

Le but de ce document est de montrer comment interpréter rapidement un profil aérologique, appelé aussi sondage. Ce graphique permet, en un coup d'oeil et de façon presque complète, d'évaluer les conditions de soaring thermique et aussi la nébulosité du ciel en un lieu et moment donnés. C'est donc un outil précieux.

h



Le profil aérologique

Jean Oberson – soaringmeteo.ch - © 2013.



T Td

Bien se représenter l'humidité de l'air est très important pour comprendre et utiliser un profil aérologique. Un petit rappel très simple et pratique de cette notion est nécessaire.



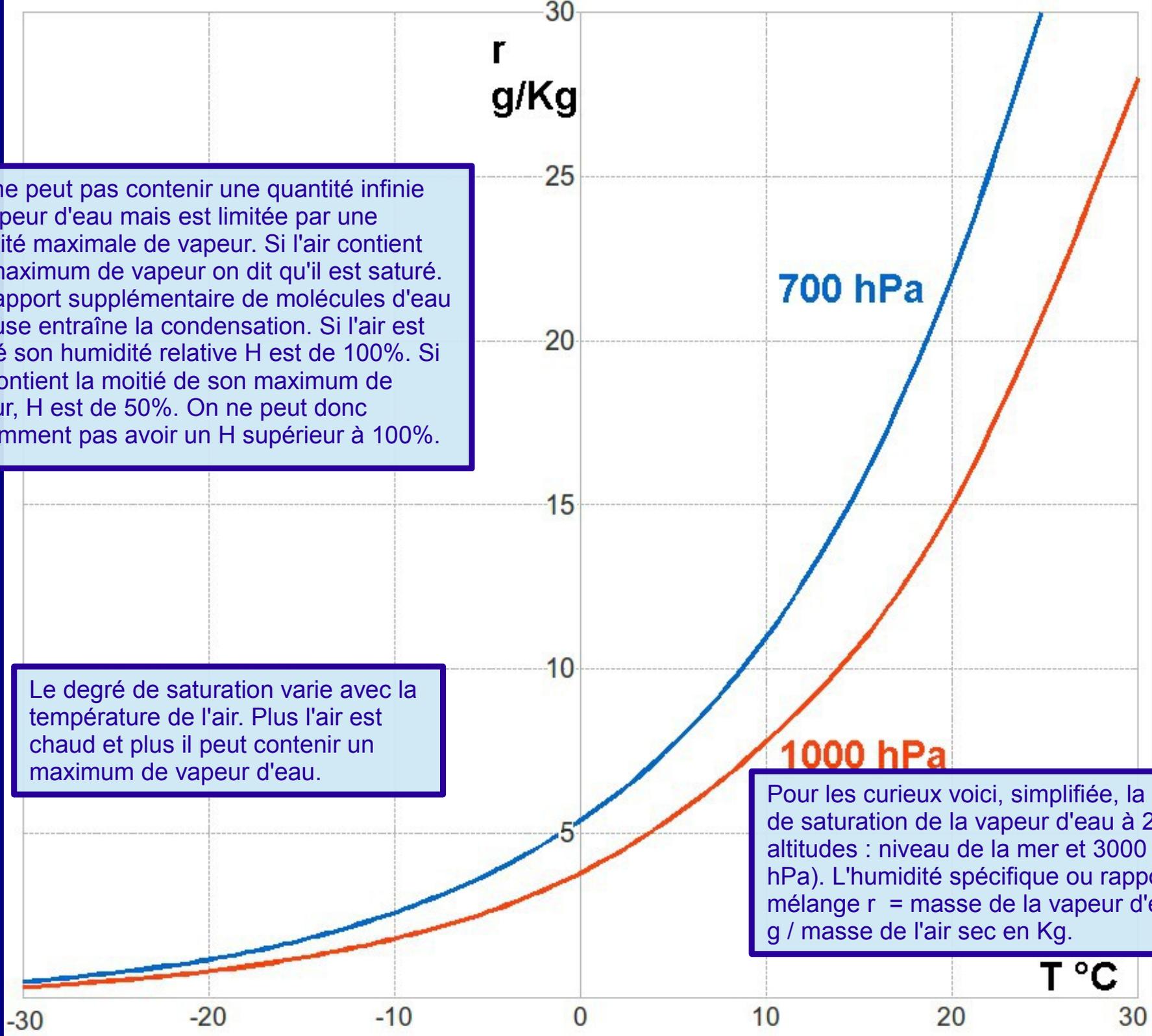
L'eau se présente dans la nature en 3 états : solide (glace et neige), liquide (eau) et gaz (vapeur). Il y a évaporation quand l'eau liquide se transforme en vapeur et condensation si la vapeur se transforme en eau liquide. Sur terre la glace est présente dans les glaciers et les névés et l'eau liquide dans les rivières, les lacs et les mers. Mais dans l'atmosphère, la glace et l'eau liquide se présentent sous forme de poussières visibles en suspension en tant que nuages ou brouillards ou sous forme de précipitations (pluie, neige, grêle). Quant à la vapeur d'eau atmosphérique il y en a toujours une certaine quantité, variable en fonction du lieu et de la situation météo, même en plein Sahara.



L'humidité de l'air est la quantité de vapeur d'eau dans cet air. La vapeur d'eau est invisible contrairement à l'eau liquide ou la glace. Elle ne doit pas être confondue avec le nuage, le brouillard ou le voile blanchâtre d'un hammam qui sont un ensemble de nombreuses poussières d'eau liquide en suspension dans l'air.

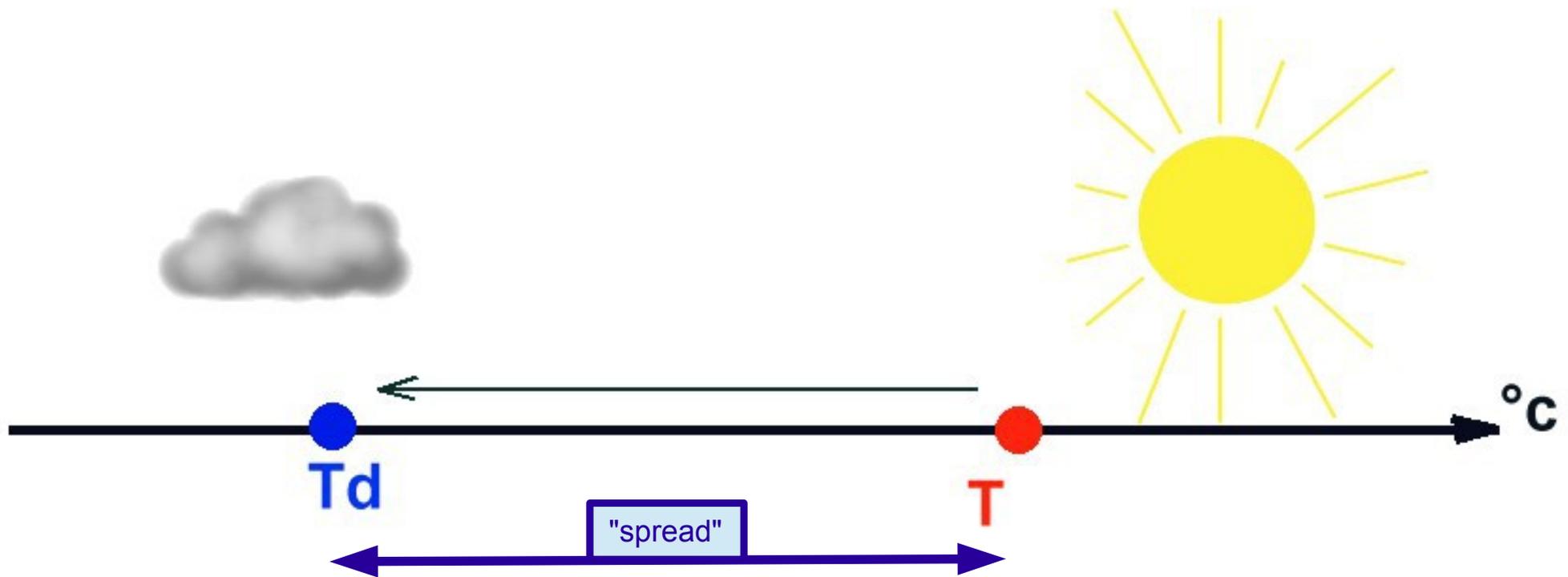
L'air ne peut pas contenir une quantité infinie de vapeur d'eau mais est limitée par une quantité maximale de vapeur. Si l'air contient son maximum de vapeur on dit qu'il est saturé. Tout apport supplémentaire de molécules d'eau gazeuse entraîne la condensation. Si l'air est saturé son humidité relative H est de 100%. Si l'air contient la moitié de son maximum de vapeur, H est de 50%. On ne peut donc évidemment pas avoir un H supérieur à 100%.

Le degré de saturation varie avec la température de l'air. Plus l'air est chaud et plus il peut contenir un maximum de vapeur d'eau.



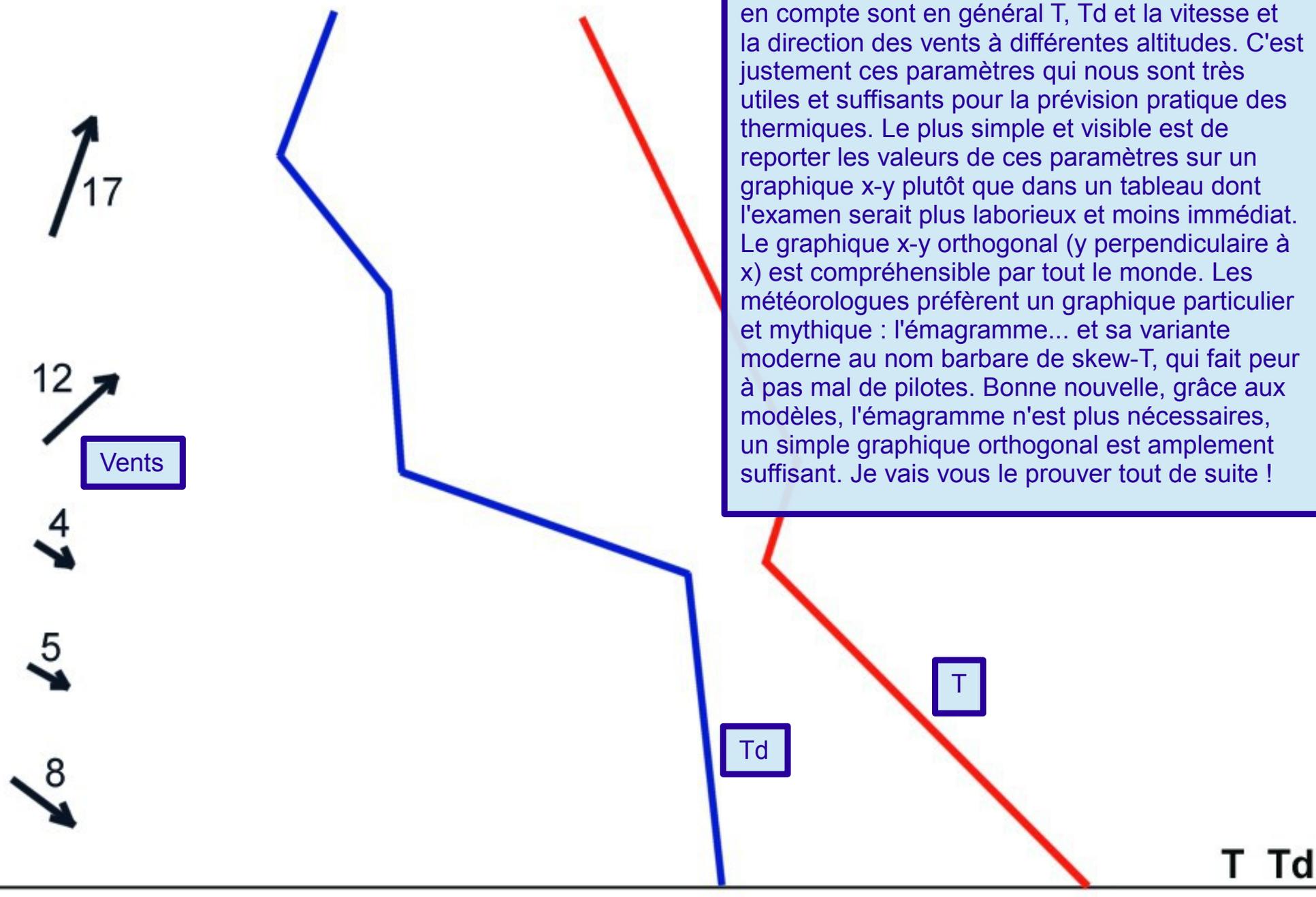
Pour les curieux voici, simplifiée, la courbe de saturation de la vapeur d'eau à 2 altitudes : niveau de la mer et 3000 m (700 hPa). L'humidité spécifique ou rapport de mélange $r = \text{masse de la vapeur d'eau en g} / \text{masse de l'air sec en Kg}$.

Pour le profil aérologique on n'utilise pas l'humidité relative H mais un autre moyen de mesure de l'humidité de l'air : la température de point de rosée T_d . T_d est la température à laquelle il faut abaisser une parcelle d'air pour qu'elle soit saturée de vapeur et donc qu'il y ait condensation. En pratique la distance (différence) entre la température de l'air de départ T et T_d , appelée le "spread", donne une bonne idée de l'humidité de l'air. Un "spread" de 0°C indique de l'air saturé, très humide avec $H = 100\%$. Un "spread" de $5-8^\circ\text{C}$ indique de l'air moyennement humide ($H =$ environ 50%), tandis qu'un "spread" supérieur à $12-15^\circ\text{C}$ indique de l'air très sec. T_d ne peut jamais être supérieur à T car si $T_d = T$ l'humidité est déjà maximale (saturation).

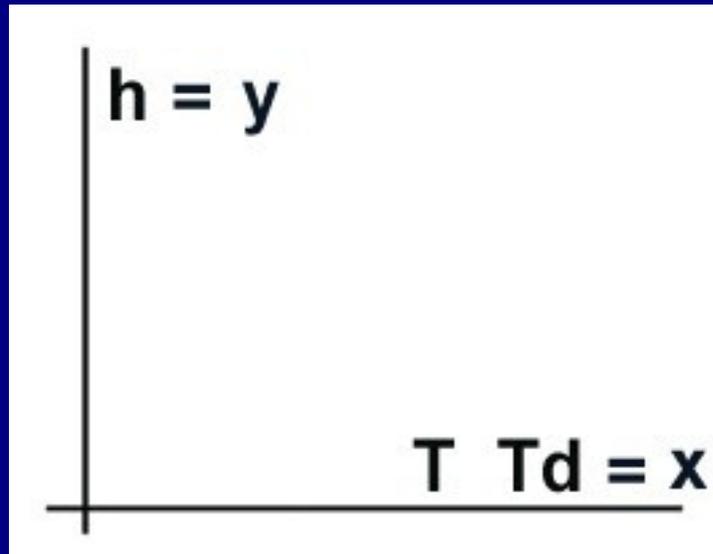


Exemple concret : soit une parcelle d'air avec une température de 25°C . On l'a refroidit. En atteignant 13°C , on note des phénomènes de condensation (buée par exemple). Cette parcelle d'air présente donc une $T = 25^\circ\text{C}$, une $T_d = 13^\circ\text{C}$ et $\text{spread} = 25 - 13 = 12^\circ\text{C}$.

h



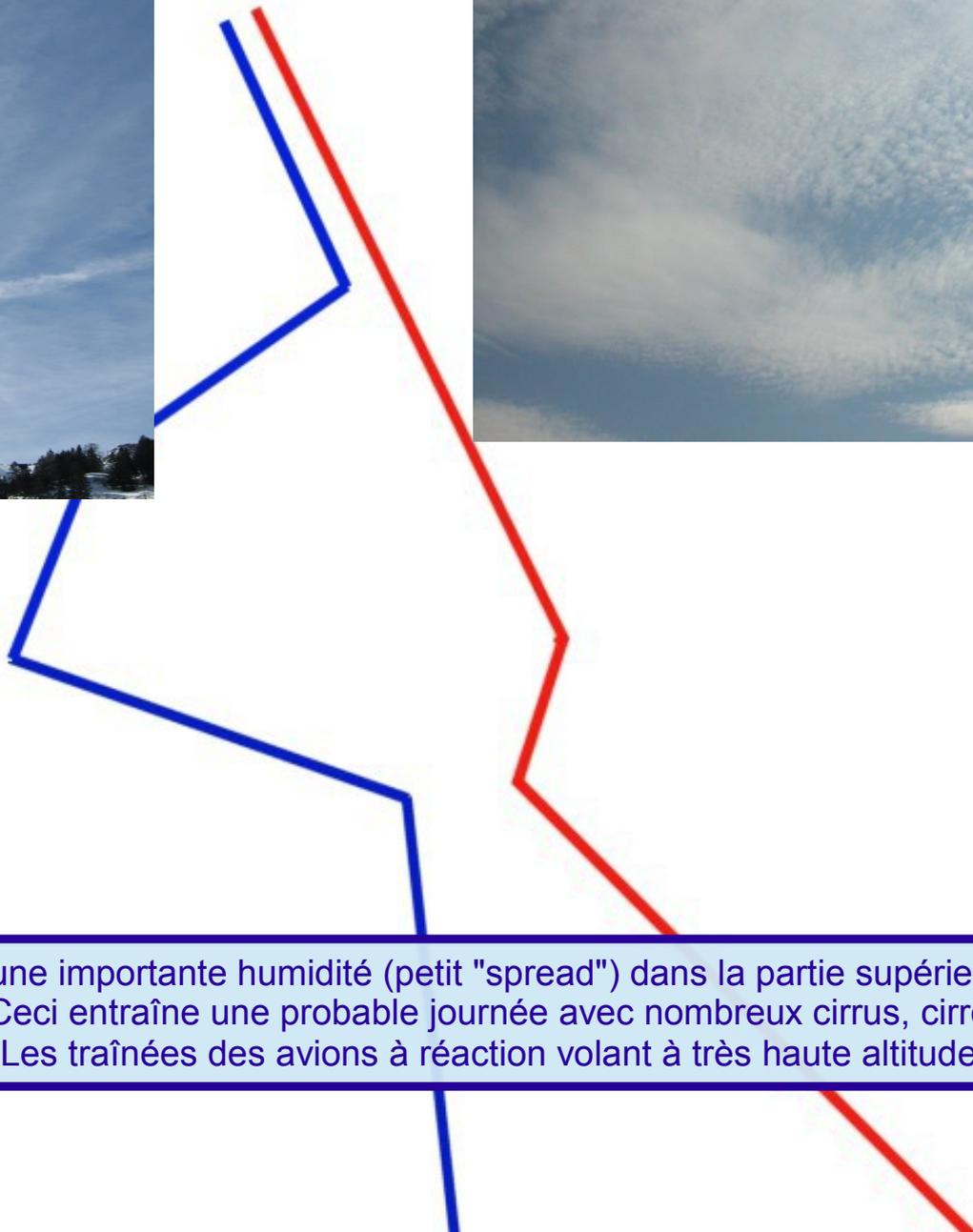
En y, on peut lire l'altitude. Il est naturel de mesurer l'altitude en unité de longueur comme le mètre mais habituez-vous aussi à vous représenter l'altitude en unité de pression, l'hectopascal hPa (1000 hPa = 1000 millibars). Vous verrez que ça vous sera utile. La pression atmosphérique diminue avec l'altitude et par chance de façon presque linéaire entre 0 et 5000 m. Mémorisez par conséquent ce petit tableau. La valeur exacte de l'altitude des couches de pression varie sans cesse en fonction de l'heure de la journée, des conditions météo et de la saison.



hPa	m
1000	0
900	1000
850	1500
800	2000
750	2500
700	3000
600	4300
500	5500

En x on peut lire la température en °C. Voilà pourquoi on utilise plutôt Td que H pour représenter l'humidité. Avec Td les courbes de température et d'humidité on a la même unité sur le même axe x.

h



Premier exemple: Il y a une importante humidité (petit "spread") dans la partie supérieure de la troposphère et de l'air sec plus bas. Ceci entraîne une probable journée avec nombreux cirrus, cirrocumulus et cirrostratus (voile d'altitude). Les traînées des avions à réaction volant à très haute altitude persistent.

T Td

h



Deuxième exemple: Il y a une importante humidité dans la partie moyenne de la troposphère et de l'air sec plus bas. On observera probablement une journée avec de nombreux altocumulus et altostratus.

T Td

Troisième exemple: Voici des courbes idéales pour les vols de soaring thermique avec un resserrement verticalement peu étendu du "spread" (2-3 °C) à 1500 m environ au-dessus du sol. De jolis cumulus pas trop gros se formeront au sommet des thermiques. Au-dessus le "spread" doit être le plus large possible pour éviter une nébulosité parasite masquant le soleil.

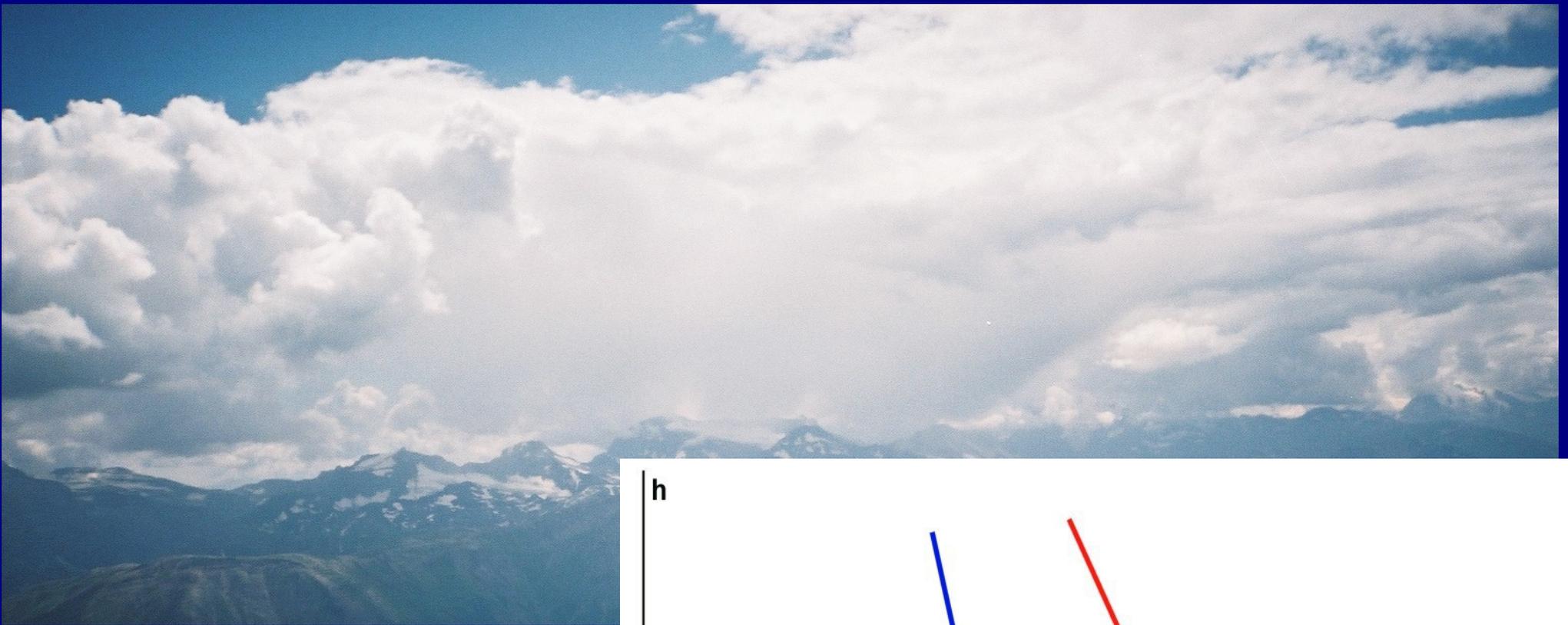
h

> 12°C

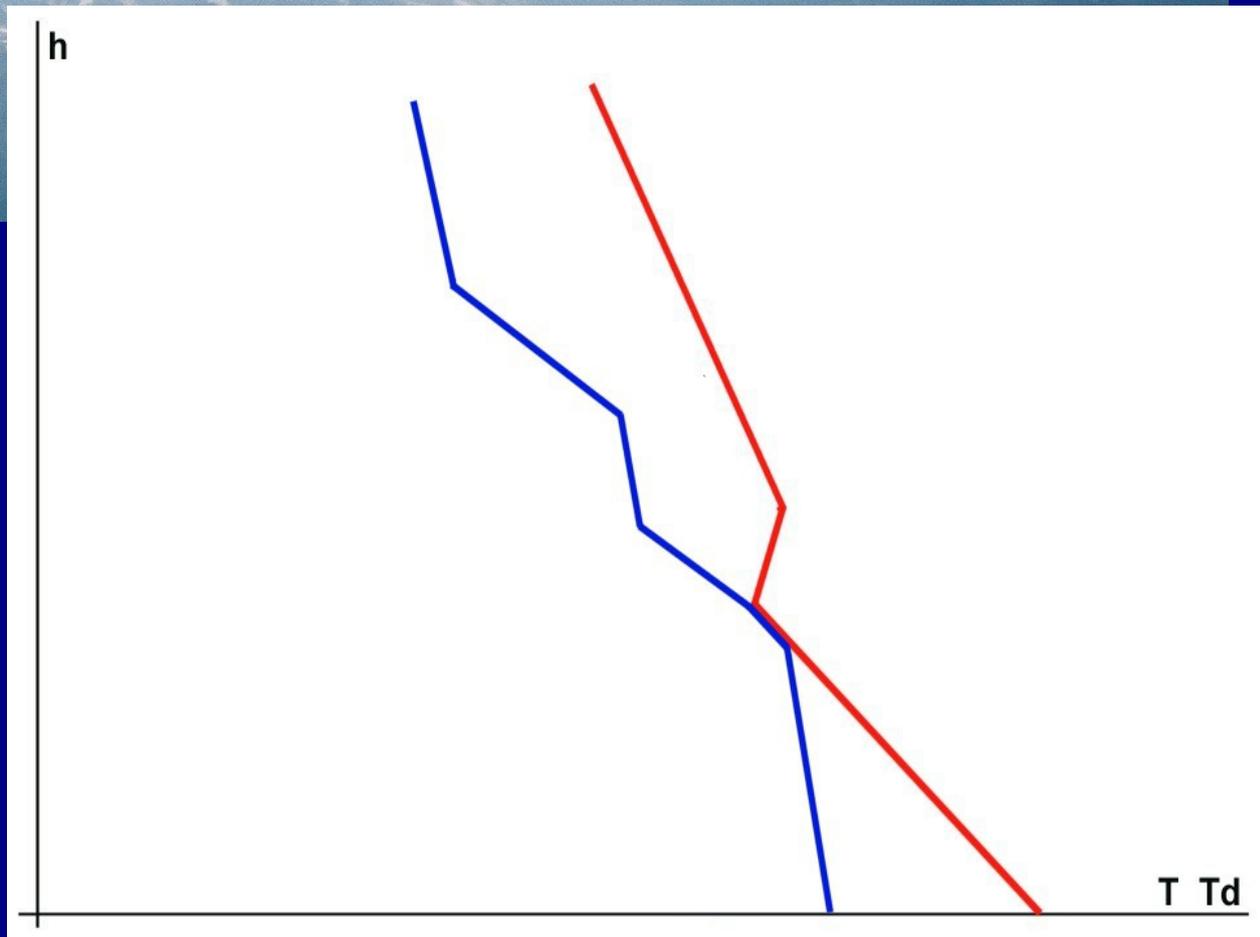
2-3°C

T Td

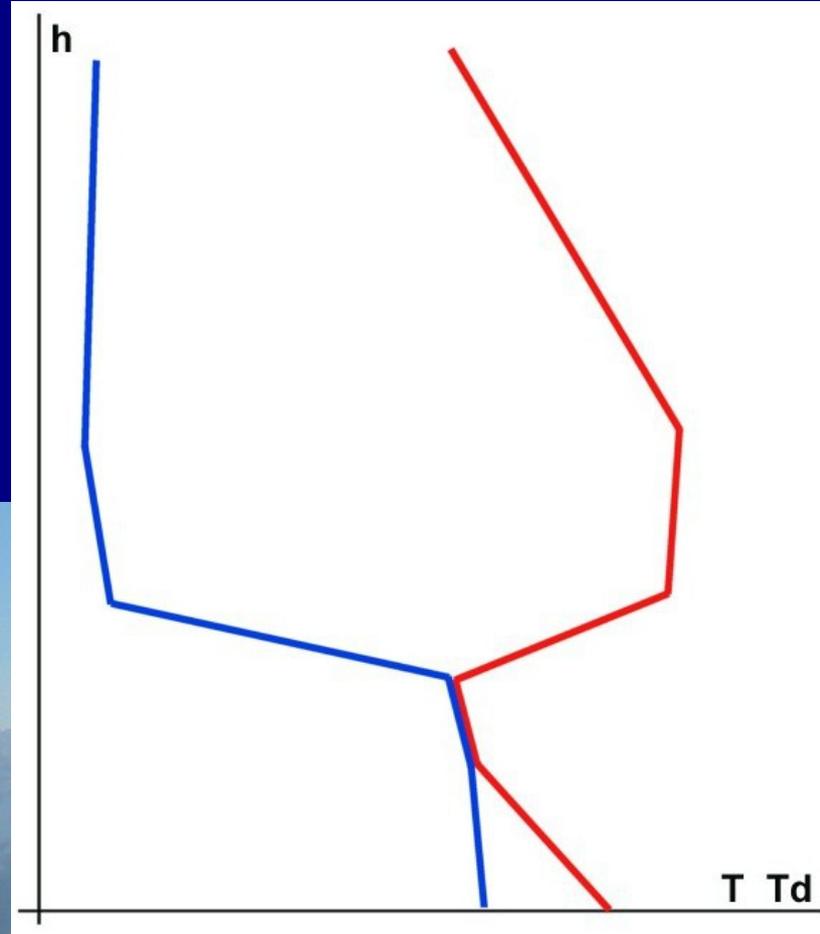




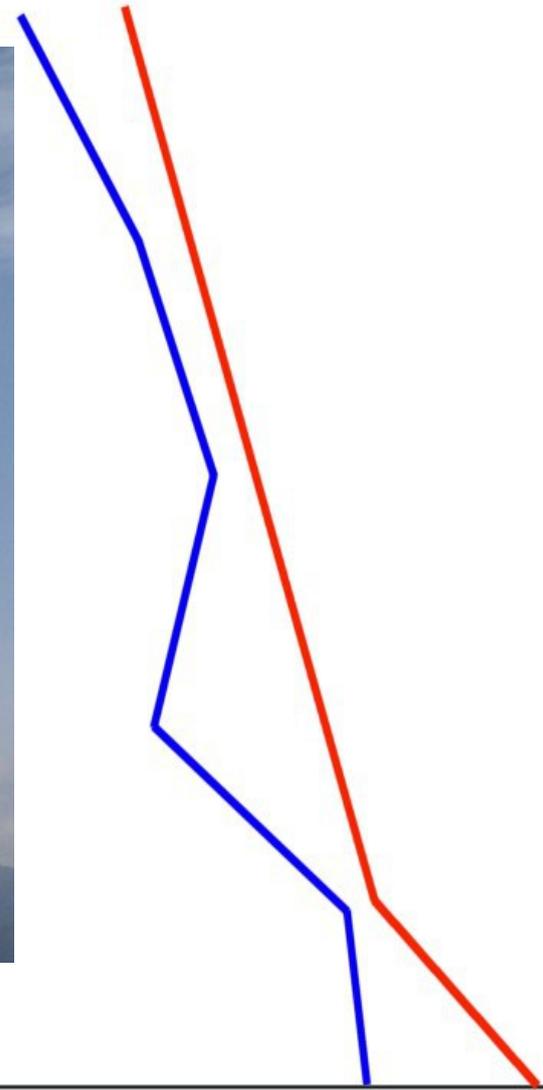
Quatrième exemple: Un "spread" nul à quelques centaines de mètres au-dessus du sol entraîne un surdéveloppement horizontal de cumulus et stratocumulus ...



Une variante particulière est souvent rencontrée en fin d'automne et en hiver. Il s'agit du stratus de plaine durant une situation d'anticyclone. Les basses couches (CC) sont froides et humides. En dessus l'air est chaud et sec en raison d'un affaissement global (subsidence) de la masse d'air causé par l'anticyclone. L'inversion au-dessus des nuages est donc énorme.

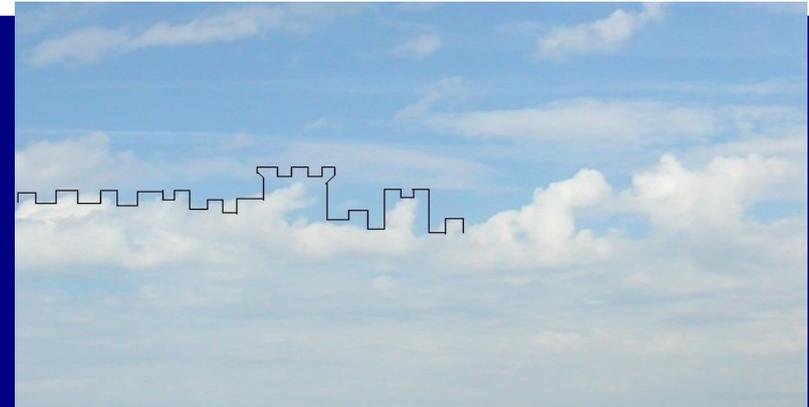


h

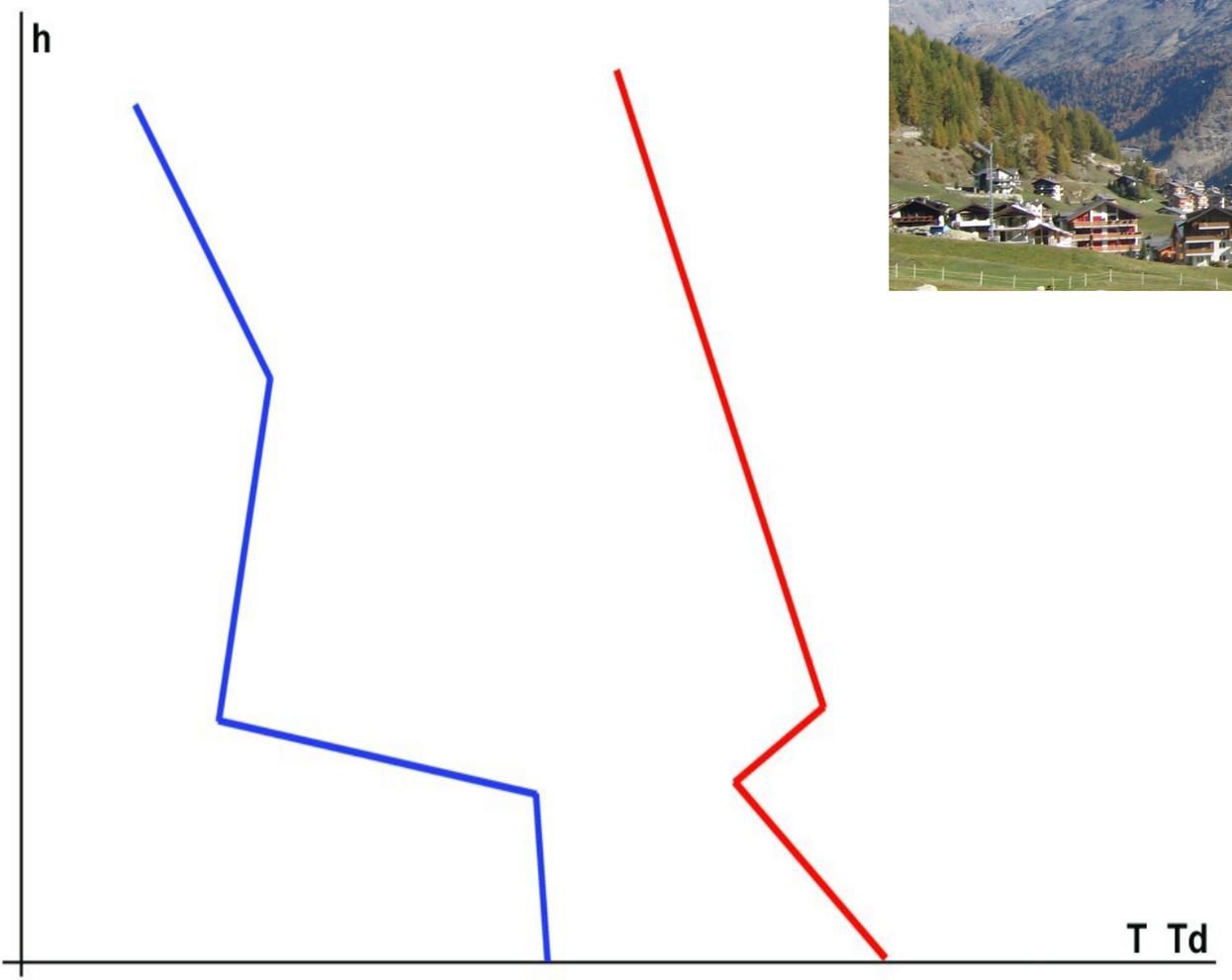


T Td

Cinquième exemple: Une atmosphère globalement humide lors de journée chaude d'été conduit souvent à des surdéveloppements verticaux de gros cumulus et à des orages. Le matin on peut reconnaître souvent des altocumulus ou stratocumulus castellanus en forme de château avec ses murailles et ses tours.



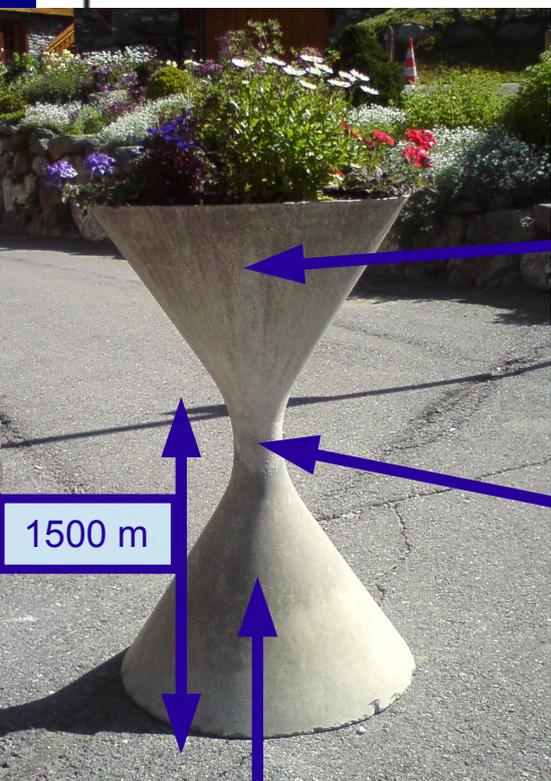
Sixième exemple: Une atmosphère globalement sèche conduit à une journée très ensoleillée, sans nuage, et à des thermiques bleus.



Il existe bien sûr une infinité de variations possibles de configuration de ces 2 courbes et de la nébulosité troposphérique.

Reprenons maintenant l'exemple de nos courbes idéales. Le resserrement du "spread" qui entraîne la formation de cumulus fait que les contours des deux courbes dessinent un vase à col étroit. Ici, en raison de l'orthogonalité du graphique le vase est incliné sur la gauche. Mais il y a quelques autres caractéristiques à observer...

h



... La partie supérieure triangulaire du vase avec son sommet vers le bas doit être la plus évasée possible, ce qui correspond à un "spread" de plus de 12-15°C, pour avoir une nébulosité la plus réduite possible dans la haute troposphère ...

... Au niveau du col le "spread" doit se situer aux alentours de 2-3 °C. S'il est plus petit et surtout s'il est nul (autrement dit si les deux courbes se touchent au niveau du col), il y a un risque de surdéveloppement horizontal de cumulus voire de stratocumulus. S'il est plus grand le risque de thermiques bleus augmente.

> 12°C

2-3°C

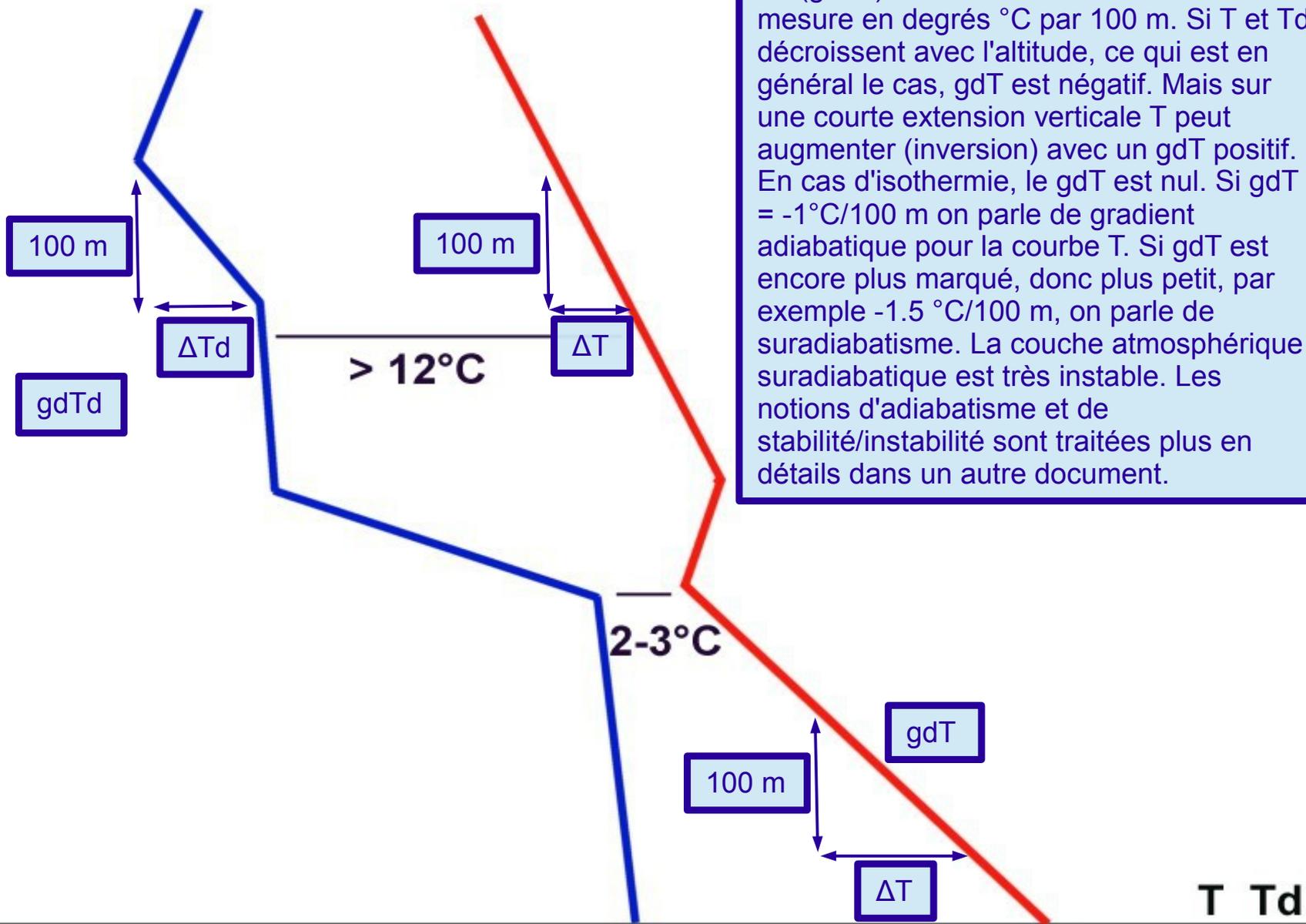
1500 m

... La partie triangulaire inférieure, dont le sommet est dirigé vers le haut, représente la couche convective CC où se produisent les thermiques. Elle ne doit pas être trop petite. Sa hauteur, qui correspond à celle de la CC, devrait idéalement être d'environ 1500 m. Plus la CC est épaisse, plus les plafonds des thermiques sont hauts et plus les vitesses ascendantes de ceux-ci sont grandes. Cette notion de CC est si importante qu'elle est traitée à part dans un gros document sur soaringmeteo.ch.

T Td

Examinons de plus près, l'une après l'autre, les courbes de T, Td et les vents :

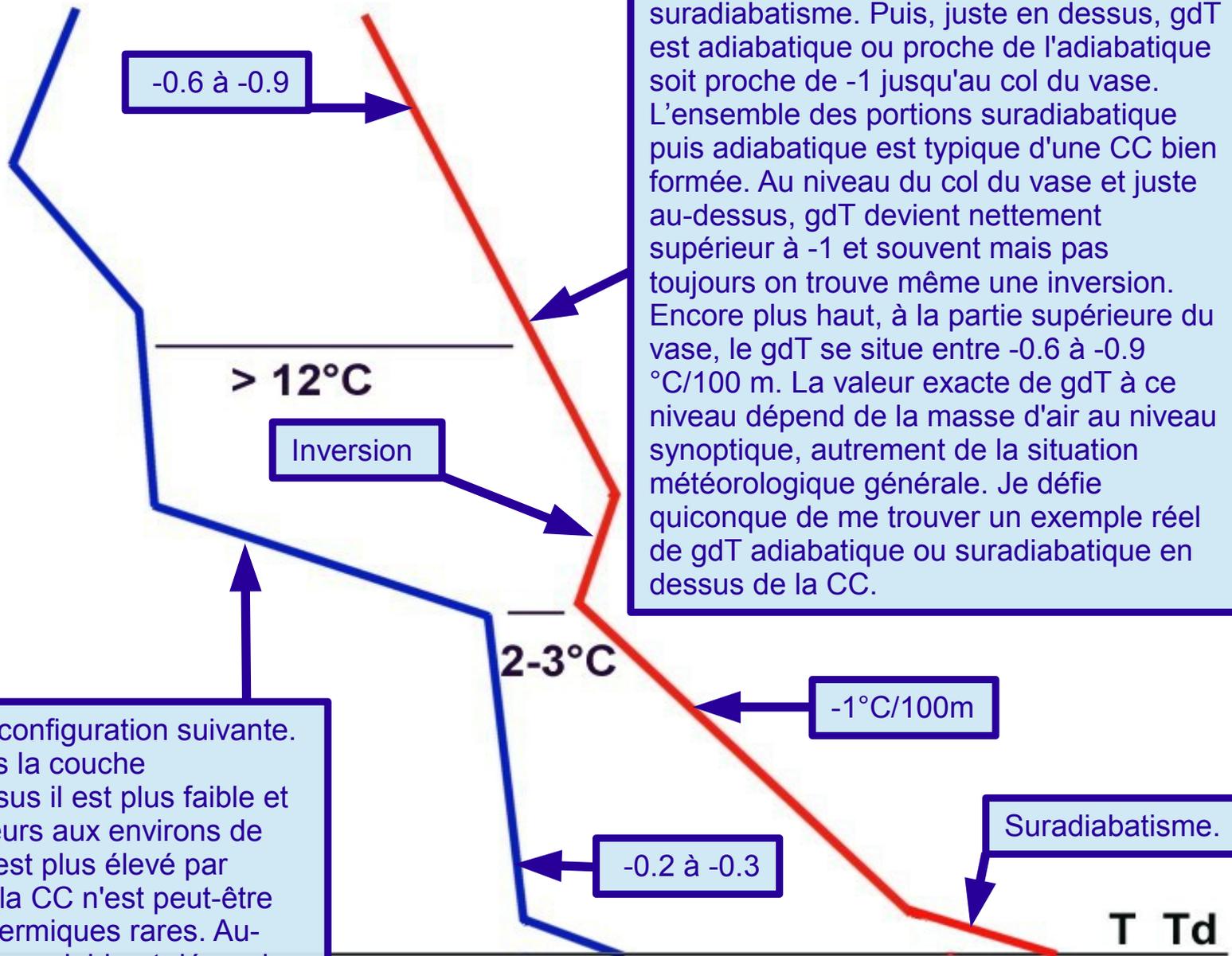
h



Pour les courbes T et Td, on a besoin de la notion de gradient de température gdT . C'est le taux de variation de T (gdT) ou de Td (gdT_d) avec l'altitude. En météo on le mesure en degrés $^\circ\text{C}$ par 100 m . Si T et Td décroissent avec l'altitude, ce qui est en général le cas, gdT est négatif. Mais sur une courte extension verticale T peut augmenter (inversion) avec un gdT positif. En cas d'isothermie, le gdT est nul. Si $gdT = -1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ on parle de gradient adiabatique pour la courbe T. Si gdT est encore plus marqué, donc plus petit, par exemple $-1.5^\circ\text{C}/100\text{ m}$, on parle de suradiabatisme. La couche atmosphérique suradiabatique est très instable. Les notions d'adiabatisme et de stabilité/instabilité sont traitées plus en détails dans un autre document.

T Td

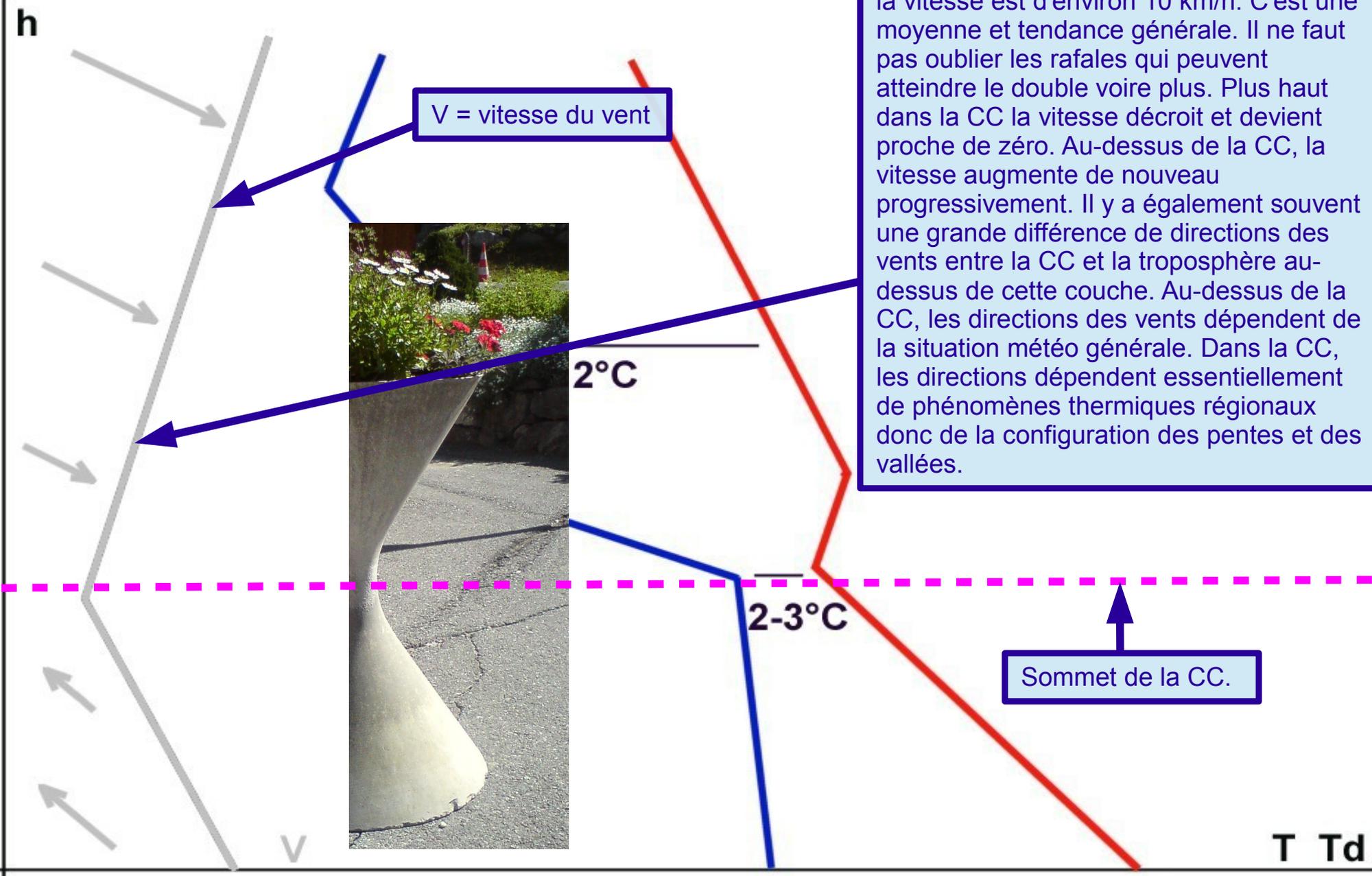
h



La courbe de T présente tout en bas, près du sol, un gdT suradiabatique. Ceci est dû au surchauffement des basses couches par la surface terrestre ensoleillée. C'est à ce seul niveau qu'on rencontre le suradiabatisation. Puis, juste en dessus, gdT est adiabatique ou proche de l'adiabatique soit proche de -1 jusqu'au col du vase. L'ensemble des portions suradiabatique puis adiabatique est typique d'une CC bien formée. Au niveau du col du vase et juste au-dessus, gdT devient nettement supérieur à -1 et souvent mais pas toujours on trouve même une inversion. Encore plus haut, à la partie supérieure du vase, le gdT se situe entre -0.6 à -0.9 °C/100 m. La valeur exacte de gdT à ce niveau dépend de la masse d'air au niveau synoptique, autrement de la situation météorologique générale. Je défie quiconque de me trouver un exemple réel de gdT adiabatique ou suradiabatique en dessus de la CC.

Pour la courbe de Td on a la configuration suivante. On observe un fort gdTd dans la couche suradiabatique. Juste en dessus il est plus faible et surtout régulier avec des valeurs aux environs de -0.2 à -0.3°C/100m. Si gdTd est plus élevé par exemple -0.5 ou/et irrégulier, la CC n'est peut-être pas très bien formée et les thermiques rares. Au-dessus de la CC gdTd est très variable et dépend de la masse d'air au niveau synoptique.

L'Examen de la configuration des vents est évidemment aussi très important. Dans le cas idéal, on observe un demi-vase. Au sol la vitesse est d'environ 10 km/h. C'est une moyenne et tendance générale. Il ne faut pas oublier les rafales qui peuvent atteindre le double voire plus. Plus haut dans la CC la vitesse décroît et devient proche de zéro. Au-dessus de la CC, la vitesse augmente de nouveau progressivement. Il y a également souvent une grande différence de directions des vents entre la CC et la troposphère au-dessus de cette couche. Au-dessus de la CC, les directions des vents dépendent de la situation météo générale. Dans la CC, les directions dépendent essentiellement de phénomènes thermiques régionaux donc de la configuration des pentes et des vallées.



h

V = vitesse du vent

2°C

2-3°C

Sommet de la CC.

T Td

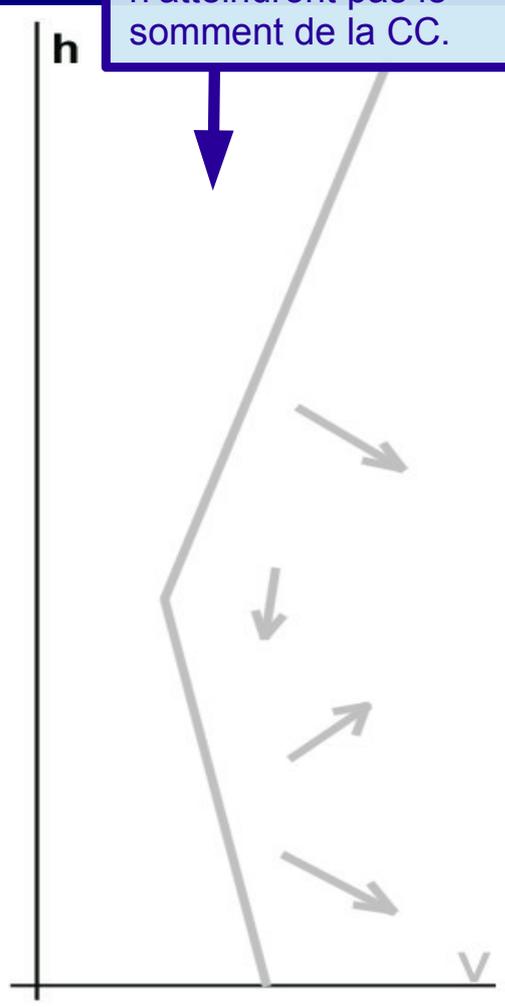
Voici des exemples de vents régionaux, rencontrés dans la CC au centre des Alpes, et prévus typiquement par soarWRF par temps ensoleillé et par vents synoptiques faibles :



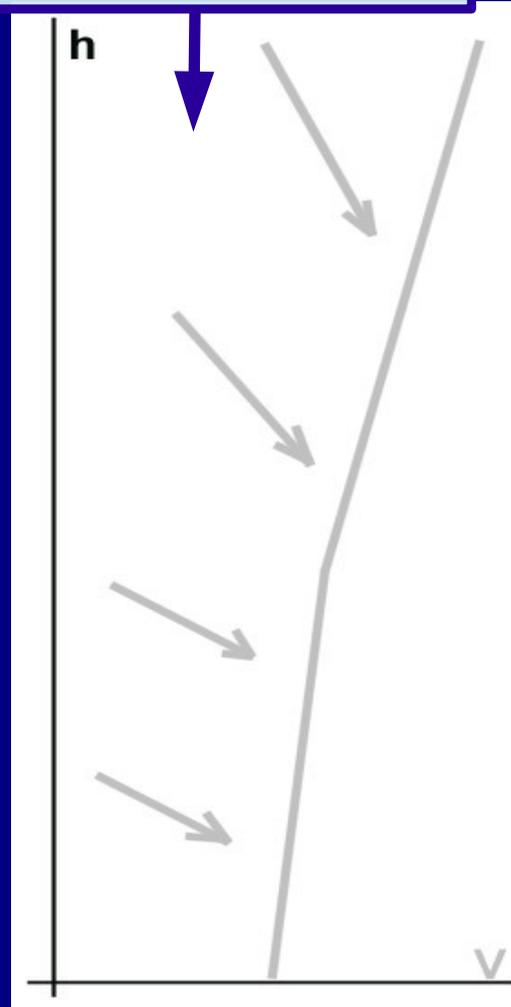
Lorsqu'on parle de vents ou de conditions aérologiques régionaux cela signifie que localement, à l'échelle de l'observation du pilote, ceux-ci peuvent être encore différents !

Si vous volez fréquemment en montagne lors de journées ensoleillées et sans vent météo général marqué, vous avez sans doute remarqué que le vent régional est souvent plus fort au fond des vallées (par exemple lors des atterrissages) qu'en altitude. Voilà donc comment on peut interpréter le fait que sur le profil aérologique des modèles le vent est souvent plus fort en bas de la CC qu'à sa partie supérieure.

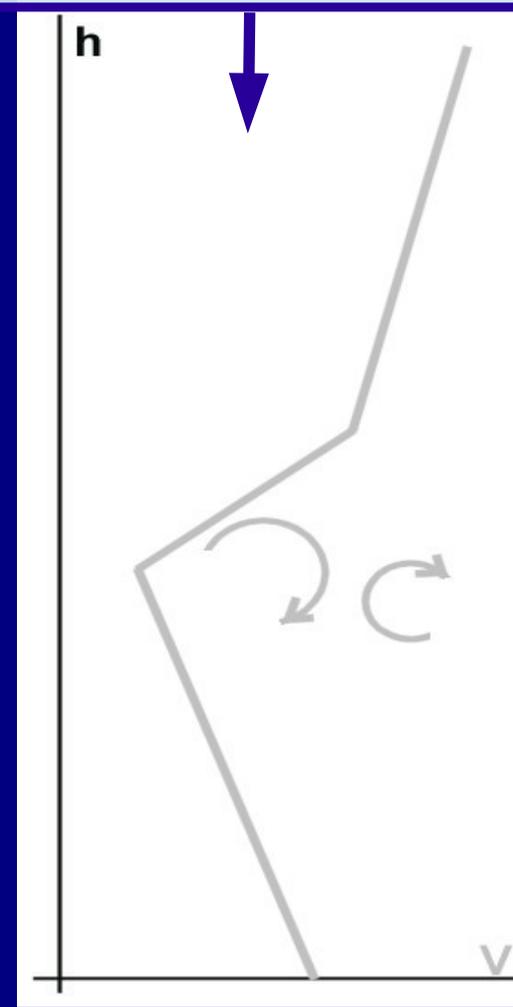
Si des changements de direction des vents sont observables dans la CC, on pourra s'attendre à y rencontrer des turbulences de cisaillements et cela signifie aussi, d'autre part, que la CC n'est pas très bien formée. Autrement dit que beaucoup de thermiques n'atteindront pas le sommet de la CC.



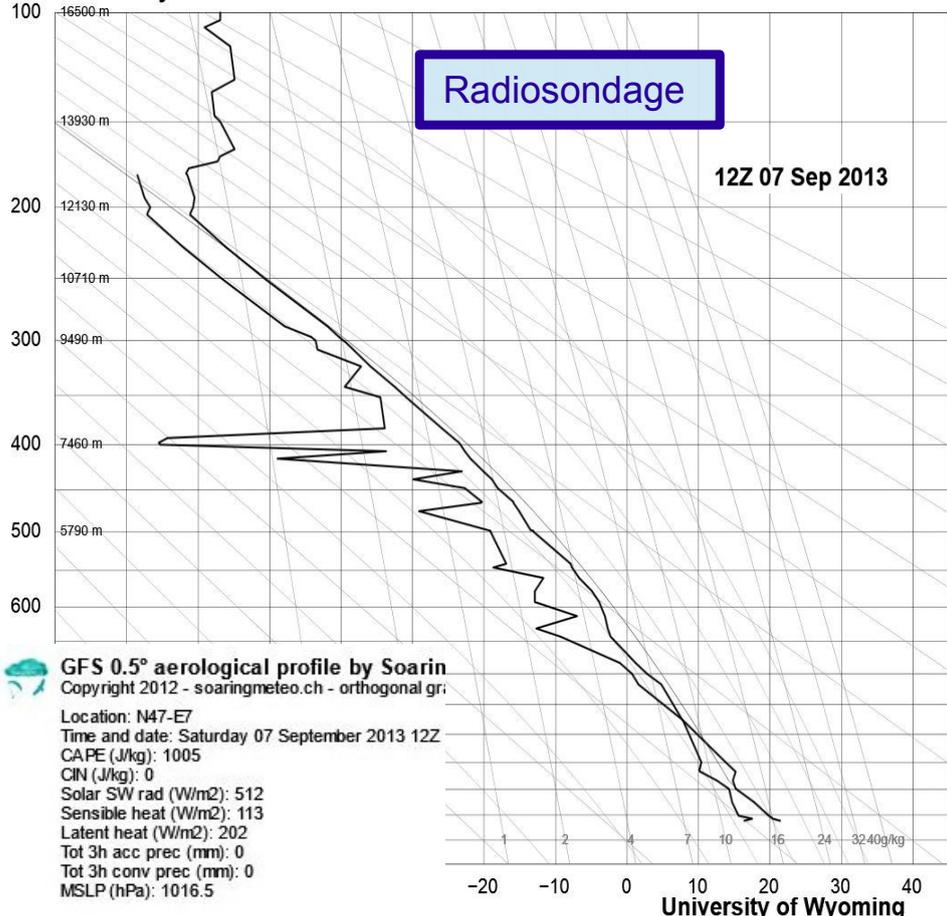
Si, dans la CC, la vitesse des vents ne diminue pas avec l'altitude ou si les directions ne sont pas habituelles pour des vents régionaux typiques du lieu, il faut s'attendre alors à des thermiques turbulents, hachés voire dangereux car le vent météo général, trop fort, prédomine dans la CC.



Si des vents forts soufflent juste au-dessus de la CC, des turbulences fortes sont à prévoir au sommet des thermiques. On peut alors observer un net déplacement de cumulus déchirés.



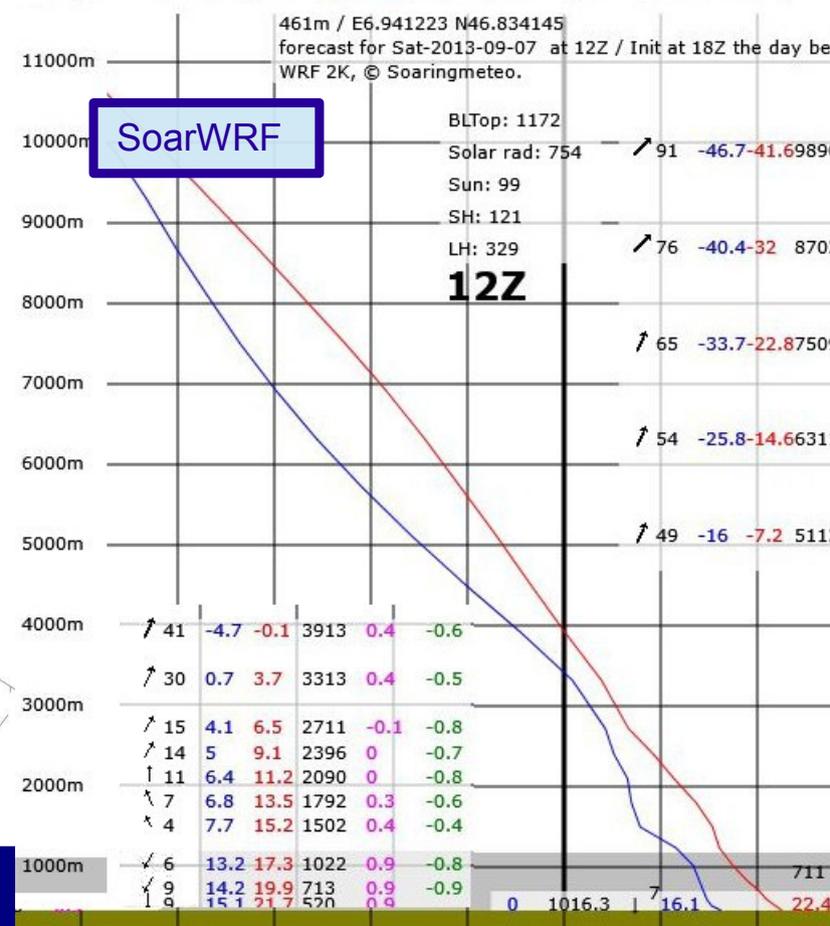
06610 LSMP Payerne



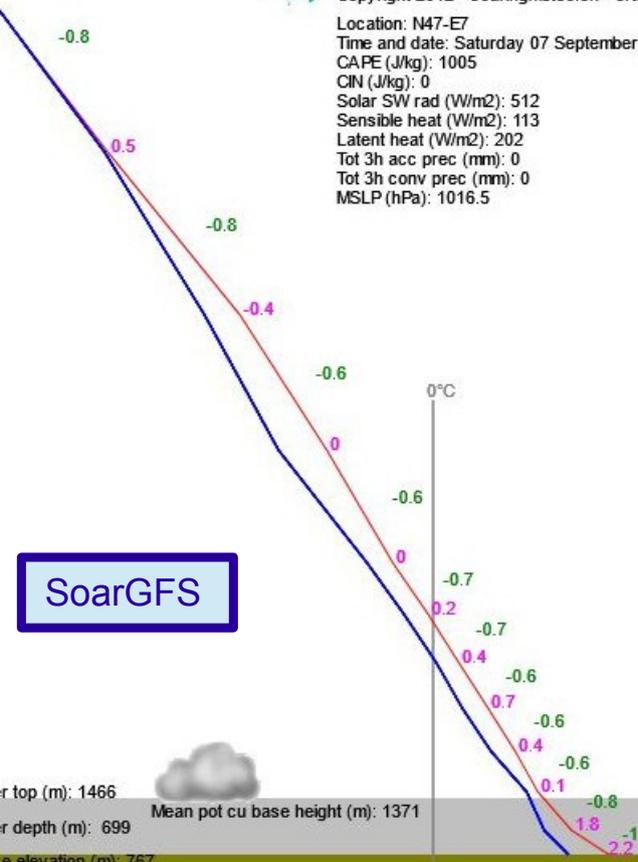
GFS 0.5° aerological profile by Soarin
 Copyright 2012 - soaringmeteo.ch - orthogonal gr:
 Location: N47-E7
 Time and date: Saturday 07 September 2013 12Z
 CAPE (J/kg): 1005
 CIN (J/kg): 0
 Solar SW rad (W/m2): 512
 Sensible heat (W/m2): 113
 Latent heat (W/m2): 202
 Tot 3h acc prec (mm): 0
 Tot 3h conv prec (mm): 0
 MSLP (hPa): 1016.5

12Z 07 Sep 2013

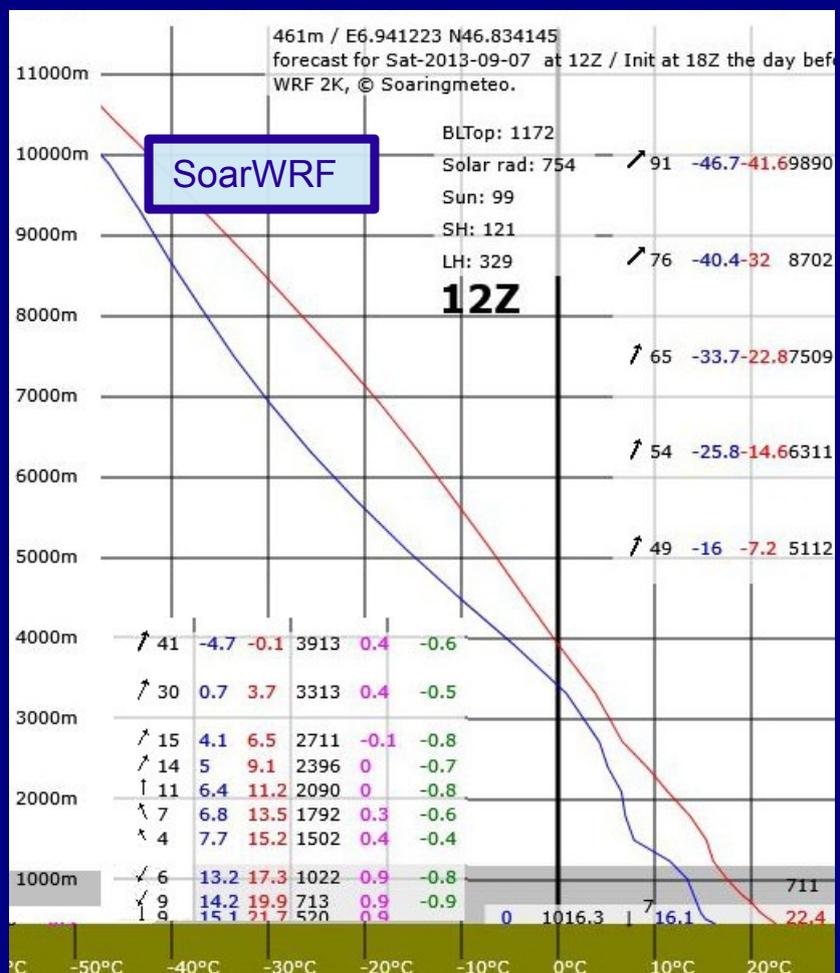
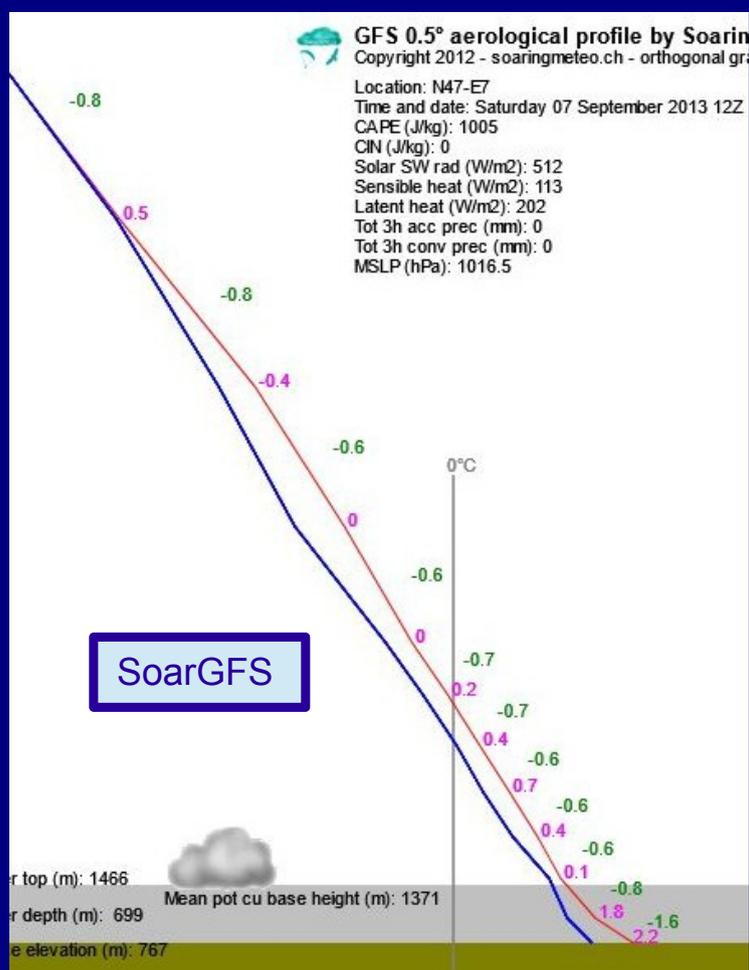
University of Wyoming



SoarGFS



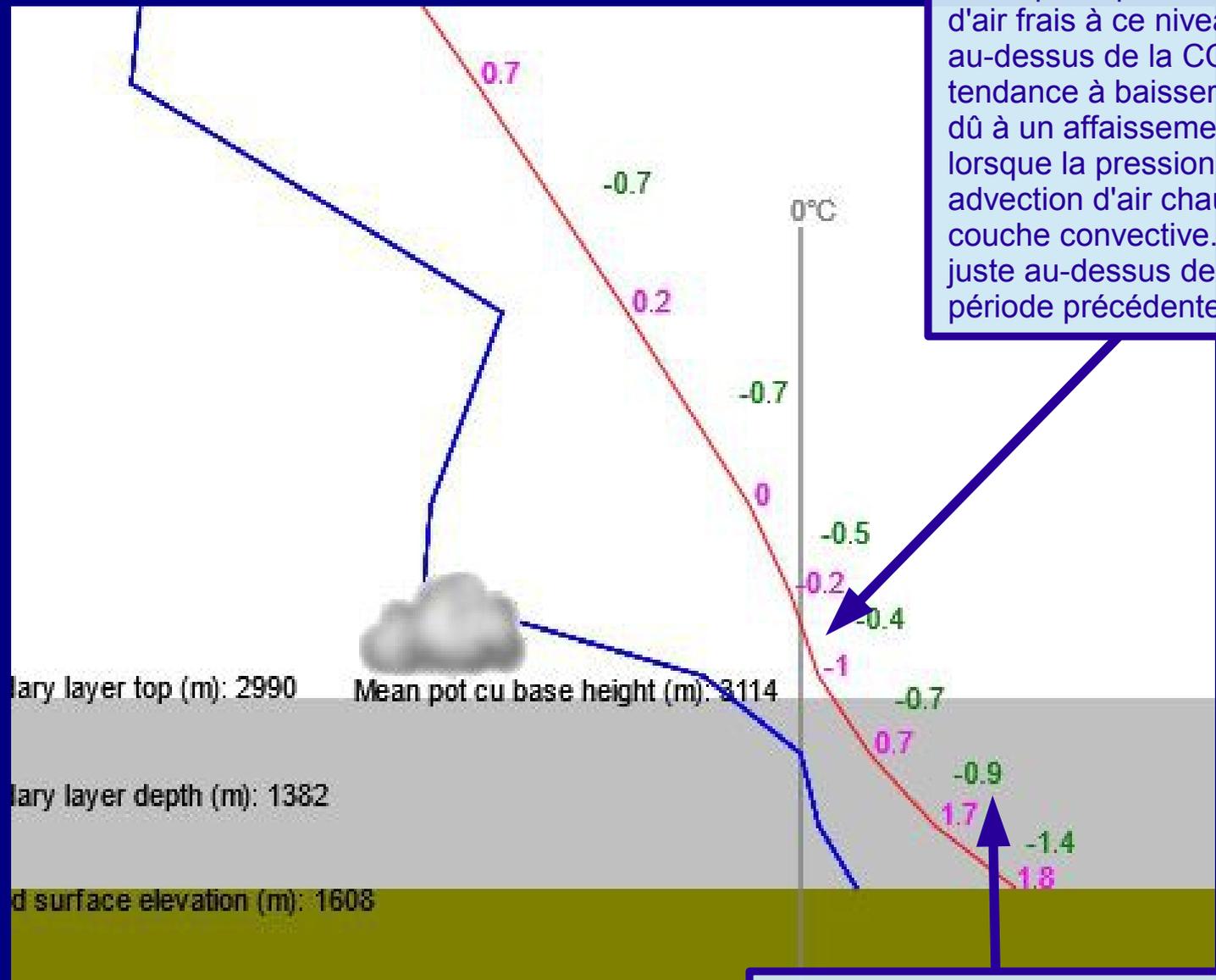
Le profil aérologique peut venir de mesures régulières en un lieu et moment précis (radiosondages par exemple à Nîmes, à Payerne, Milano, Udine, München, à 00Z et 12Z) soit être le résultat de calculs (simulation) des modèles numériques de prévision du temps. C'est ce dernier cas qui nous intéresse, car malgré les imperfections des modèles, on peut obtenir des profils au bon moment et au bon endroit, ce qui n'est pas du tout le cas des radiosondages. SoarGFS à échelle synoptique et soarWRF à échelle régionale fournissent justement de tels profils prévisionnels. Les courbes d'état mesurées (radiosondage) sont plus saccadées que celles prévues des modèles qui sont plus lisses. Ici on compare les profils du radiosondage, du modèle soarGFS et du modèle soarWRF au même moment (7 septembre 2013 à 12Z) et à peu près au même endroit (Payerne).



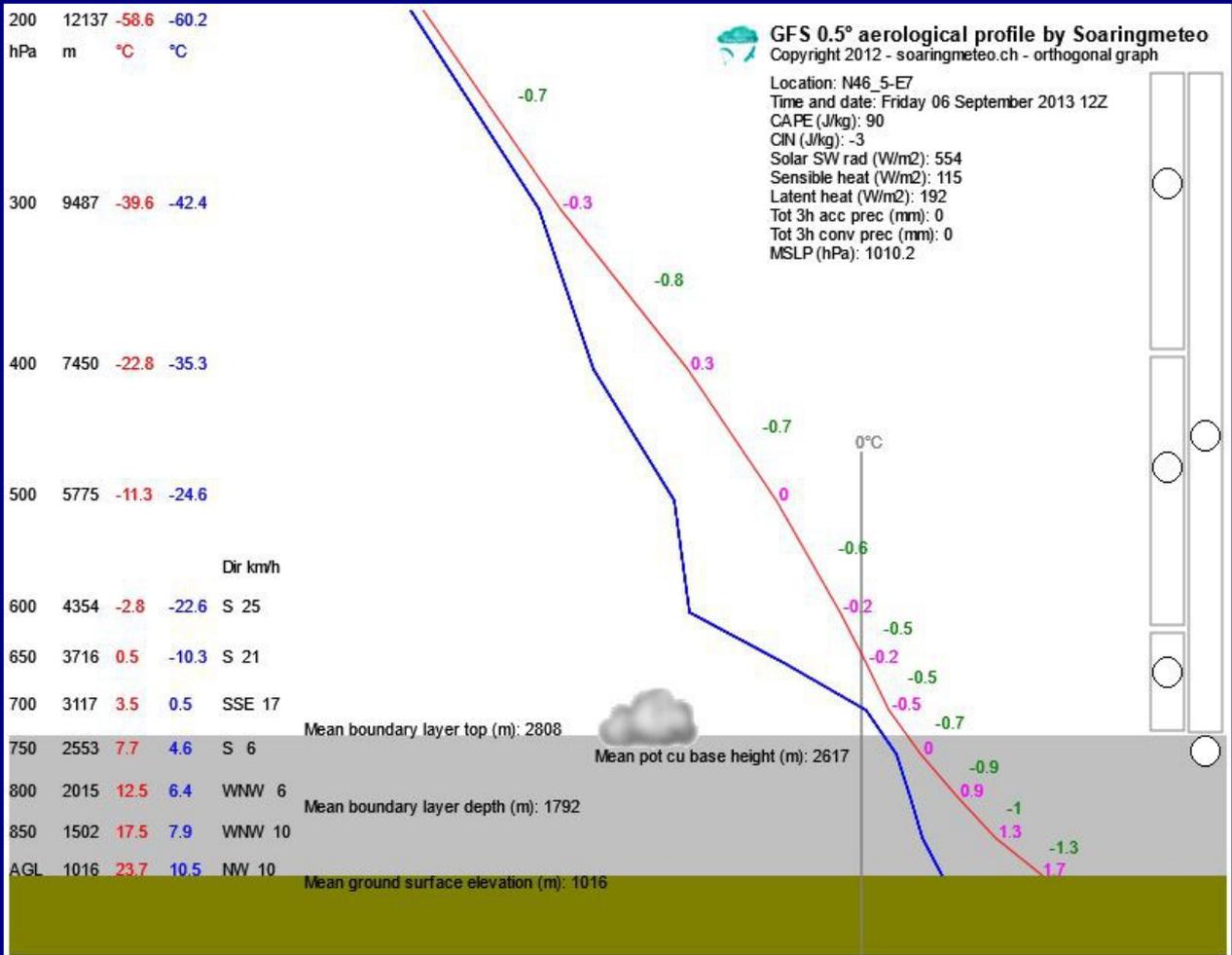
La seule différence significative entre le profil de soarGFS et celui de soarWRF est que le premier est issu d'un modèle à échelle synoptique très lissée, ce qui est plus délicat à interpréter, et que le deuxième vient d'un modèle à échelle régionale, plus proche de la réalité. Si, à un point de grille, le profil GFS est prometteur, cela ne signifie pas forcément que les thermiques seront partout praticables aux alentours. Par exemple, il faut s'attendre qu'en fin de matinée, sur un décollage ouest encore peu ensoleillé, en face d'un large bassin lacustre où, par conséquent, la CC locale est peu épaisse, on ne rencontrera probablement pas de thermique intéressant, même si le profil GFS est favorable. L'interprétation des modèles est traitée de façon plus détaillée dans un autre document.

Sur les profils de Soaringmeteo, il y a une série de nombres placés le long de la courbe de température rouge de soarGFS et dans le tableau de soarWRF. Les nombres en fuchsia indiquent le changement de température par rapport à la période précédente à différentes altitudes. Des valeurs négatives signifient qu'il y a refroidissement et inversement pour des valeurs positives. Les nombres en vert indiquent le gradient de température en degré par 100 m. Pour rappel le signe moins de ces derniers nombres indique que la température décroît avec l'altitude.

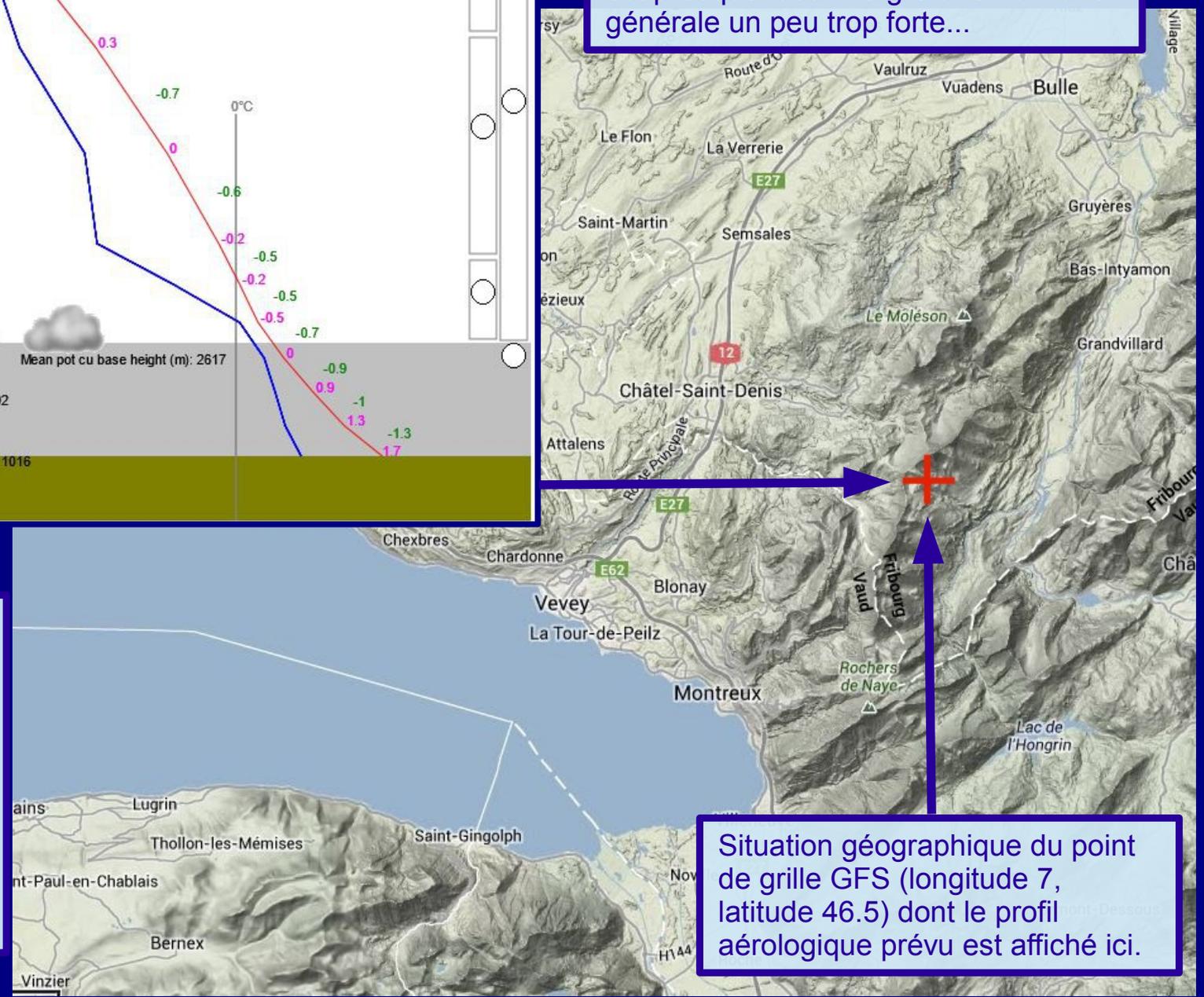
Un refroidissement juste au-dessus de la CC est favorable car celle-ci aura tendance à augmenter de hauteur. Ce refroidissement est en général dû à un soulèvement global de l'atmosphère, lorsque la pression atmosphérique baisse, ou à une advection (horizontale) d'air frais à ce niveau. Au contraire, un réchauffement au-dessus de la CC est défavorable car le plafond a tendance à baisser. En général, ce réchauffement est dû à un affaissement global de l'air (subsidence), lorsque la pression atmosphérique augmente, ou à une advection d'air chaud au niveau du sommet de la couche convective. Ici on a un refroidissement de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ juste au-dessus de la CC, à 12Z, par rapport à la période précédente 9Z du même jour.



Les valeurs en vert des gdT sont utiles pour vérifier que la CC est bien structurée avec sa portion suradiabatique (-1.4) en bas et sa partie adiabatique (-0.9, proche de -1) en haut.



Voici un exemple concret, le 6 septembre 2013, pour comprendre qu'un profil aérologique synoptique favorable ne signifie pas favorable partout. Le profil aérologique soarGFS est presque idéal malgré une humidité générale un peu trop forte...



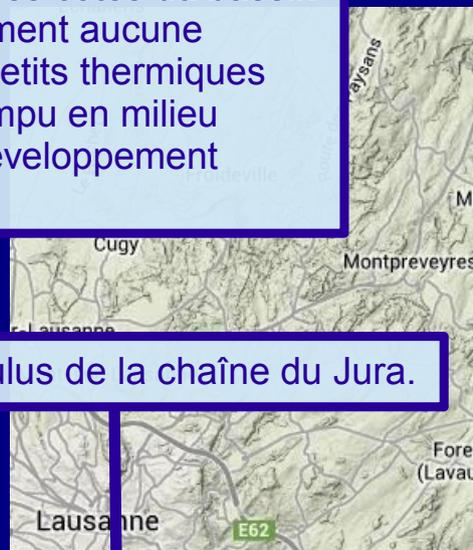
... CC très épaisse, vents faibles, directions du vent dans la CC typique pour la région, léger refroidissement au-dessus de la CC. Ce profil avait été déjà prévu depuis 2-3 jours avant !!! Il est sensé représenter les conditions moyennes sur un rayon de plusieurs km à la ronde !

Situation géographique du point de grille GFS (longitude 7, latitude 46.5) dont le profil aérologique prévu est affiché ici.

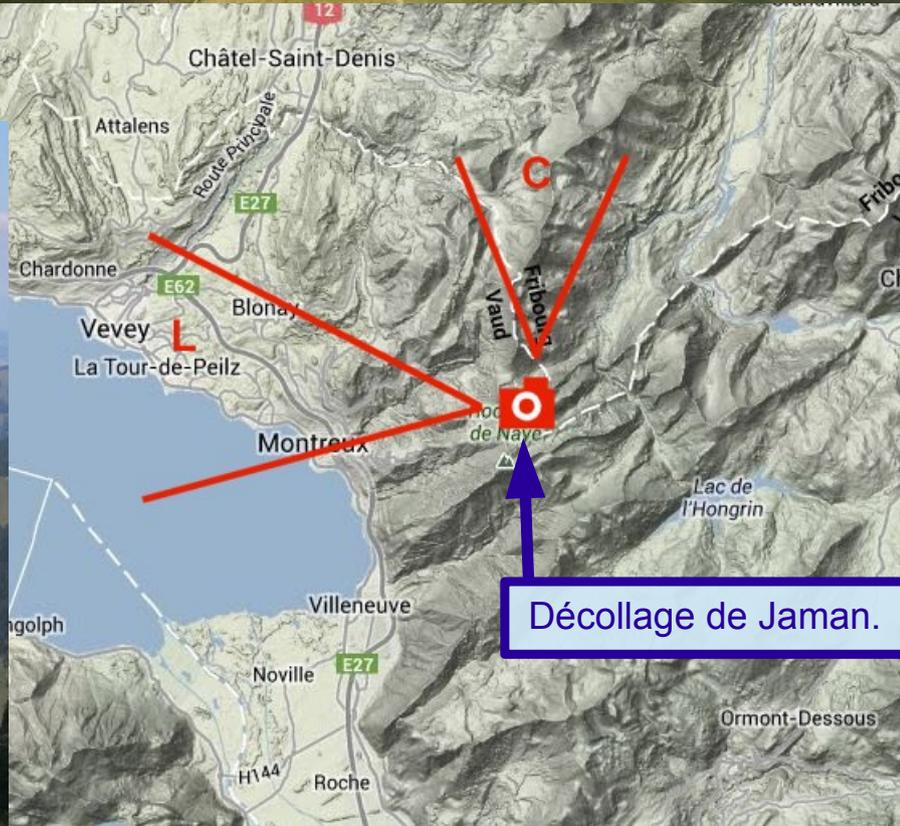
Le ciel ressemble à cela vers 11Z soit 13 heures locales (été) depuis le décollage de Jaman.

6 septembre 2013

Il est évident que sur la crête principale en C les conditions de vol thermique sont bonnes, ce que j'ai pu confirmer en volant. Sur les côtes du bassin lacustre L, il n'y a très certainement aucune chance d'utiliser les quelques petits thermiques chétifs. Le vol a dû être interrompu en milieu d'après-midi en raison de surdéveloppement nuageux.



Au loin, à plus de 50 km, les cumulus de la chaîne du Jura.



h

