand, Lindemann. Wallington, un physicien et vélivole australien, pense que c'est le surplus de vapeur d'eau, plus légère que l'air sec, qui assure l'ascension de la bulle thermique à quelques centaines de mètres au-dessus du sol. En effet, même dans un thermique bleu où le point de condensation n'est pas atteint, l'humidité dans l'ascendance augmente avec l'altitude selon les lignes des rapports de mélange alors que dans l'air ambiant l'humidité a tendance à diminuer. Dans mon exemple, proche du modèle de Lindemann, il n'y a que 0,5°C de différence entre l'air ambiant et l'air de l'ascendance, 500 m AGL (au-dessus du sol). Plus haut la différence est quasi nulle. Du sol jusqu'à 500 m AGL le gradient de température est clairement suradiabatique puisqu'on passe de 27-32 °C à 20-20,5 °C. Plus haut, jusqu'à 2000 m, le gradient est adiabatique (10°C/1000m) et plus haut encore, en dehors de la cc, on a un gradient de 0,6°C/100m (3°C/500m). Un fois que la bulle thermique a quitté le sol, l'air à l'intérieur de celle-ci se refroidit donc très vite. On peut interpréter ceci en imaginant que la fine couche d'air surchauffée, lorsqu'elle se détache du sol, provoque un important appel d'air ambiant qui se mélange (rotors) à l'air de la bulle et la refroidit. On peut donc conclure que pour initier l'ascendance thermique il faut une forte différence de température et que c'est la différence d'humidité qui assure ensuite son ascension.

Je dois reconnaître que de trop nombreux manuels de météorologie pour pilotes ne sont pas très clairs et pas très réalistes dans la structure thermique de la basse troposphère. Le plus souvent on ne parle d'ailleurs même pas de la couche convective, notion essentielle

pour comprendre les techniques de prévisions thermoconvectives et interpréter correctement un émagramme. La figure 3 montre à droite les représentations graphiques irréalistes de températures dans (courbe noire) et hors des ascendances (courbes claires) par la plupart des manuels. Il me semble que la représentation à gauche correspond plus à la réalité.



Si je reprends la figure de l'article précédent concernant l'adaptation de la prévision du sondage prévu (modèle GFS) la courbe de température désignée par la flèche pleine représente le profil de température prévu par le modèle (figure 4 gauche). Puisque le modèle ne « voit » pas les vallées, la courbe doit être adaptée en considérant le surplus de réchauffement du petit volume d'air dans celles-ci. A cause de ce phénomène, le profil de température dans les Alpes se rapproche plus de celui désigné par la flèche vide (figure 4 droite).

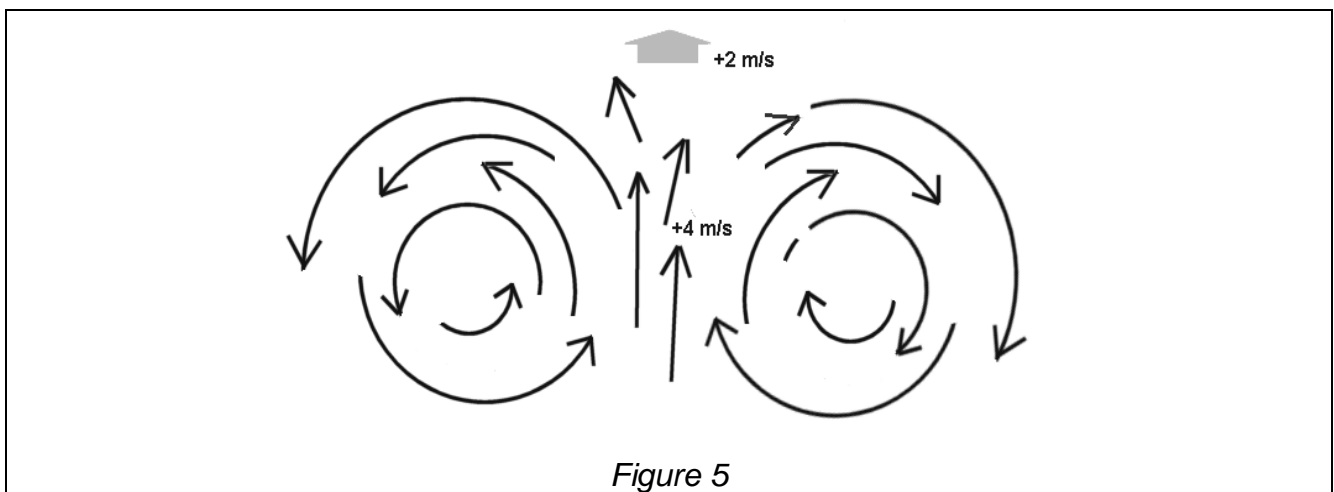


Certains vélivoles et météorologues français et américains ont démontré empiriquement une relation entre l'épaisseur de la couche convective et la force des thermiques. Plus la cc est épaisse, plus fortes sont les ascendances. Pour nous autres libéristes cela n'a, à mon avis, pas grande importance. La limite pour nous n'est pas la force de l'ascendance, souvent trop forte et turbulente pour nos frêles embarcations, mais bien le plafond. Plus il est haut, et j'aime bien les plafonds à plus de 4000 m, malheureusement pas assez fréquents, plus notre liberté et notre confort dans le choix tactique de la route sont meilleurs. Un plafond pas très haut (par exemple 3000 m pour les Alpes) rend les possibilités de vol de distance nettement plus difficiles.

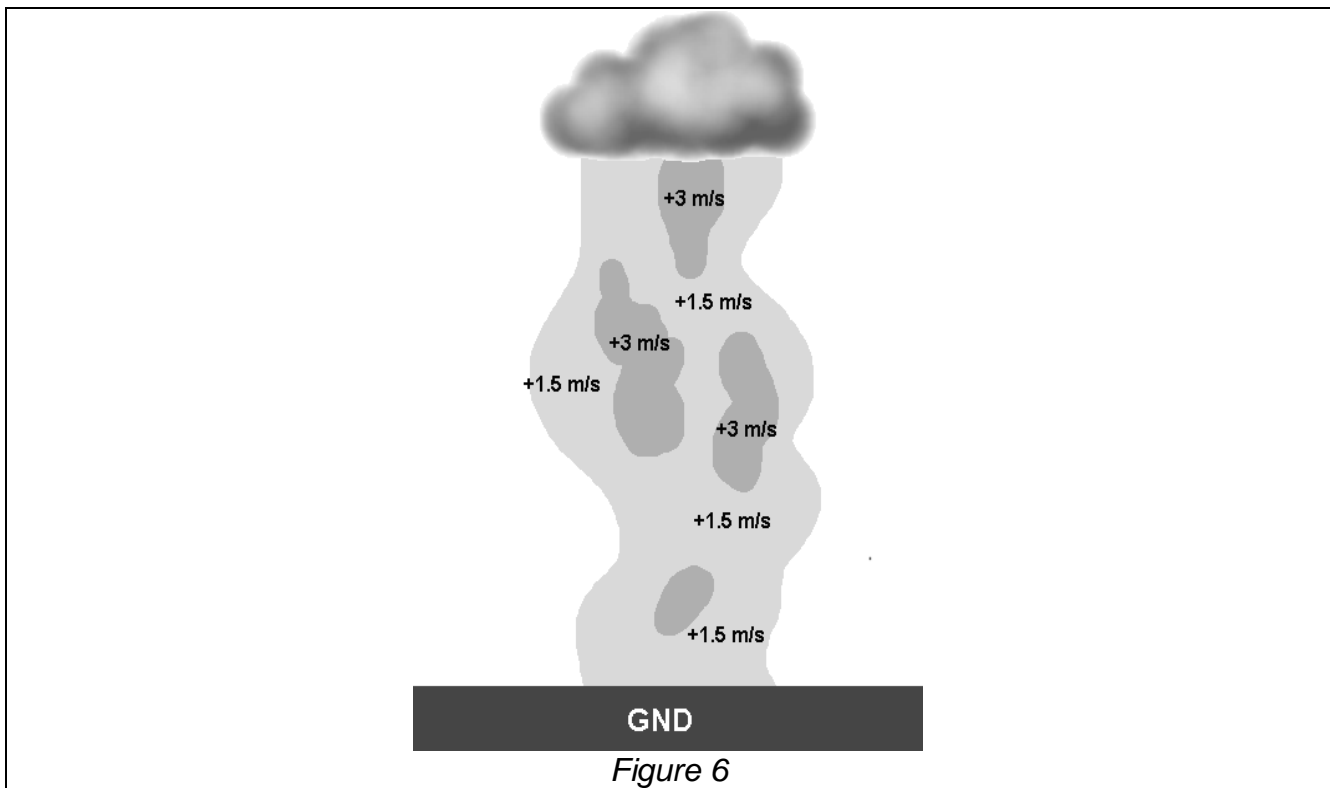
A la lumière de tout ce qui a été dit jusqu'à maintenant on peut comprendre pourquoi une source thermique, aussi bonne soit-elle (foncée, sèche, concave), ne pourra pas engendrer une bonne ascendance si l'atmosphère générale « ne suit pas ». Imaginons une excellente source thermique, bien ensoleillée, sur une petite île au milieu d'un océan froid. Comme la surface de l'océan ne se réchauffe que très lentement et peu sous l'action du soleil, il n'y aura que peu de phénomènes convectifs dans la basse troposphère au contact de l'eau. La couche convective sus-jacente sera donc très mince voire inexistante. Malgré ses qualités thermiques intrinsèques, notre petite île ne verra donc pas ses bulles thermiques, issues de sa surface, s'élever très hauts. D'autre part, Buz (ex-URSS, 1975) a montré que plus la surface au sol était contrastée (surfaces très chaudes à côté de surfaces plus fraîches) et meilleures étaient les ascendances thermiques. Je pense qu'il n'est pas besoin de démontrer que nos vallées alpines offrent une surface (sol) très contrastée.

Une notion qu'il faudrait aussi abandonner est celle de la « stabilité » atmosphérique. On entend souvent des pilotes dire que la journée est stable parce qu'ils n'ont rencontré de bonnes ascendances. Mais dès qu'il y a du soleil une couche convective se forme dans laquelle règne une instabilité thermoconvective. Mais si cette couche est trop mince, les ascendances ne sont simplement exploitables que par des oiseaux plus performants en taux de chute et plus habiles.

Du point de vue mécanique et dynamique, il est peut-être utile de rappeler qu'une ascendance prend schématiquement la forme d'un anneau tourbillonnaire qui se déplace globalement vers le haut tout en tournant sur lui-même autour d'un axe annulaire. La vitesse verticale la plus élevée se trouve au centre. Elle est à cet endroit plus grande que la vitesse de montée de l'ensemble du tore. La figure 5 montre une section schématique d'un anneau thermique. Au cours de son ascension, le tourbillon devient de plus en plus large.



En réalité, Lindemann a mesuré et observé une réalité plus complexe. Dans une ascendance, il y a souvent plusieurs noyaux plus forts. Voir figure 6.



La figure 7 montre une carte approximative de la répartition des diverses couches convectives situées de l'Ouest vaudois jusqu'en Valais. La zone hachurée horizontale représente la cc du Plateau, limitée au sud par Blonay, Attalens, Mt-Pélerin. Il est peut-être utile de remarquer que ceux qui décollent des Pléïades ou de Mauborget vont planer dans une atmosphère de Plateau (peut-être aussi légèrement influencée par les lacs proches) plutôt qu'une atmosphère préalpine respectivement jurassienne, située plus en profondeur dans les petites vallées du relief. La zone hachurée oblique représente la cc lacustre, le plus souvent peu épaisse donc peu favorable, s'étendant du lac Léman jusqu'à Sion-Sierre en passant par le Chablais et en s'estompant progressivement. C'est le puissant vent de vallée qui permet l'extension de l'air lacustre frais si profondément dans la vallée du Rhône. Ekhart (Autriche, 1948) avait déjà observé et mesuré, par thermogramme, l'advection d'air froid au fond d'une vallée semblable dès la levée du vent de vallée (vallée de Sulzau en Autriche). Plus près de nous, de nombreux pilotes ont certainement remarqué que, durant les chaudes journées, les thermiques sont « paradoxalement » meilleurs vers 9-10 heures, contre les pentes sud-est de Mayens ou de Fracette (Vionnaz) que vers 11 heures-midi quand le vent de vallée s'établit. Plus il fait chaud et plus l'effet néfaste du vent de vallée (souvent d'origine lacustre) semble se manifester, en profondeur dans la vallée et en intensité. Dans mes statistiques personnels, si on prend quelques journées ensoleillées et peu venteuses d'avril à août, on remarque en effet, qu'en moyenne, la différence de température entre Montreux et Sion à 13 heures est de 4-5 °C en avril et mai, 2-3°C en juin et 1-2°C en juillet et août. Cela signifie que plus il fait chaud et plus le déficit de température à Montreux s'étend vers le Valais central. De même, la différence de température entre Sion et Montana durant les mêmes journées est d'environ 8°C en avril et mai, 7°C en juin, 6°C en juillet et 5°C en août. On peut conclure ici que plus il fait chaud et plus la couche non adiabatique dite « stable » (inversion, isothermie) au centre de la vallée principale, probablement vers 1000-1500m d'altitude, est marquée. Ch.-P. Peguy (France, 1969) a trouvé un phénomène semblable vers Nice. Le gradient de température sur les côtes montagneuses de Nice varie en fonction de la température à Nice. La relation est quasi linéaire. S'il fait 30 °C le gradient de température est égal à 0, s'il fait 0°C, le gradient est égal à 1°C/100m. Autrement dit, plus il fait chaud et moins il faut voler près de la large vallée si l'on veut rester en l'air !





Figure 7

Finalement, la zone hachurée verticale montre l'étendue de la couche convective alpine qui est souvent suffisamment épaisse (plafond de plus de 30000 m) pour permettre des vols de distance. Pour la chaîne de l'Adret (chaîne bernoise) la limite sud est définie par le cirque d'Ovronnaz et les plateaux d'Aven, de Savièse, d'Anzère et de Montana. Pour l'Ubac (Alpes valaisannes), la limite nord me semble, d'après mon expérience, plus en profondeur dans les plus longues vallées latérales. Par exemple, l'entrée du val d'Hérens (Nax, Vernamiège) peut vous obliger à la vache, si vous êtes trop bas (<2000m) durant une chaude journée. Une bonne voie de vol dans les Alpes valaisanne (Ubac), en dehors de l'influence de la large vallée principale, est la suivante : les Ruinettes, barrage de Cleuson, Pic d'Artzinol, Sasseneire, St-Luc mais il faut attendre le début de l'après midi pour que les faces ouest soient bien ensoleillées (voir ligne brisée dans la figure 7).

Une dernière question à se poser est celle de la structure thermique et mécanique des ascendances alpines. Est-elle la même que celle des pays plats ? Le manuel de prévision vol à voile de l'Organisation Mondiale de Météorologie décrit le thermique alpin comme plus fort, plus régulier (colonne plutôt que bulle), plus étroit, commence plus tôt et finit plus tard que le thermique de plaine. Je rajouterai qu'il s'étend évidemment plus haut puisque la couche convective s'étend souvent à plus de 3000 m d'altitude et qu'il a tendance à être plus turbulent, surtout s'il y a du vent. A mon avis, pour nous autres parapentistes, le vent ne devrait pas dépasser 10 nœuds (18 Km/h) à 700 hPa, surtout s'il est traversant par rapport à la vallée principale (nord ou sud) si l'on veut effectuer un vol de distance avec une certaine sécurité et sérénité. Mais je pense aussi que les ascendances alpines surviennent souvent aux mêmes endroits, ceux qui sont particulièrement propices à leur développement. Les habitués du coin les appellent souvent les pompes à coullon.

Jochen Von Kalckreuth, dans son célèbre livre « Segeln über den Alpen » décrit sa représentation des ascendances alpines. Malgré tout mon respect pour ce grand pilote autrichien de vol à voile, il m'est impossible d'accorder ses concepts, qui me paraissent donc fantaisistes bien qu'attrayants à première vue, aux résultats des mesures faites dans les Alpes (par Neiniger par exemple). La figure 8 est tirée de son livre. On y constate que (1) le gradient de température de l'atmosphère libre dans la vallée est de 0,75°C par 100 m. Il n'y a donc pas de couche convective adiabatique. (2) La différence de température entre l'air du thermique et l'air ambiant est d'environ 6°C à l'altitude des crêtes !!! parce que J. Von Kalckreuth pense que la pente donne assez de chaleur au thermique tout le long de

son parcours. (3) On ne fait pas une différence claire entre le vent anabatique (vent de pente à ne pas confondre avec adiabatique) et le thermique lui-même.

D'après mes recherches bibliographiques et mon expérience de vol (probablement le pilote de parapente est plus proche de la montagne que ne l'est le pilote de planeur) il faut d'abord distinguer premièrement le vent anabatique, très modéré, qui

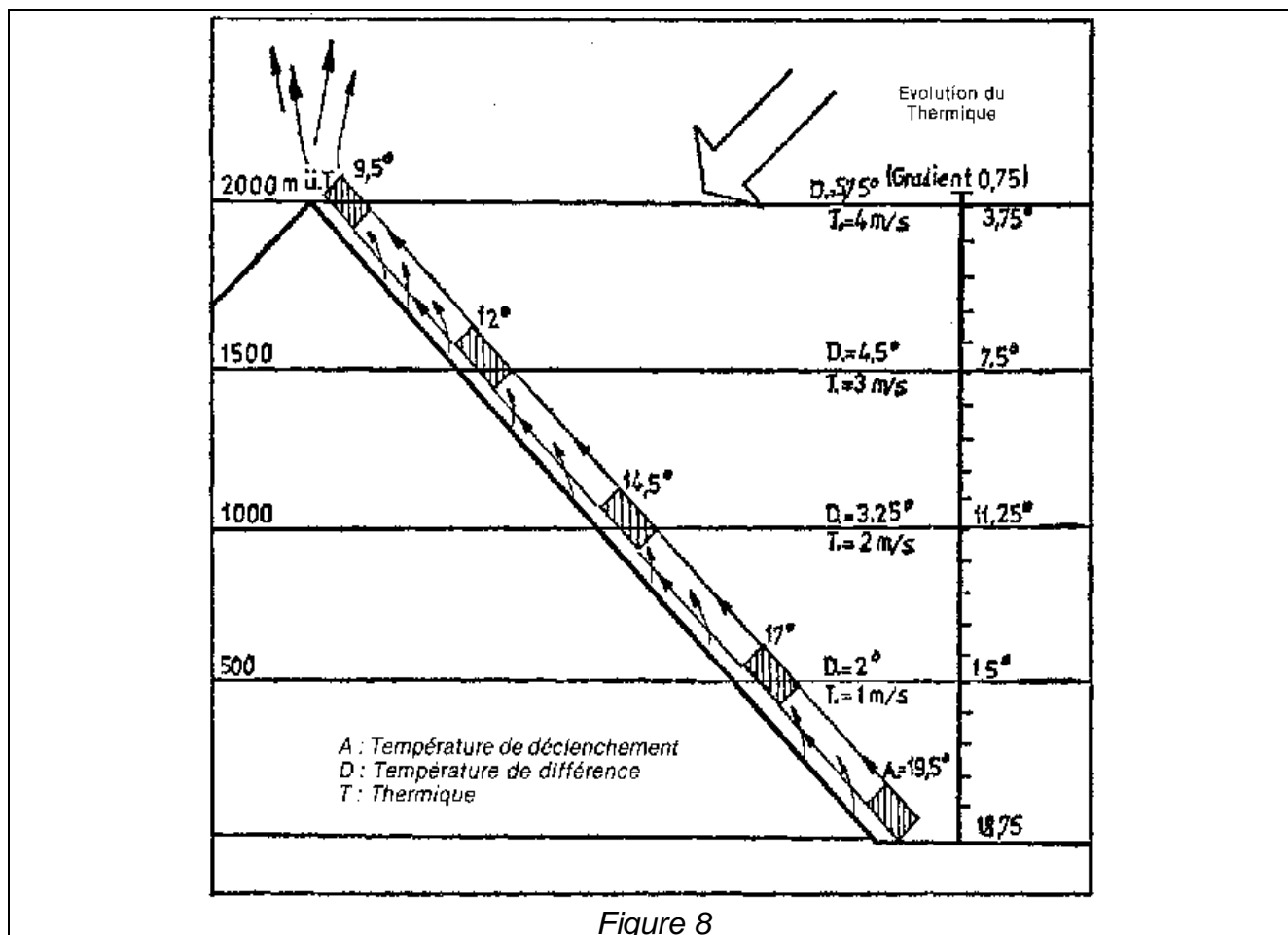


Figure 8

« lèche » étroitement et presque entièrement toute pente ensoleillée et qui nous permet de décoller vent de face et deuxièmement l'ascendance thermique proprement dite, plus forte et qui se détache assez rapidement de la pente pour s'élever très haut jusqu'au top de la couche convective. Voir figure 9. Pour les vols de distances, ces dernières ascensions, qui prennent naissance sur des surfaces particulièrement favorables à l'échauffement solaire, sont le plus probablement utilisables que les vents anabatiques. D'autre part, je crois qu'il n'y a aucun doute

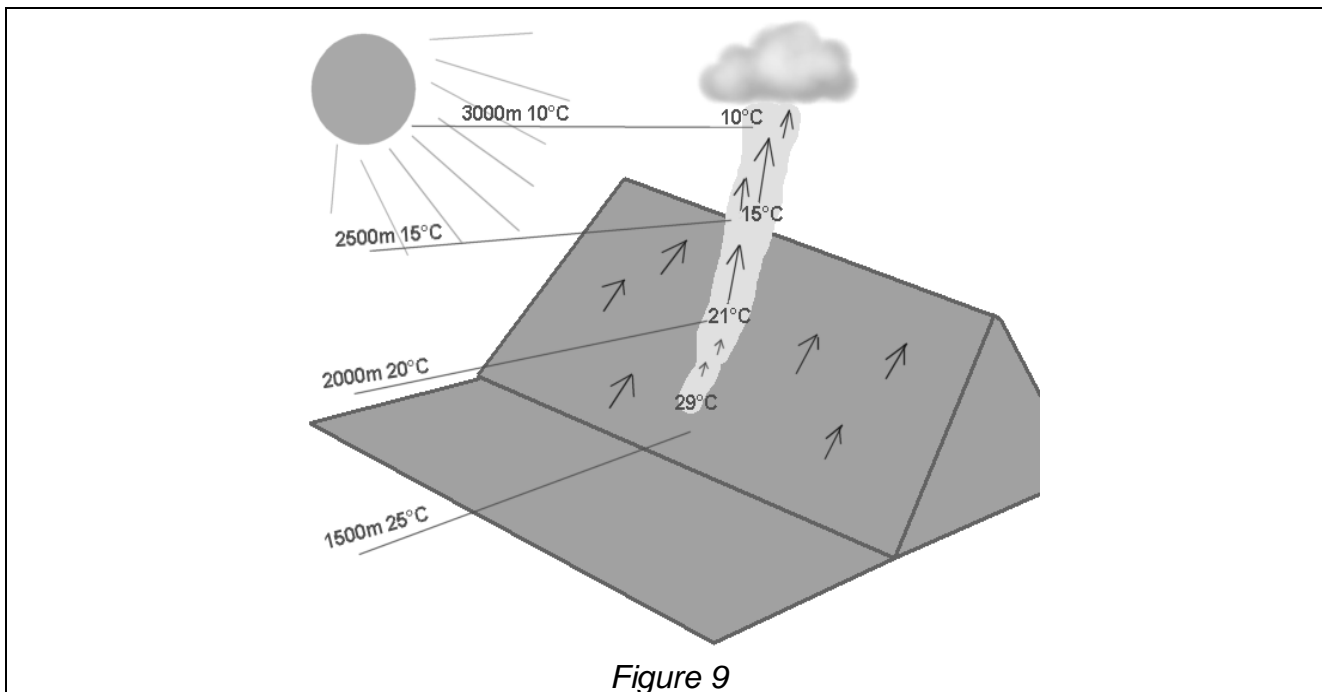


Figure 9

qu'une couche convective adiabatique se développe rapidement dans l'atmosphère libre de la vallée lors de journée ensoleillée. Quant aux différences de températures entre l'ascendance et l'air ambiant, il me paraît très déraisonnables de penser qu'elles très différentes que celles des thermiques du Plateau. L'air du thermique est très certainement très chaud au bas et près de la pente où le mouvement d'air est encore très faible mais dès que le courant d'air ascendant s'accélère et s'éloigne de la pente, l'air de l'ascendance doit se refroidir très vite pour rejoindre les températures de l'air ambiant. Voir figure 9. Il est par contre possible que les « pompes à couillons » aient pour origine un ensemble de surfaces surchauffées, les unes au-dessus ou à côté des autres, qui rassemblent leur énergie pour rendre l'ascendance particulièrement bien développée. Tout ceci reste évidemment à vérifier. Je ne connais malheureusement pas d'expérience météorologique qui étudie ce domaine. A faire peut-être un jour. Voilà c'est enfin terminé !