

Réflexions pratiques sur la couche convective atmosphérique. Comparaison entre les profils aérologiques (radiosondages de 00Z et de 12Z, profil GFS prévu +12 à 12Z) et des images du ciel par webcam au-dessus de Madrid.

Introduction

La couche convective atmosphérique, ci-après désignée par CC, dite aussi limite ou de mélange, la fameuse « mixing convective boundary layer » des anglo-saxons, appelée parfois aussi la couche adiabatique sèche ou « dry adiabatique layer » ou « thermal layer », est la basse couche troposphérique en contact direct avec la surface terrestre (d'où le terme limite ou « boundary ») durant une journée ensoleillée. Elle est donc directement influencée par cette surface chauffée par le soleil, en particulier grâce aux phénomènes convectifs (d'où le terme convective) qui entraînent d'importants brassages d'air verticaux et horizontaux (d'où les turbulences souvent peu appréciées par les pilotes et le terme mélange ou « mixing ») entraînant des courants ascendants et, pour compenser, descendants. Ces convections sont parfois utilisables par les pilotes, qui les appellent thermiques, pour se maintenir en l'air. Figure 1.

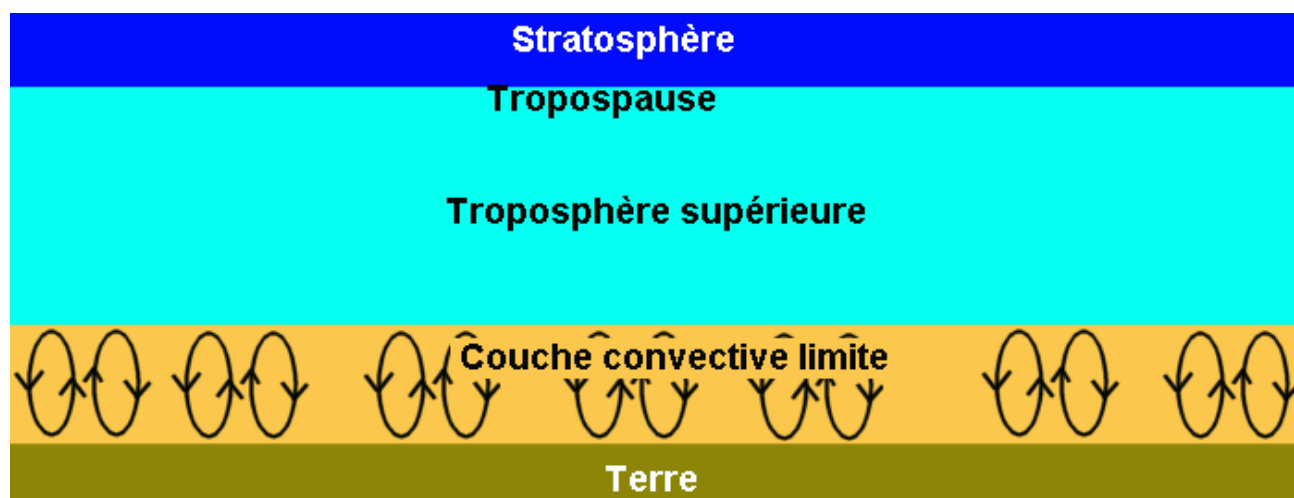


Figure 1

Avant de continuer plus loin dans la description de la CC, un petit rappel pratique de thermodynamique est nécessaire :

Lorsqu'un volume d'air, confiné dans une enveloppe souple de ballon, monte (diminution de pression) ou descend (augmentation de pression) dans l'atmosphère, par exemple entre 2000 m (800 hPa) et 3000 m (700 hPa), il se dilate respectivement se contracte. A cause de l'enveloppe isolante, il n'y a pas d'échange de chaleur entre l'air ambiant et l'air du ballon. Le fait qu'il n'y a pas d'échange de chaleur ne signifie pas qu'il n'y a pas de changement de température. En effet l'air qui se dilate se refroidit et l'air qui se contracte se réchauffe même en absence d'apport ou de perte de chaleur. On parle alors de la transformation adiabatique de ce volume d'air.

Transformation car il y a modification de volume, de pression et de température. Adiabatique vient du grec et signifie dans ce cas sans échange de chaleur avec l'extérieur. Dans l'atmosphère, une dilation (montée) ou une contraction (descente) adiabatique d'un volume d'air entraîne une diminution, respectivement une augmentation, de température T de l'air d'un petit peu moins de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Concrètement, dans l'exemple de la figure 2, cela correspond à un volume d'air d'une

température de 5°C à 3000 m (700 hPa env.) qui devient plus petit et qui a une température de 15°C à 2000 m (800 hPa env.).

Ce volume d'air confiné par son enveloppe ne va non plus pas gagner ni perdre de l'humidité. L'humidité est mesurée dans les diagrammes aérologiques en température de point de rosée Td. C'est la température à laquelle il faut abaisser un volume d'air pour qu'il y ait condensation en eau liquide. Plus Td est éloignée de T à une altitude donnée, plus l'air est sec et vice-versa. La différence entre T et Td est appelée « spread ». La Td ne peut jamais être plus grande que T. Si Td = T, il y a saturation (humidité relative maximale = 100%) donc condensation de la vapeur d'eau en eau liquide. Pour des raisons qui dépassent le cadre de cet exposé, on admet ici que le volume d'air gardant la même humidité absolue présente un changement de Td de 0.2 °C/100 m en se dilatant (ascension) ou se contractant (descente). Autrement dit, le volume d'air du ballon qui présente un Td de 6 °C à 2000 m aura un Td de 4 °C à 3000 m. Au croisement des 2 courbes Td et T (point C), à un peu plus de 3000 m sur l'exemple de la figure 2, il y a condensation de vapeur d'eau, généralement sous forme de fines gouttelettes d'eau liquide (formation de nuage).

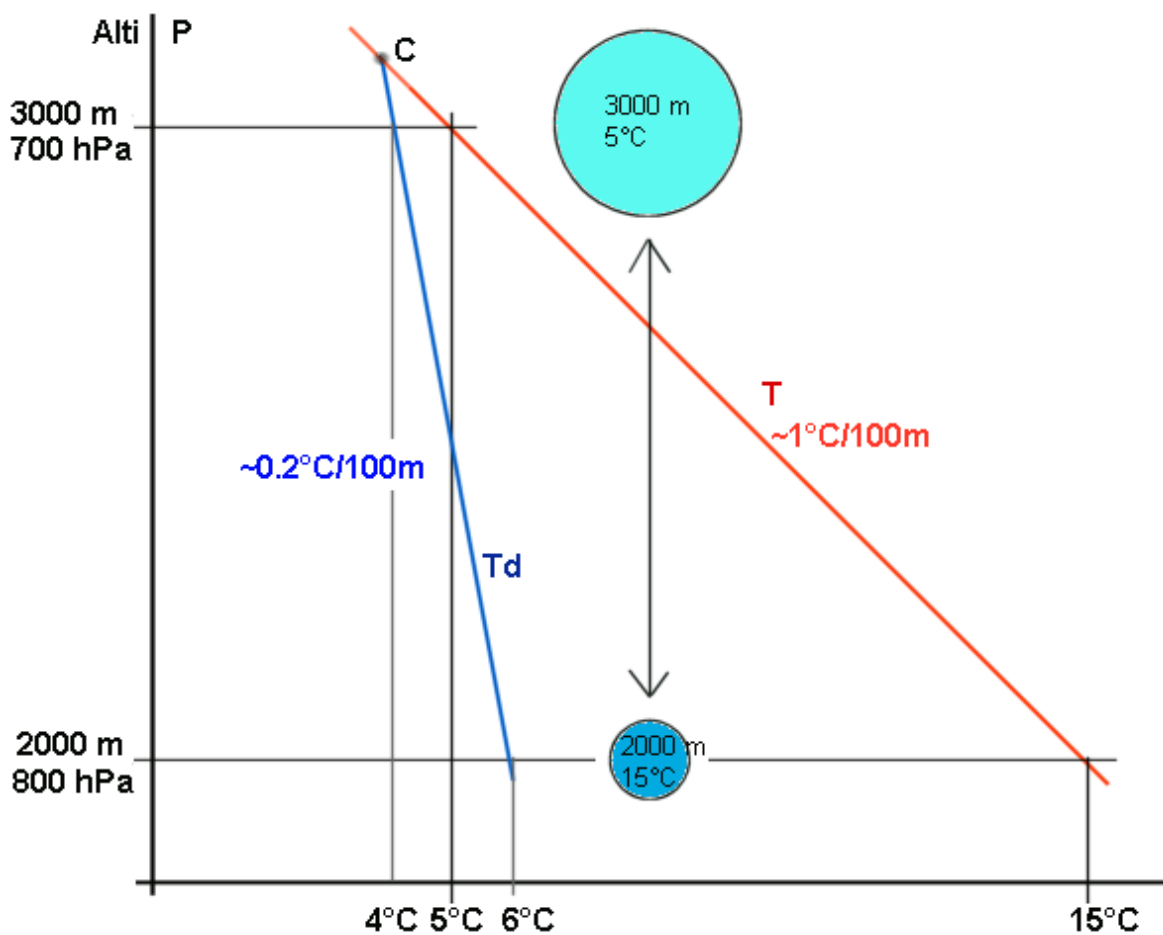


Figure 2

Revenons à notre CC dans laquelle les volumes d'air ne sont naturellement pas confinés dans des ballons. Dans cette couche il y a donc des mouvements incessants de brassages d'air. Par conséquent, les transformations ne sont pas adiabatiques dans l'atmosphère libre car ces brassages impliquent un échange de chaleur. Mais à force de se mélanger et de se déplacer verticalement, toute la CC devient homogène et sa structure verticale (courbes T et Td) ressemble à celle de la figure 3 où les gradients de T et de Td s'approchent de respectivement 1 et 0.2 °C/100m (d'où le terme couche adiabatique). Les courbes T et Td sont plus proches l'une de l'autre (air le plus humide) au sommet S de la CC.

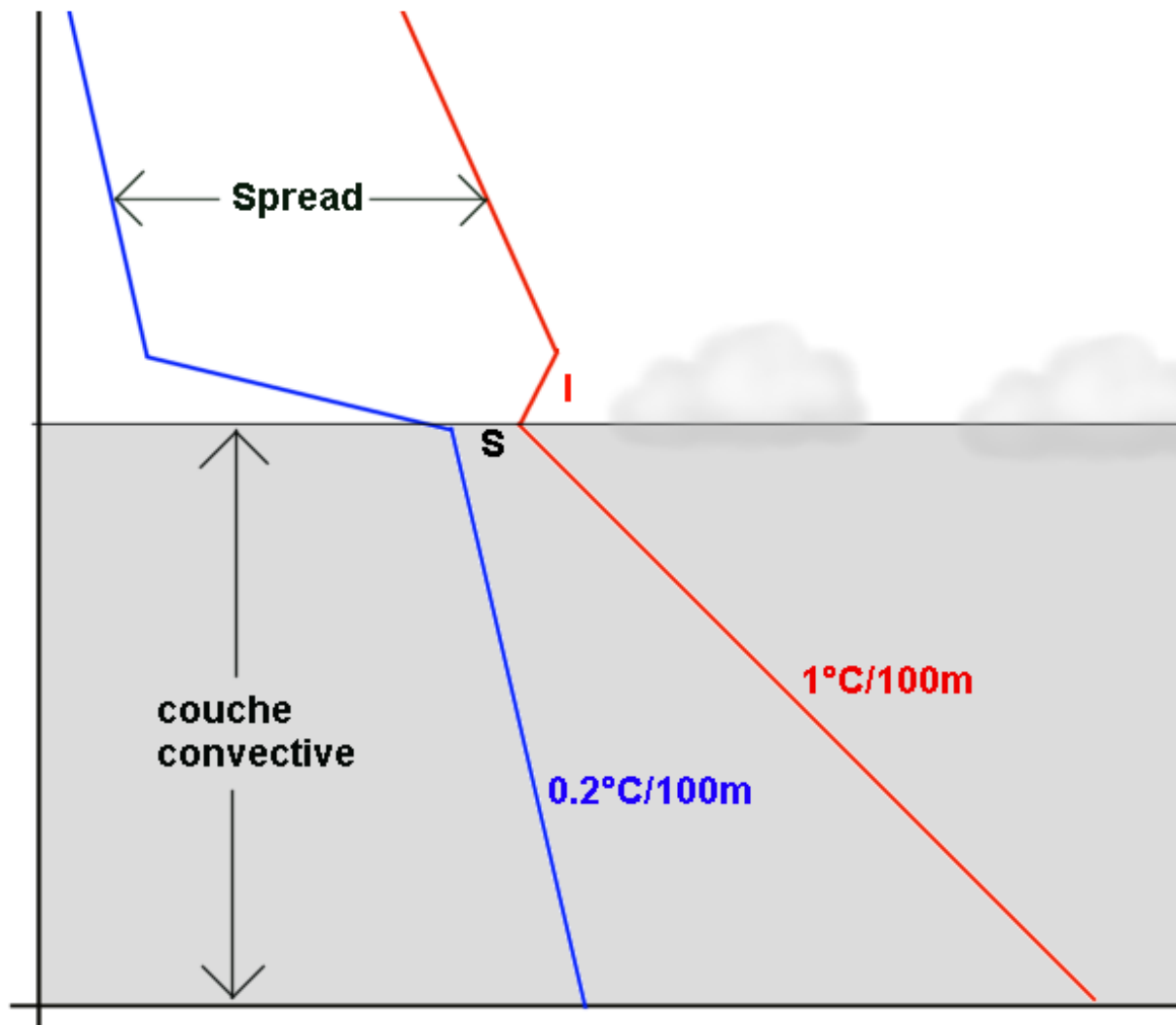


Figure 3

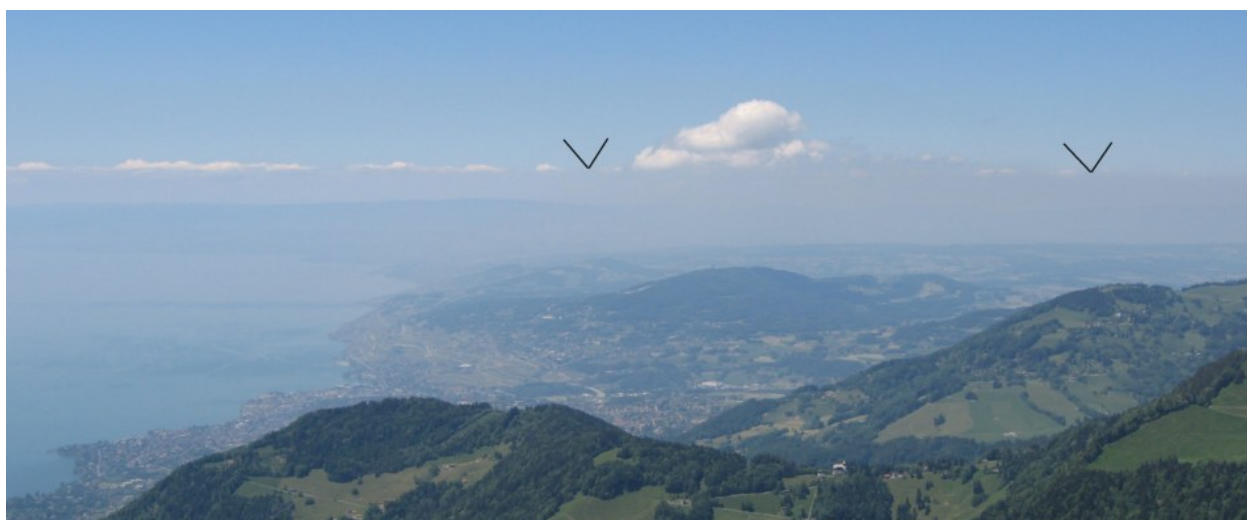


Figure 4

Définissons encore mieux cette CC : Les mouvements verticaux convectifs incessants entraînent donc un brassage de l'air limité à cette couche seulement. La brume (poussières diverses) de celle-ci y est donc répartie de façon homogène. Un observateur au sommet de la couche peut ainsi bien voir la limite supérieure de la brume (flèches de la figure 4). Lors de belles journées ensoleillées, on peut remarquer aussi que les bases des nuages convectifs (cumulus) ont à peu près l'altitude de cette limite supérieure de la brume. Dans une des premières pages de l'ouvrage très technique et théorique de Garratt ¹, un graphique issu de mesures montre d'ailleurs que la concentration d'aérosols (poussières) dans la CC est assez homogène et est environ 2 fois plus importante que dans la troposphère supérieure ce qui explique cette brume visible dans la CC. Classiquement on décrit une inversion (I sur la figure 3) de température au sommet de la CC, bloquant le brassage convectif d'air à ce niveau. Aucun ouvrage que j'ai pu consulter ne quantifie sa fréquence. Toujours au sommet de la CC, T et Td sont les plus proches. Le manuel de météorologie pour planeur de l'OSTIV ¹ fournit une relation statistique entre la quantité de cumulus et le spread à ce niveau : Si le spread est supérieur à 7 °C, il y aura le plus souvent 0 à 1/8 de cumulus, entre 4 et 7°C, 1 à 3/8, entre 2 et 4 °C, 3 à 5/8 et entre 0 à 2°C 5 à 8/8.

Plus haut, le spread doit être nettement plus élevé (plus de 15°C selon les excellents articles de Heinrich Rotach ²) pour empêcher le surdéveloppement des cumulus et la formation de nuages élevés et le gradient de température est plus variable en général autour de 0.5 et 0.8 °C/100 m.

Tout en bas de la CC, sur quelques dizaines de mètres juste au-dessus du sol, on décrit souvent une couche dite « suradiabatique » dans laquelle le gradient de température est nettement supérieur au gradient adiabatique à cause du sol surchauffé par le soleil. Cette couche est très turbulente avec de très nombreux thermiques souvent mal organisés et aussi beaucoup de mouvements descendants. Dans la CC au-dessus de la couche suradiabatique, les convections sont plus rares mais mieux organisées. Ceci est très bien décrit dans le fameux ouvrage de Wallington ³.

De nombreux ouvrages (les 3 déjà cités ^{1, 2, 3} ainsi que celui de Helmut Reichmann ⁴ et des articles tels que celui de Jim Wang ⁵ ou celui d'un Swissglider récent ⁶) fournissent une méthode classique pour prévoir, à partir de l'émagramme du radiosondage de 00Z, la structure de la CC durant la journée suivante. En simplifiant, on prévoit ainsi l'épaisseur maximale approximative de la CC en :

(1) reportant sur le graphique les courbes d'états mesurées de T et Td du radiosondage de minuit,

(2) tirant à partir de la température maximale prévue au sol une adiabatique jusqu'à son intersection avec la courbe d'état de T. Cette intersection correspond au sommet S de la CC,

(3) tirant à partir de Td de l'air près du sol une isoligne de 0.2°C/100 m. Si cette isoligne croise l'adiabatique aux alentours du sommet de la CC, il y aura de beaux cumulus, si elle croise en dessous (point L), les nuages risquent d'être trop bas et trop nombreux, si elle croise plus haut (point H), les thermiques risquent d'être bleus. Figure 5. Je dois avouer qu'après quelques utilisations pratiques de cette méthode pour mes prévisions personnelles, j'ai été passablement

déçu par celle-ci que je trouve trop formelle, peu souple et trop inexacte. Le problème est double. D'une part, les courbes T et Td de la nuit précédente peuvent subir d'autres changements (advections, subsidence) que le réchauffement convectif durant les 12 heures ou plus qui séparent les mesures du radiosondage et le moment du vol, ce qui fausse complètement les prévisions. D'autre part, les règles de formation de la CC varient fortement en fonction de la topographie : par exemple un lac ou une autre large surface fraîche diminue sensiblement l'altitude du sommet de la CC (TomBradbury ⁷ parle de « blue hole ») alors que des vallées étroites et sèches, qui chauffent l'air très efficacement, l'augmentent au contraire fortement. Figure 6. A cause de ces deux problèmes, j'ai complètement abandonné cette méthode

classique, intéressante du point de vue didactique uniquement. Je préfère utiliser les résultats des modèles numériques pour mes prévisions, en particulier le modèle américain GFS, à faible résolution (à macroéchelle) mais valable dans le monde entier et plus récemment le modèle suisse aLMo (alpine model) à résolution plus petite, valable pour les Alpes seulement et payant.

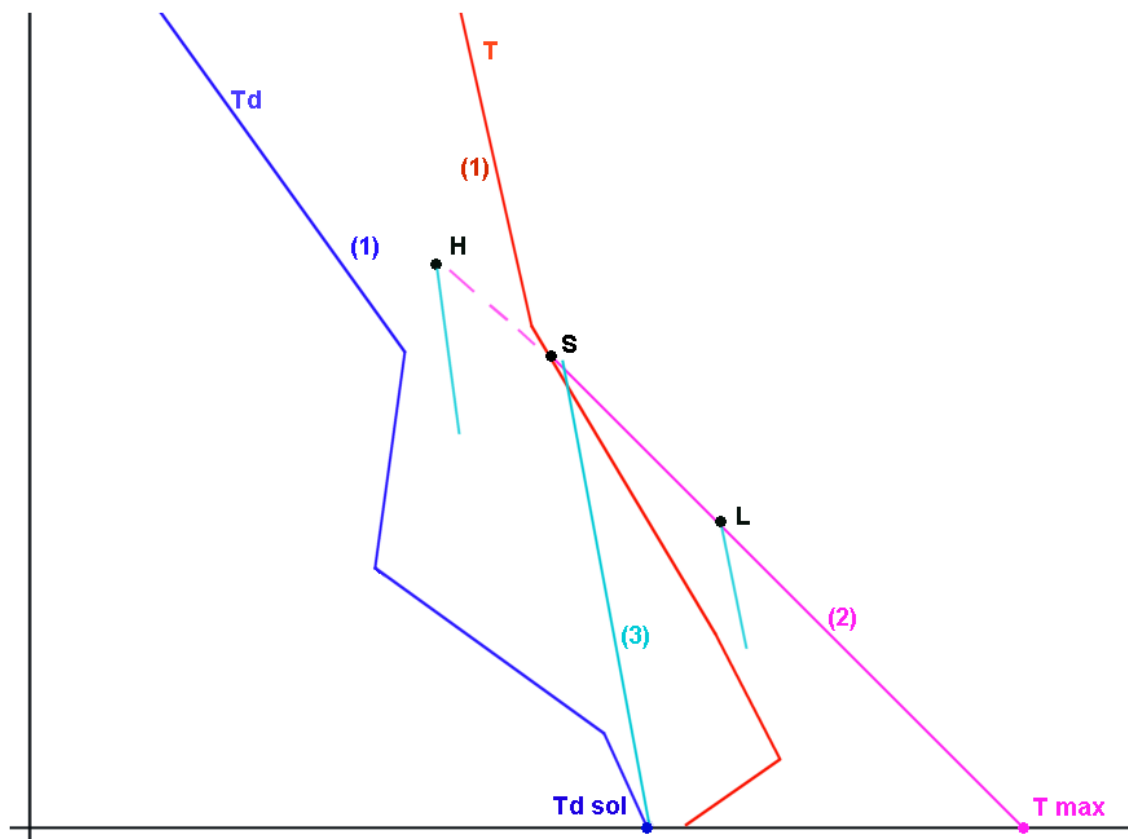


Figure 5

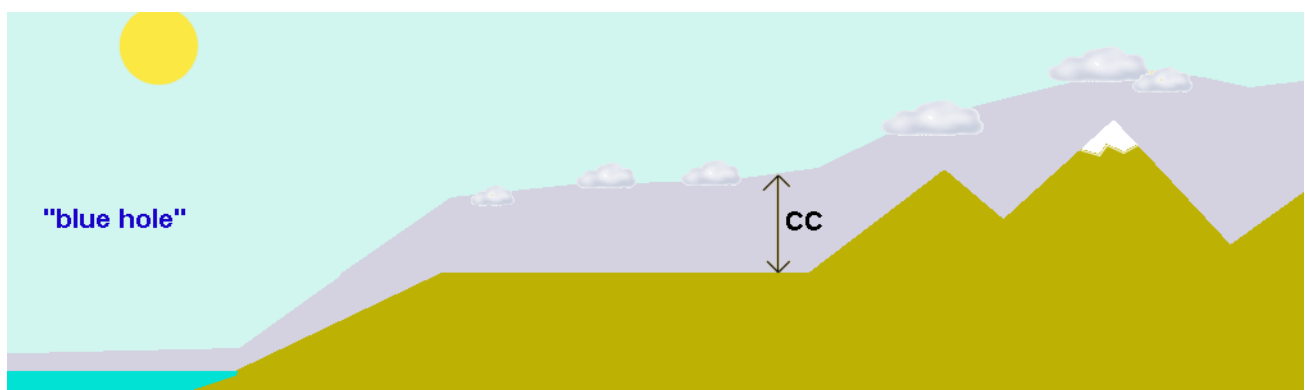


Figure 6

Je parle abondamment de l'utilisation des modèles (émagrammes prévus) pour la prévision dans un document disponible sur mon site Web [8](#).

Comment évoluent T et Td dans une convection par rapport à l'air ambiant de la CC et comment se présente-t-elle mécaniquement ? Il n'y a pas énormément d'études et d'articles à ce sujet. Wallington ³, Reichmann ⁴ et le document OSTIV ¹ entre autres, expliquent bien la structure mécanique des convections atmosphériques. En simplifiant (figure 7), le thermique se présente comme un anneau tourbillonnaire ou tore qui se déplace globalement vers le haut tout en tournant sur lui-même autour de son axe annulaire. La vitesse verticale la plus élevée se trouve au centre de l'anneau (flèche noire). Elle est à cet endroit plus grande que la vitesse de montée

de l'ensemble du tore (flèche bleue). Au cours de son ascension, le tourbillon devient de plus en plus large. Ces mouvements entraînent des turbulences marginales et un mélange entre l'air ambiant et l'air de la convection. On ne peut donc pas comparer une montgolfière, qui subit une véritable transformation adiabatique en montant, avec un thermique qui échange continuellement par brassage marginal de la chaleur avec l'air ambiant. Dans ce dernier cas, il ne s'agit donc pas d'un véritable processus adiabatique. Dans la réalité, le thermique est en outre rarement aussi simple. Le vent horizontal peut déformer le tore. Certains thermiques larges peuvent posséder plusieurs zones d'ascendance maximale ou se présenter sous la forme d'une colonne ascendante.

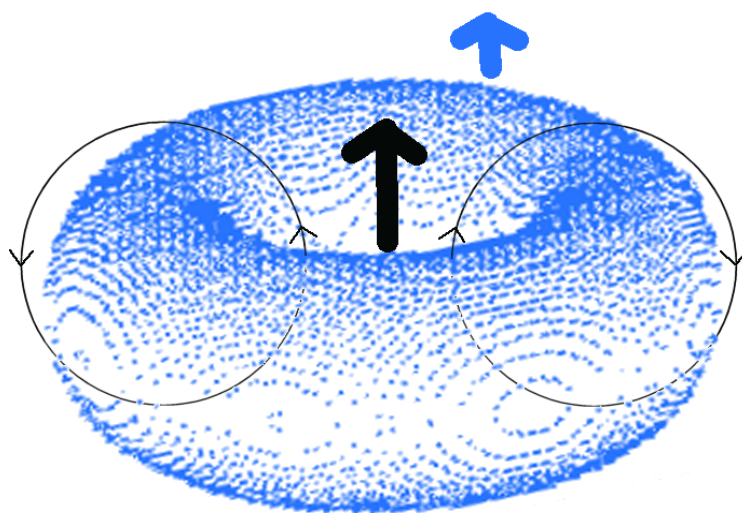


Figure 7

En ce qui concerne les températures et l'humidité d'une convection, j'ai retenu 4 articles. Deux ^{10, 11} présentent des mesures effectuées par motoplaneur. Ils confirment d'une part la structure de la CC décrite plus haut et d'autre part mettent en évidence la différence relativement faible de température et d'humidité entre convections et air ambiant. Les deux autres ^{12, 13} présentent les résultats de simulations sur ordinateur. Ils arrivent grosso modo aux mêmes conclusions que les deux premiers articles. Récemment, j'ai réalisé des mesures dans et en dehors des convections de montagnes ^{14, 15, 16, 17}. La figure 8 simplifiée et fait la synthèse, qui me semble raisonnablement proche de la réalité, de tous ces travaux : La différence de température semble maximale (2-5 °C) vers le sol, au départ du thermique, (alors que sa vitesse est minimale) et devient faible très vite, dès que l'air s'éloigne du sol, puis proche de zéro voire finalement légèrement négative (thermique un peu plus froid que l'air ambiant de quelques dixièmes de °C !) au sommet de la CC. A l'inverse, la différence d'humidité est minimale au sol et maximale au sommet de la CC. Helmut Schmidt et Ulrich Schumann ¹³ pensent que malgré une flottabilité nulle ou négative vers le sommet de la CC, le thermique continue à monter grâce à son inertie, un peu comme un gros paquebot à qui l'on aurait coupé le moteur et qui continuerait à se déplacer quelques kilomètres malgré le frottement de l'eau. J'ai aussi montré ¹⁴, en utilisant l'équation des gaz réels, qu'une petite différence de température avait plus d'influence sur la flottabilité de l'ascendance qu'une plus importante différence de point de rosée. Concrètement cela signifie qu'une bulle d'air de 0.3 °C plus chaude que l'air ambiant a une flottabilité plus grande que si elle était 3°C plus humide. D'autre part un de mes vols avec mesures ¹⁷ a montré qu'il n'était pas nécessaire que mathématiquement l'ascendance soit saturée de vapeur d'eau ($T_d = T$) pour qu'il y ait formation du cumulus. En frôlant la base d'un nuage pendant quelques dizaines de secondes, j'ai en effet obtenu un « spread » d'environ 1-2 °C, alors que je m'attendais à 0°C.

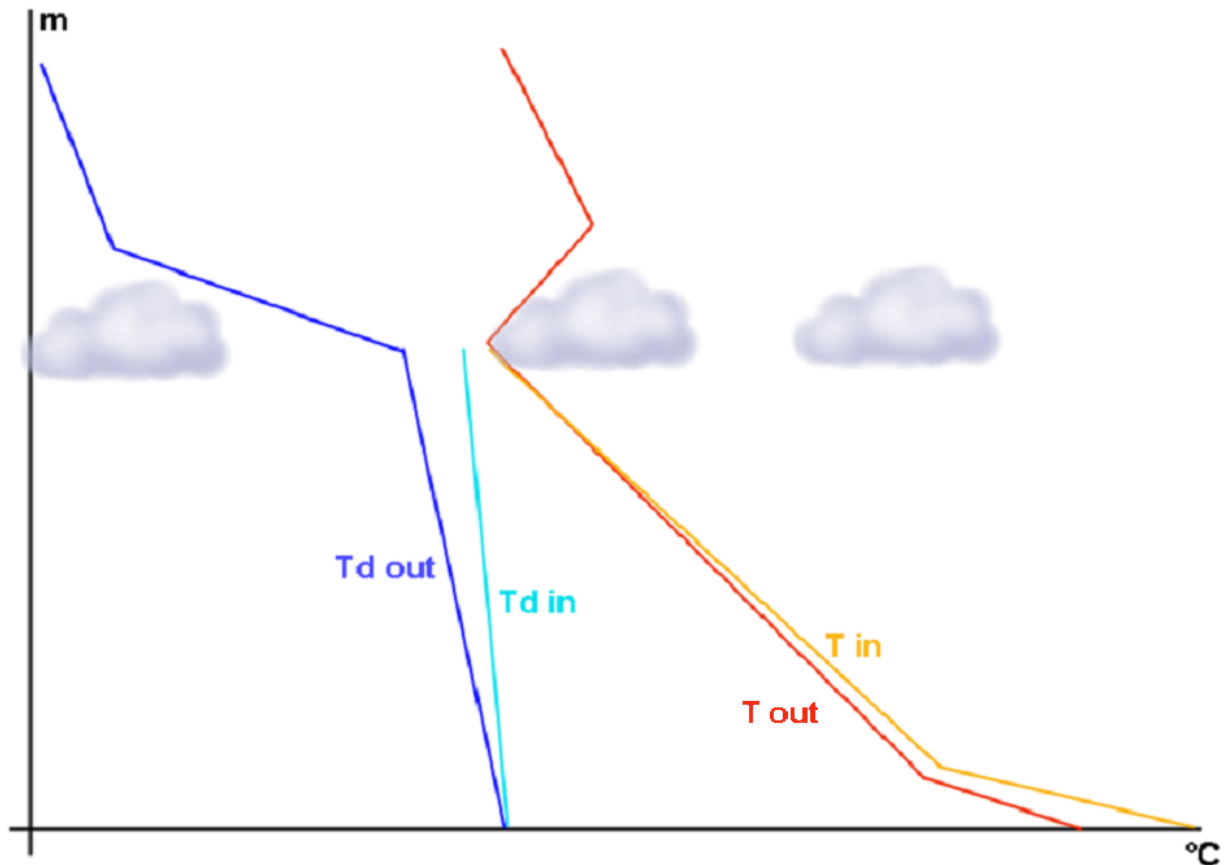


Figure 8

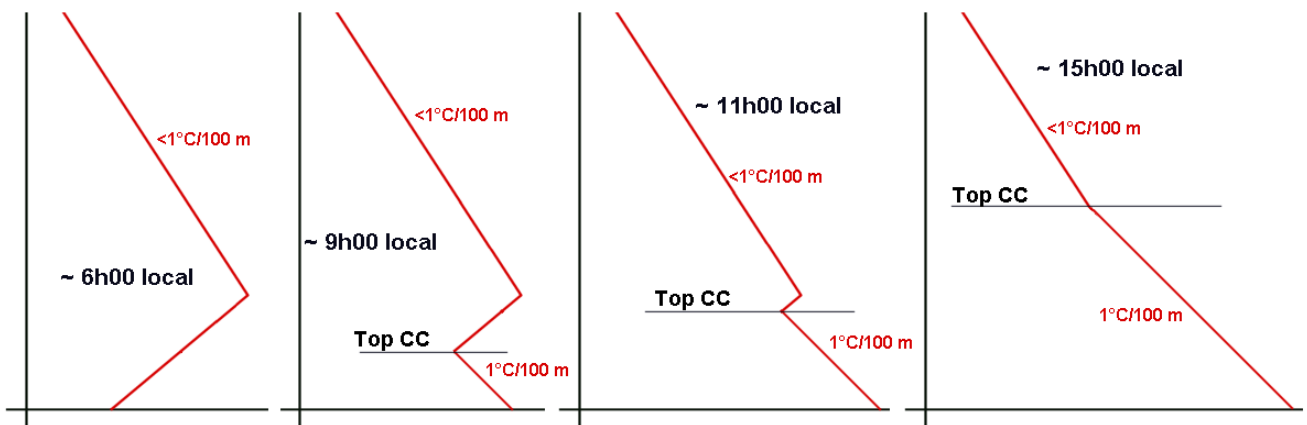


Figure 9

L'excellent livre de Whitemann ¹⁸ et celui de Wallington ⁴ expliquent bien la formation de la CC durant la journée (figure 9). De plus c'est seulement dans le premier ouvrage que j'ai trouvé une description explicite, malheureusement non référencée, de l'influence du relief sur la CC (figure 10). La formation de la CC débute dès le lever du soleil. Mais elle est d'abord très mince. L'inversion de température au sol, due à la déperdition de chaleur de la nuit précédente, est en effet longue à désintégrer. Autrement dit, en matinée, la température de l'air au sol croît assez rapidement mais l'altitude du sommet de la CC augmente lentement (figure 9). Une fois l'inversion disparue, la température au sol augmente lentement mais le sommet de la CC s'élève plus rapidement.

Sur les pentes des hautes montagnes, l'air se refroidit (donc se densifie) aussi au contact du sol durant la nuit, mais à cause de la déclivité, il glisse vers la plaine et le fond des vallées si bien qu'il n'y a pas de grosse inversion nocturne près des pentes. Par conséquent, une CC assez épaisse se forme beaucoup plus rapidement sur les crêtes (figure 10). Ce phénomène explique pourquoi on peut observer simultanément, durant certaines matinées ensoleillées du printemps et de l'été, de petits cumulus précoces sur les crêtes et des couches de brume stagnante dans les vallées.

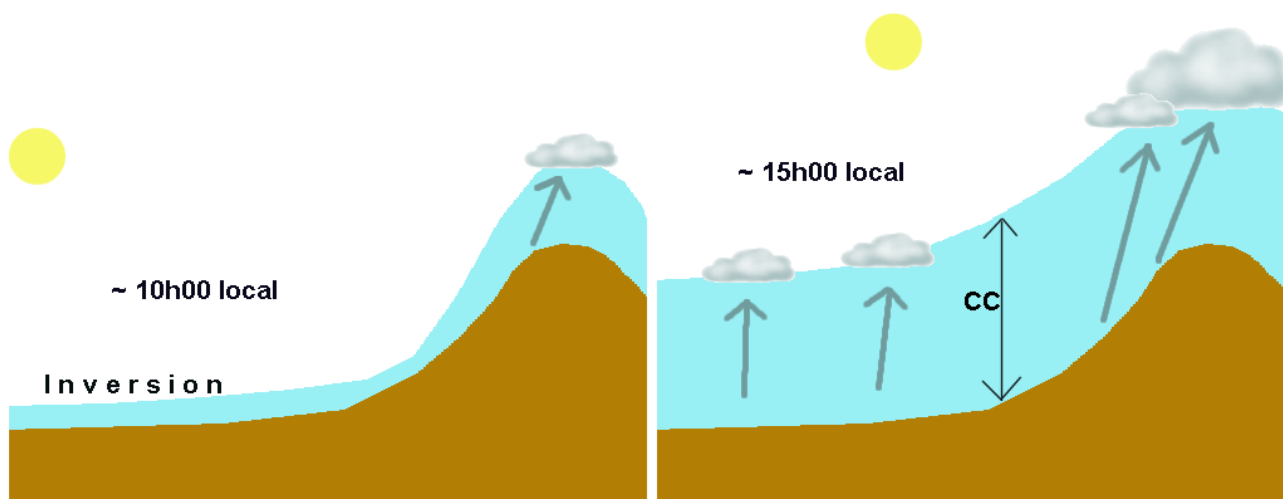


Figure 10

Finalement, des mesures micrométéorologiques, faites sur des terrains plats en Australie (Wangara) et aux Etats-Unis (Oklahoma City) et résumées par S. Pal Arya¹⁹, ont montré qu'il y a aussi une certaine homogénéisation des vents dans la CC : la nuit, sans CC, la vitesse des vents augmentent (passant par exemple de 5 Km/h au sol à 20 Km/h à 500 m) et la direction des vents changent sensiblement avec l'altitude. La journée, parallèlement à l'homogénéisation des températures et de l'humidité, la direction et la force des vents deviennent assez semblables (homogènes) dans la CC entraînant une augmentation de la vitesse du vent au sol (par exemple 10 km/h) et une diminution de la vitesse vers 500 m (par exemple 15 km/h). Mais ceci est valable pour les pays plats. Pour les montagnes, il y a bien sûr les brises locales, de tendance anabatique la journée, léchant en montant presque toutes les pentes ensoleillées, et catabatique la nuit léchant en descendant les pentes. La force et la direction de ces brises, ubiquitaires, sont donc très influencées par le relief. Les véritables convections de montagnes sont moins ubiquitaires, en général plus fortes, plus cylindriques, montent plus haut et plus détachées de la pente, que le vent anabatique et se surajoutent à celui-ci. D'autre part, Wallington⁴ décrit bien : moins le vent géostrophique (vent général ou vent « météo ») est fort et moins il y a de changement de direction dans la CC alors mieux seront organisées les convections et moins elles seront turbulentes.

Cette notion de CC m'est apparue progressivement, malgré son absence regrettée durant la formation officielle de pilote, par examens personnels et réguliers des émagrammes et par observations minutieuses de l'atmosphère durant les jours de vol ainsi que par la lecture des ouvrages cités plus hauts, qui parlent implicitement ou explicitement de cette fameuse couche troposphérique. Ce n'est pas une idée théorique et farfelue pour scientifique pointu et abstrait. C'est une réalité importante, pas assez ou même pas du tout abordée lors de la formation des pilotes. En pratique pourtant, l'écrasante majorité des vols thermiques de planeur se déroule uniquement dans cette couche. Voilà pourquoi il me semble très important de l'examiner et la comprendre sous toutes les coutures.

Le but de cet exposé est de confirmer ou d'infirmer les idées théoriques et reçues au sujet de la structure et de la prévision de la CC, notamment sur la base du radiosondage de la nuit précédente, par une étude statistique la plus rigoureuse possible des radiosondages de minuit et de midi en un lieu précis, à la topographie simple (pas de lac ni de montagne), dans le cadre d'un climat chaud et sec.

Exemples de questions à se poser sur la CC: L'aspect théorique des courbes de T et de Td sont-elles vérifiables en pratique par les mesures ? Peut-on grouper les courbes en type ou classe ? L'inversion au sommet de la CC, est-elle toujours présente ? Peut-on mettre en relation le spread au sommet de la couche et la quantité de cumulus ? La méthode classique de prévision des thermiques en se basant sur le radiosondage de minuit est-elle valable souvent ? Est-ce qu'il est plus sûr de se fier au profil prévu des modèles numériques ? Existe-t-il dans notre cas une homogénéisation des vents dans la CC ?

Matériel et méthode

Il n'a pas été évident de choisir le lieu idéal pour l'expérience. En Europe, il y a de nombreux radiosondages journaliers mais pas tous fiables (pas toujours disponibles) et pas toujours bien situés. Il faut un endroit au climat sec et chaud, à la topographie simple et peu contrastée (pas de gros lac ni montagne), dont l'atmosphère sus-jacente est sondée par radiosondage régulier et observée par une webcam de qualité suffisante et fiable. La ville de Madrid (plus exactement l'aéroport international de Barajas, lat. 40.47, long. -3.58, altitude 633 m) a finalement retenu mon attention pour toutes ces raisons. Le webmaster du site www.avendano.org, Luis Avendaño, qui a installé une webcam, située un peu plus au sud de l'aéroport, montrant chaque minute le ciel de Madrid en direction NW, m'a très gracieusement aidé et programmé un envoi automatique d'une photo de 14h00 local (12Z), chaque jour ou presque (pannes) par courriel entre avril et septembre 2006. C'est la période sélectionnée pour notre expérience.

Les données, sous forme numérique ou graphique, du radiosondage de Madrid, à minuit et midi UTC (00Z et 12Z) soit localement 02h00 et 14h00 CEST (heure d'été européenne), souvent (mais pas toujours) disponibles tous les jours, sont archivées sur le site Web de l'université de Wyoming : <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

Les données du modèle numérique américain GFS (0-84 h), sous forme de profil (émagramme) aérologique prévu, aux coordonnées de Madrid, quelques heures (en général 12 heures) auparavant, sont aussi intégrées dans l'étude. Ces données sont facilement et gratuitement disponibles en suivant le lien <http://www.arl.noaa.gov/ready-bin/main.pl>

Il s'agit maintenant de répondre aux questions posées à la fin de l'introduction (en haut de cette page), en examinant et en comparant les profils du radiosondage de 00Z, de celui de 12 Z et du modèle GFS de 12Z et en confrontant ces données avec les images de la nébulosité sur la webcam de Madrid à 12Z. L'outil logiciel de base est le tableur MS-Excel. Il est aisé, avec une série de copier-coller puis la fonction de conversion du tableur, de répartir les données des profils aérologiques dans chaque cellule du logiciel afin d'effectuer divers calculs et graphiques. Les graphiques réalisés ne sont pas les diagrammes aérologiques usuels mais des graphiques x-y orthogonaux plus faciles à élaborer et à comprendre. En y, à la place de la pression atmosphérique, on a directement l'altitude et en x, les températures T et les températures de point de rosée Td.

Résultats

51 jours ont pu être retenus, qui possédaient tous les éléments (photo de 12Z, radiosondages de 00 Z et de 12Z, profil aérologique GFS de 12Z avec run +6 ou 12 Z). Voici le tableau de ces jours (année 2006) :

25-mars.	7-juin.	21-juin.	29-juin.	10-juillet.	22-juillet.	06-aout.
15-mai.	11-juin.	22-juin.	30-juin.	11-juillet.	27-juillet.	12-aout.
23-mai.	13-juin.	23-juin.	1-juillet.	14-juillet.	28-juillet.	25-aout.
25-mai.	16-juin.	24-juin.	4-juillet.	15-juillet.	29-juillet.	
30-mai.	17-juin.	25-juin.	6-juillet.	16-juillet.	30-juillet.	
31-mai.	18-juin.	26-juin.	7-juillet.	17-juillet.	31-juillet.	
4-juin.	19-juin.	27-juin.	8-juillet.	19-juillet.	01-aout.	
6-juin.	20-juin.	28-juin.	9-juillet.	21-juillet.	03-aout.	

Constatons tout d'abord que la CC est facilement observable dans virtuellement tous les radiosondages de 12Z avec une courbe de T proche de l'adiabatique et une courbe de Td proche de 0.2°C/100 m à l'intérieur de cette couche. On remarque aussi qu'il est possible de les classer. Je propose la classification en quatre types de profils ci-dessous : figure 11. La courbe bleue est celle de l'humidité et la rouge celle des températures.

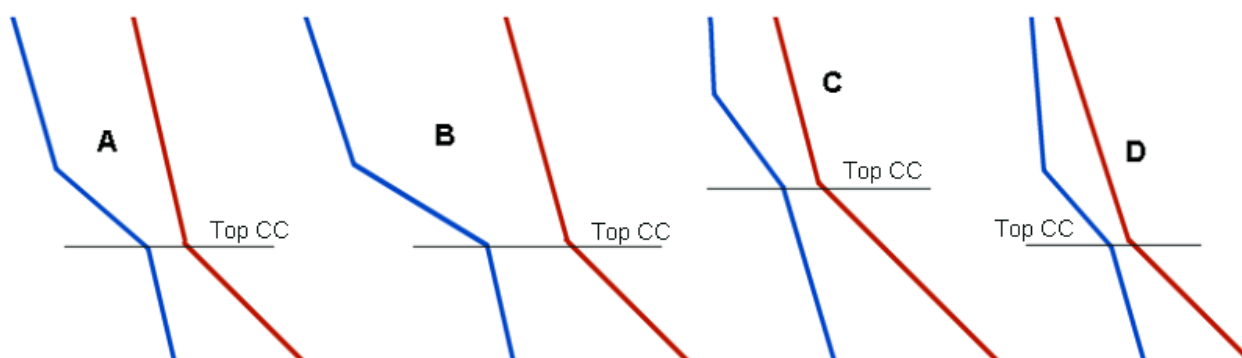


Figure 11

Il existe évidemment parfois des chevauchements. Certaines courbes sont en effet difficiles à classer car situées entre 2 types de profils.

- ◆ **Le type A** (exemple à la figure 12) est idéal et entraîne souvent la formation de beaux cumulus. Le « spread », c'est-à-dire la différence entre le point de rosée et la température, au sommet de la CC se situe entre 1 et 6 °C environ. Plus haut le « spread » est plus grand, entre 12 à 20°C voire plus, ce qui semble limiter le surdéveloppement vertical des cumulus.
- ◆ **Le type B** (exemple à la figure 13) est caractérisé par une atmosphère très sèche sur toute la hauteur ce qui entraîne souvent un ciel bleu, sans nuage.
- ◆ **Le type C** (exemple à la figure 14) est caractérisé par une atmosphère assez sèche dans la CC mais plus humide au-dessus. Ceci entraîne des nuages élevés et parfois des orages

tardifs car la condensation de la vapeur d'eau (formation des cumulus) se produit à une haute altitude et il faut donc attendre la fin de l'après-midi pour que les thermiques atteignent cette altitude.

- ◆ **Le type D** (exemple à la figure 15) est caractérisé par une atmosphère humide sur toute la hauteur. Il y a rapidement surdéveloppement de gros cumulus et la base des nuages n'est pas élevée. Le risque d'orage est important.

Sur les 51 jours étudiés :

- ◆ On peut dénombrer 14 jours de type A, 17 de type B, 11 de type C et 9 de type D. 2 types C et 5 types D montrent clairement sur les images de la webcam un développement orageux plus ou moins précoces et forts.
- ◆ Les inversions de température, décrites implicitement comme systématiquement présentes au sommet de la CC dans de nombreux ouvrages de météo pour pilotes, ne sont présentes dans cette étude que lors de 20 jours soit dans environ 39 % des cas. Le plus souvent il ne s'agit que de faibles inversions ($< 1^{\circ}\text{C}$). Dans 6 cas seulement (environ 12%) l'inversion est plus grande que 1°C .
- ◆ L'épaisseur de la CC est très variable. La plus mince ne présente que 630 m environ et la plus étendue 3300 m environ. La moyenne est de 1760 m avec un écart-type de 628 m. À noter qu'on parle bien de l'épaisseur de la CC. Pour l'altitude du sommet de la CC, il faut rajouter l'altitude de l'aéroport de Madrid soit 633 m.
- ◆ Théoriquement, on l'a vu, les gradients de T et de Td dans la CC sont de respectivement 1 et $0.2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ en raison de l'homogénéisation (brassage par convections) de la basse atmosphère. En réalité, l'homogénéisation ne semble pas parfaite, puisque le gradient de Td s'établit grosso modo entre 0 et $0.4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Cependant, après le cafouillage de la couche suradiabatique, la courbe d'humidité est le plus souvent assez linéaire et régulière. Concernant la courbe de T, elle est effectivement très proche de l'adiabatique théorique, mais le gradient s'affaiblit très légèrement aux environs de la moitié de la hauteur de la CC (figure 16). Sur cette figure, la CC est divisée en 3 selon le gradient de température : (1) la couche suradiabatique avec des gradients de température nettement supérieurs à $1.1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (2) la couche avec un gradient très proche de l'adiabatique (3) la couche avec un gradient très légèrement inférieur à l'adiabatique. La couche suradiabatique (1) présente une épaisseur moyenne de 114 m (écart-type de 119), la moins et la plus épaisses ont respectivement 9 et 575 m. Les couches (1) et (2) s'étendent en moyenne sur les 66%, depuis le sol, de la CC totale. Lors de 14 jours, soit dans 27% des cas, ces deux couches s'étendent sur toute la CC. La plus mince de ces deux couches réunies s'étend sur seulement 6.3% de la CC totale.
- ◆ La relation entre « spread » au sommet de la CC et quantité (en 8^{ème}) de cumulus n'est pas facile à établir car les résultats sont très dispersés (figure 17). On peut cependant dire que le spread optimal se situe entre 3 et 7°C environ. En dessous il y a risque de surdéveloppement, en dessus, les thermiques risquent d'être bleus. Cette règle n'est valable que sur un terrain plat. Il n'est pas sûr qu'en montagne, notamment dans les Alpes, cette règle puisse s'appliquer.

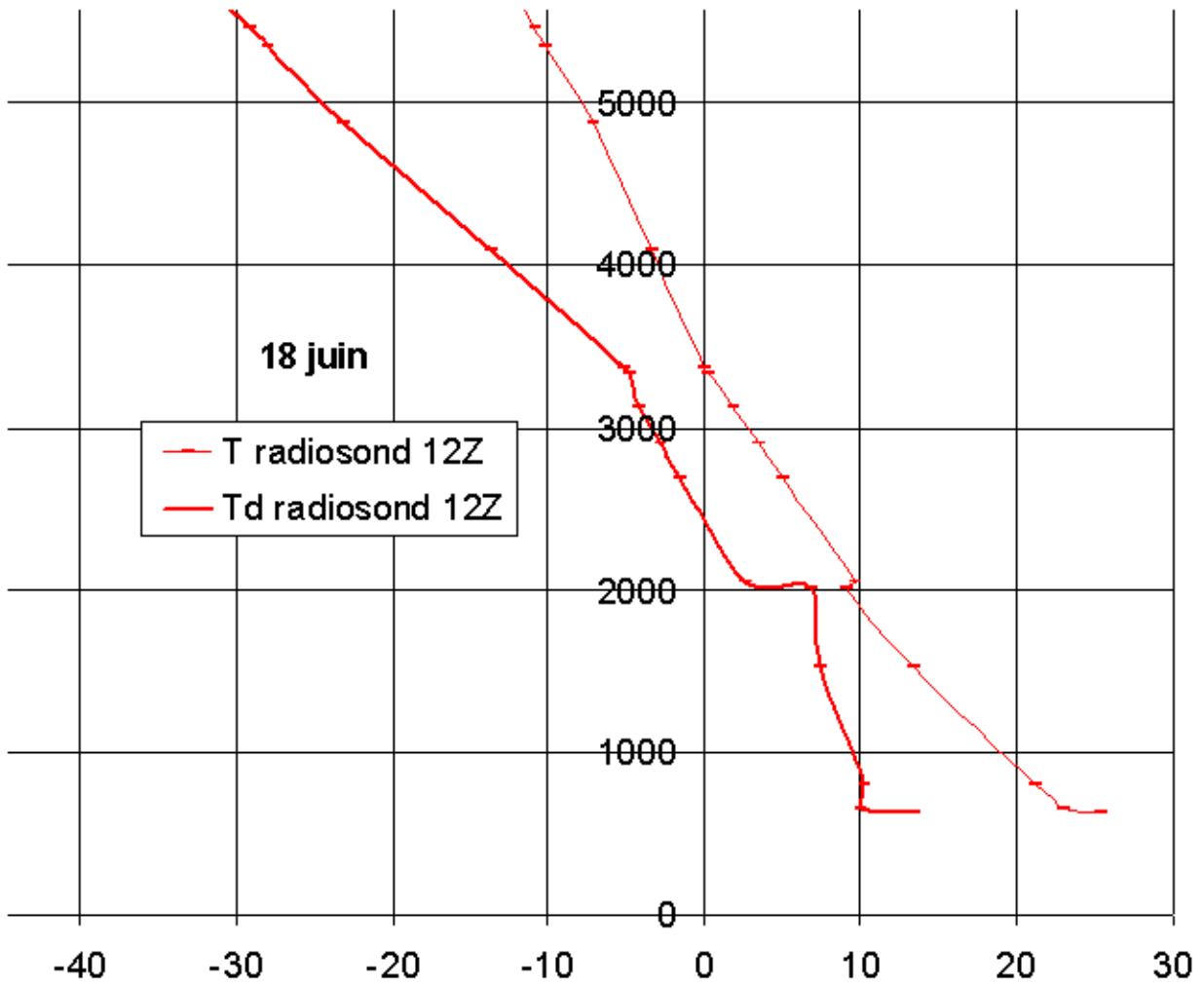


Figure 12

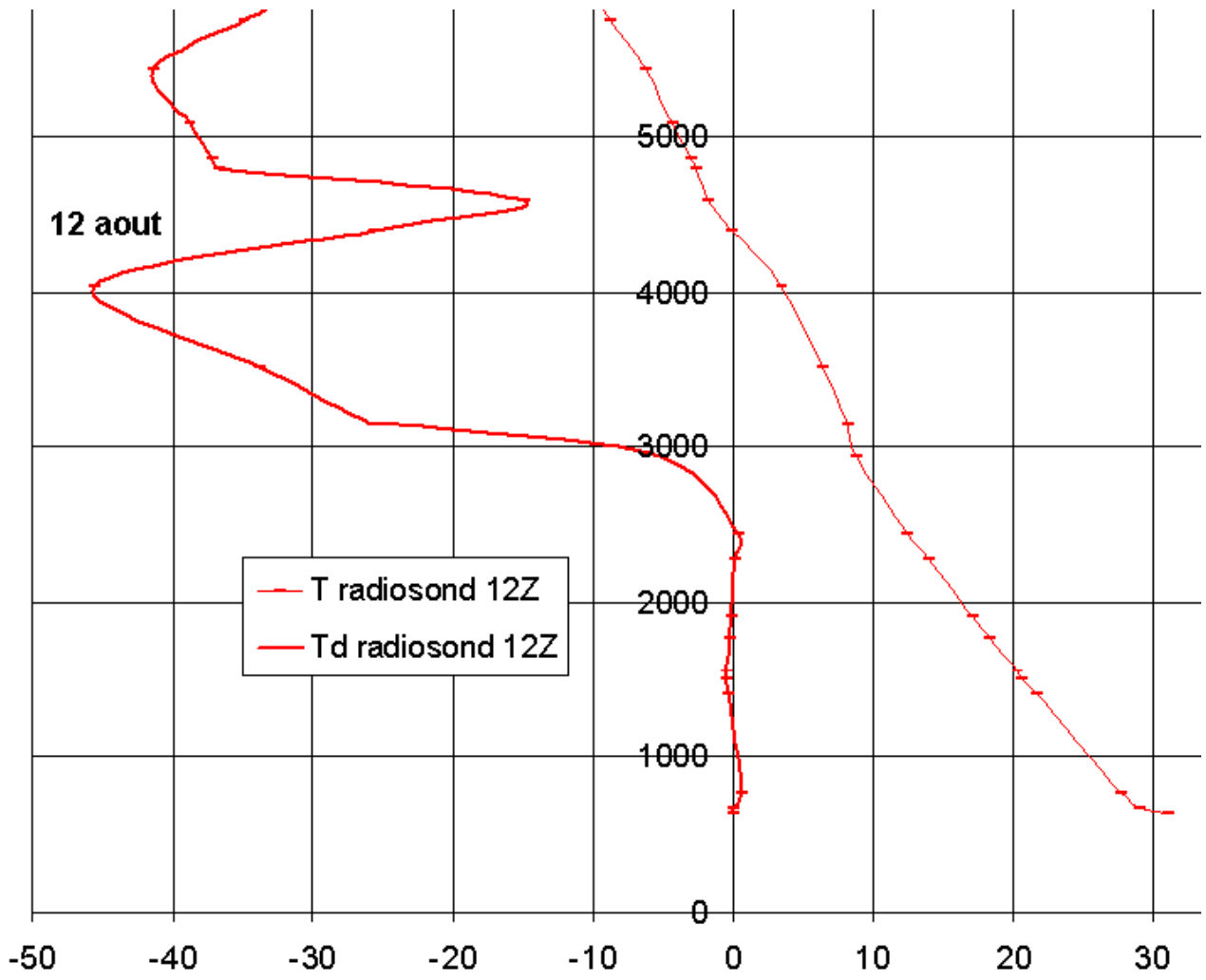


Figure 13

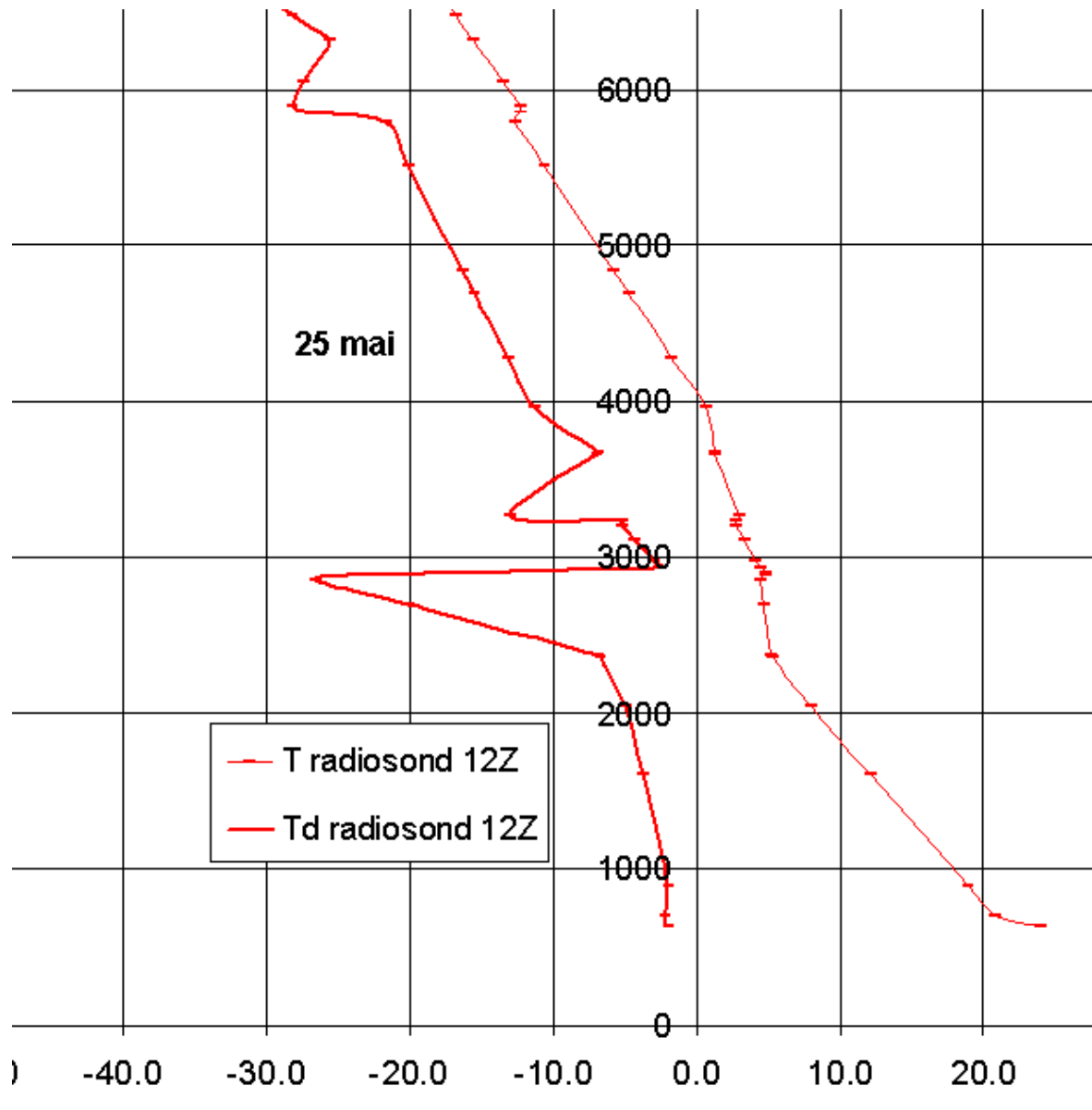
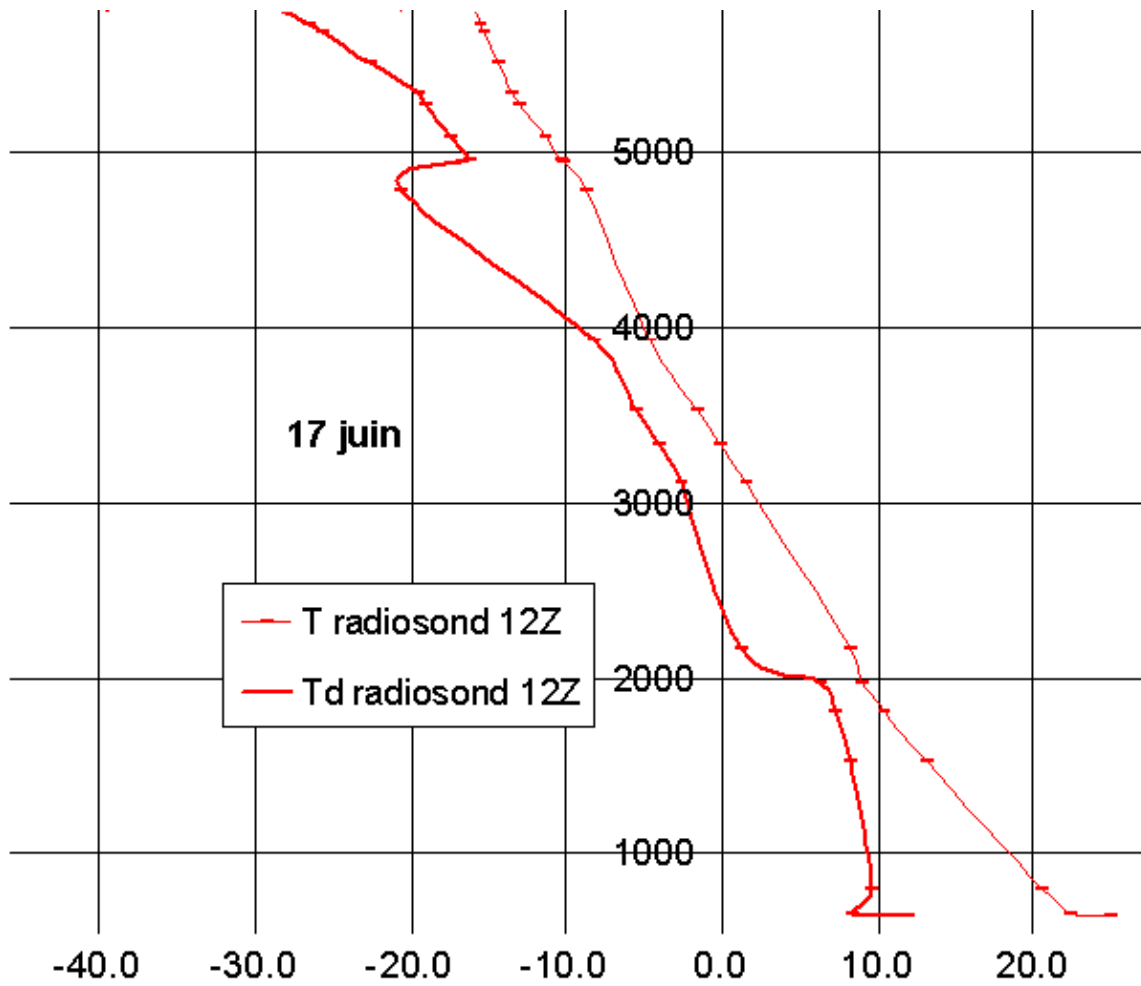


Figure 14

Figure 15 ci-dessous



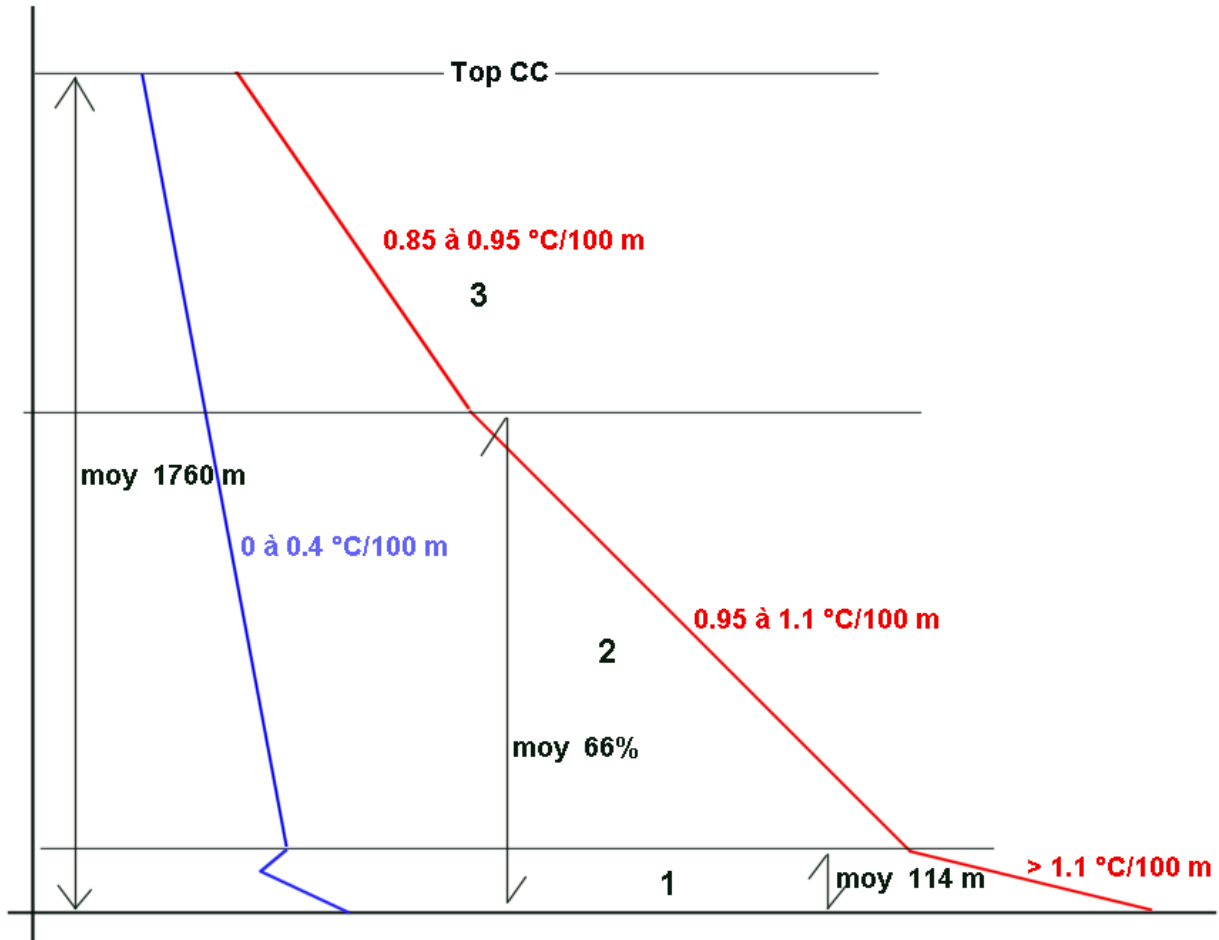


Figure 16

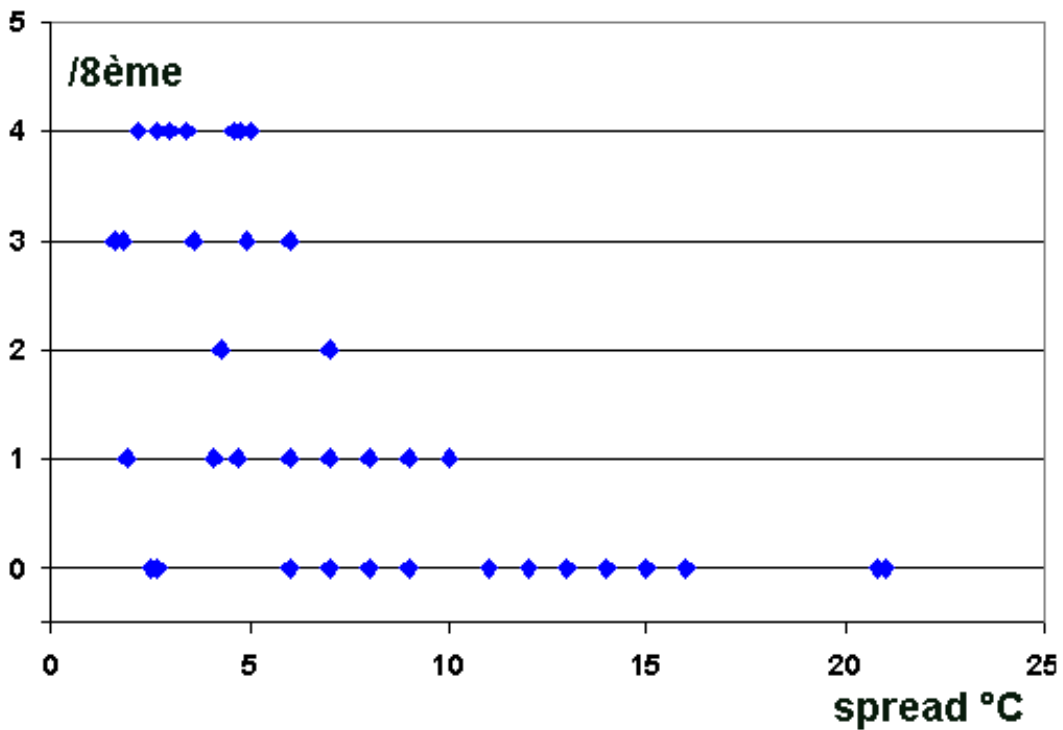


Figure 17

◆ J'ai pu constater deux phénomènes auxquels je ne m'attendais pas :

1. Dans 82% des cas (42 jours) il y a un refroidissement de la partie supérieure de la CC (courbe d'état de 12 Z) par rapport à la courbe de 00Z (exemple du 27 juin à la figure 18). Dans ce cas, la courbe de T de 12Z (rouge) est légèrement mais clairement plus froide entre 1000 et 3000 m que la courbe de 00 Z (bleue).

2. Dans 12% des cas (6 jours), une inversion partage la CC en 2, en général au tiers inférieur, parfois plus bas (exemple du 8 juillet à la figure 19), courbe rouge fine. La courbe d'humidité (courbe rouge épaisse) subit aussi un changement brusque en « baïonnette » au niveau de cette inversion. Sur la courbe de T de 00Z (bleue fine) l'inversion n'était pas présente et la courbe de température prévue (modèle GFS) ne semble jamais prévoir ce phénomène.

On peut aussi montrer une certaine homogénéisation des vents aux niveaux standards 925 et 850 hPa (respectivement environ 1000 et 1500 m). Seuls 45 sur les 51 jours étudiés sont choisis car la CC doit être au moins de 1000 m d'épaisseur. La différence moyenne de directions et de vitesses des vents entre 925 et 850 hPa est d'environ 60° respectivement 9.3 Km/h la nuit et 50° respectivement 5.7 Km/h le jour. Les écarts types sont cependant assez importants (entre 80 et 100 % environ de la valeur moyenne), montrant une grande variabilité. A noter que pour la moitié des cas (à 00Z, un peu moins à 12Z) les vents à 950 hPa sont plus forts qu'à 850 hPa. Il est intéressant d'observer aussi que la force moyenne des vents aux deux niveaux est plus faible à 12 Z qu'à 00 Z puisque l'on trouve respectivement 18.9 et 12.8 Km/h (écarts type : 11.6 et 5.4). Avec l'homogénéisation des vents et la formation de la CC, il semble donc que les vents ralentissent aussi, ce qui est une bonne chose pour les ascendances.

Finalement, il est très intéressant d'évaluer et de comparer les performances de prévisions du modèle GFS et celles de la méthode classique à partir de 00 Z. Un exemple de comparaison se trouve sur la figure 19. Il s'agit maintenant de calculer l'écart moyen des valeurs de type semblable de GFS ou de la méthode classique à partir de 00Z versus les valeurs mesurées (réalité du radiosondage) de 12 Z. Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous. La valeur supérieure est la moyenne des écarts, celle en dessous est l'écart type des écarts :

Dir des vents à 12Z	Vit des vents à 12Z	T à 700 hPa à 12 Z	Td à 12 Z	Td à 12 Z
versus:	versus:	versus:	versus:	versus:
DIR 850 GFS 31.16	VIT 850 GFS 5.39	T 700 GFS 0.54	Td 850 GFS 1.77	Td 850 00Z 3.34
29.69	3.44	0.40	1.45	5.20
DIR 700 GFS 26.51	VIT 700 GFS 10.13	T 700 00Z 1.06	Td 700 GFS 5.12	Td 700 00Z 6.70
33.19	7.26	0.90	5.14	7.72
DIR 850 00Z 59.18	VIT 850 00Z 11.22		Td 500 GFS 5.99	Td 500 00Z 10.63
44.14	9.57		7.29	9.12
DIR 700 00Z 48.78	VIT 700 00Z 8.93			
43.68	7.59			

Par exemple, l'écart moyen de la direction du vent à 850 hPa entre la prévision (pour 12 Z) de GFS et la réalité à 12 Z est de 31.16 ° (écart type 29.68). Autrement dit GFS s'est trompé en moyenne de 31° environ par rapport à la réalité. Ce qui est assez important et un peu décevant. Mais le changement (écart) de directions entre les mesures de 00 Z et celles de 12Z à 850 hPa est de 59.18°C (écart type 44.14), ce qui est presque le double de la prévision GFS. GFS est presque toujours meilleur (ou plus exactement moins mauvais) que la prévision basée sur le radiosondage de 00 Z sauf pour la vitesse des vents à 700 hPa.

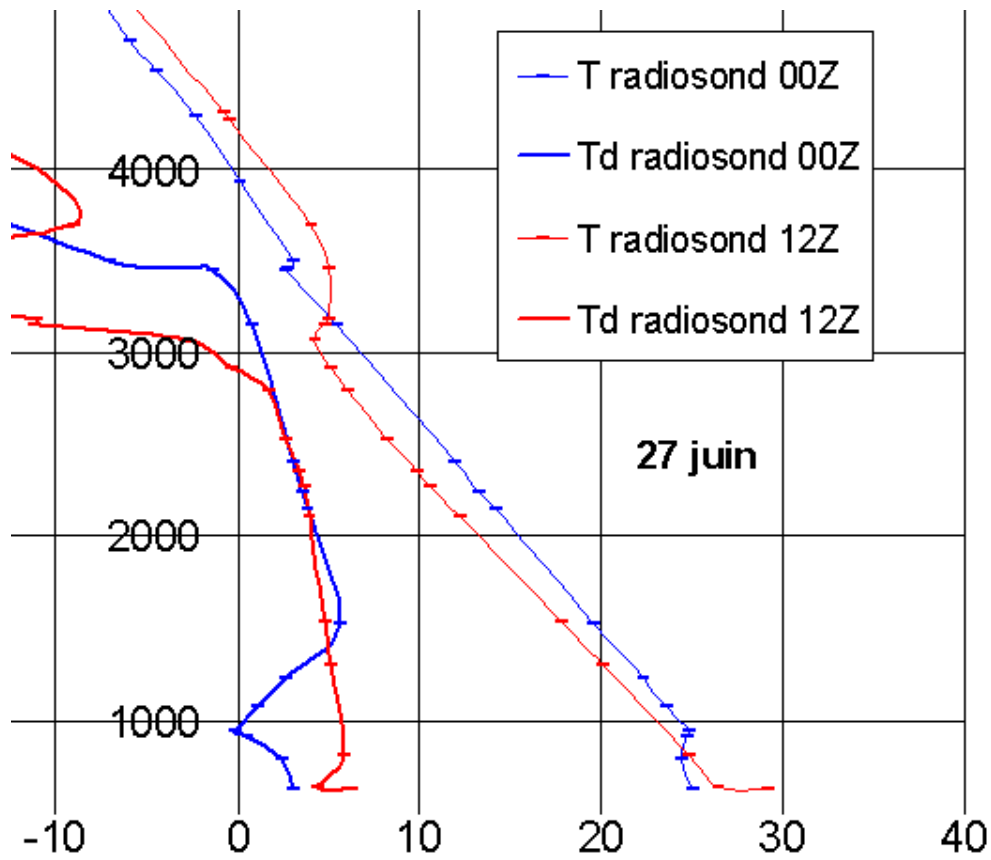


Figure 18

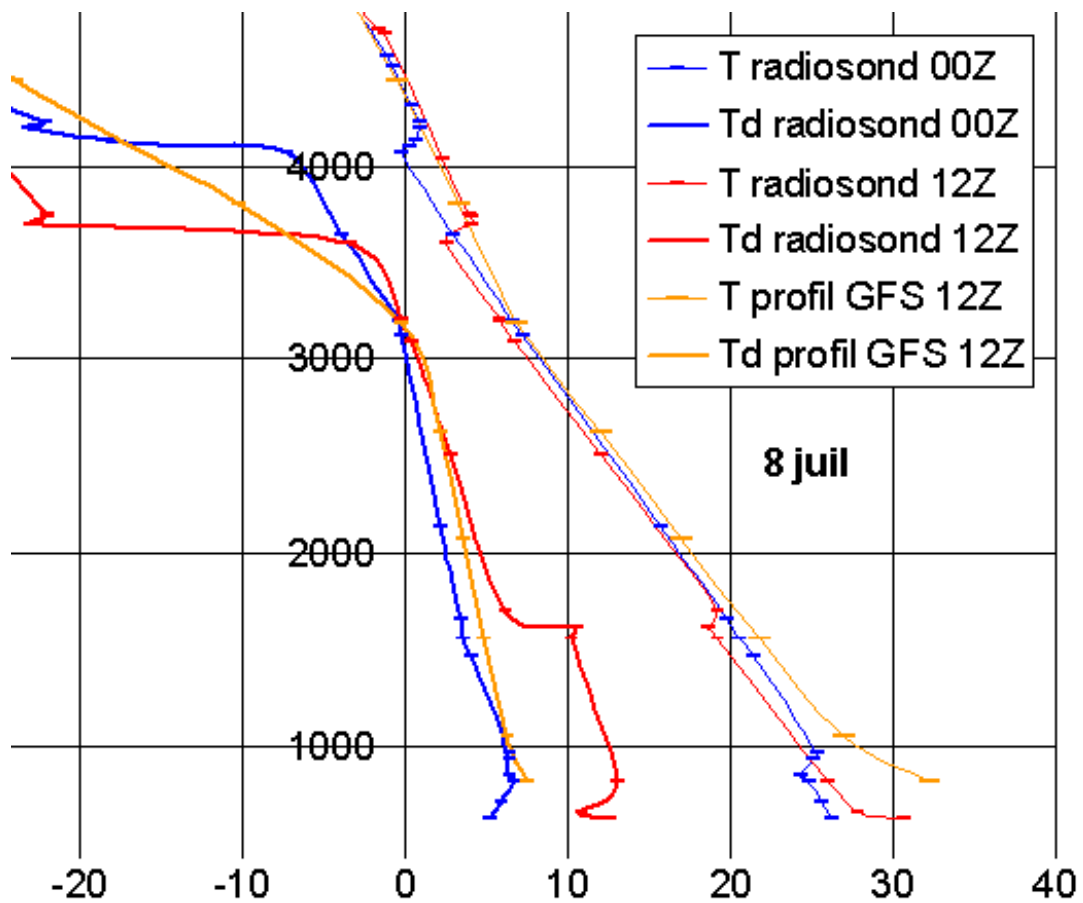


Figure 19

En effet, à ce niveau, l'écart de vitesse du vent entre la réalité mesurée de 12Z et celle de 00Z est 8.9 Km/h tandis que cet écart entre la réalité mesurée de 12Z et la prévision GFS de 12Z est de 10.1 Km/h. Pour la vitesse du vent à 700 hPa (environ 3200 m) GFS se trompe donc en moyenne de 10 Km/h alors que si l'on se base sur le radiosondage de minuit, on se trompe un tout petit peu moins (9 Km/h). Pour le reste (voir tableau) notamment la température et l'humidité, GFS reste sensiblement meilleur ou en tout cas moins mauvais.

L'écart d'altitude du sommet de la CC entre la prévision GFS pour 12 Z et la réalité mesurée par le radiosondage de 12 Z est en moyenne de 392 m (écart type 456) tandis que ce même écart entre la prévision classique à partir de 00Z et la réalité de 12 Z s'élève à 865 m (écart type 589). Là aussi, GFS reste en moyenne sensiblement meilleur ou en tout cas moins mauvais, puisqu'il ne se trompe en moyenne que de 392 m par rapport à la prévision basée sur le radiosondage de 00Z, qui se trompe de 865 m.

Discussion, résumé et conclusion

Les observations (webcam) et les valeurs objectives (mesurées ou prévues par les profils aérologiques) effectuées en 2006 à Madrid, nous permettent de mieux s'approcher de la vérité et de rejeter les idées reçues, souvent trop théoriques et fantaisistes, au sujet de l'aérodologie de la CC, des diagrammes aérologiques (dont l'égramme) et de ses ascendances thermiques.

Même si le modèle GFS est un peu décevant dans cette étude, avec des écarts de prévision non négligeables par rapport aux valeurs réelles mesurées, on devrait définitivement abandonner la méthode classique qui consiste à se baser sur le radiosondage de minuit (00Z) pour la prévision plus de 12 heures après, c'est-à-dire pendant la période de vol, puisque cette dernière méthode est encore plus décevante. Avec les progrès des modèles, seules les prévisions basées sur le résultat de ceux-ci me semblent actuellement valables. La raison principale est que les caractéristiques de la masse d'air peuvent changer fortement entre la nuit précédente et l'après-midi du vol. Ces changements sont difficiles à prévoir exactement par des méthodes simples. Les modèles, par leur puissance de calculs, leurs méthodes rigoureuses et leurs bases objectives, sont incomparablement plus précis que l'empirisme du cerveau humain, d'ailleurs beaucoup plus lent et imprécis que les super-computers. Par contre, ces derniers ne pourront pas apprécier l'émotion d'un beau vol, ni piloter ou rechercher les ascendances et sont moins adaptés pour interpréter pratiquement les résultats par rapport à la connaissance empirique de la région de vol.

Le refroidissement presque toujours présent de la partie supérieure de la CC entre minuit et midi UTC est un autre élément qui rend la méthode classique peu fiable. Je n'ai pas trouvé la cause exacte de ce phénomène. S'agit-il d'une inertie (retard) de changement diurne de température de l'atmosphère à la partie haute de la CC par rapport à sa partie inférieure, près du sol ? S'agit-il d'une advection, d'une homogénéisation ou d'un soulèvement lent (antisubsidence) à échelle locale d'origine convective ou de l'effet conjugué de ces phénomènes ?

Après examen des différents profils mesurés vers 12Z, on peut dire que la réalité de la structure de la CC est assez proche de la théorie. Les figures 3 et 8 résument bien à quoi ressemble très probablement et grosso modo les différentes courbes de températures et d'humidité (températures de point de rosée) d'une CC. Dans celle-ci, les gradients de températures et de températures de point de rosée sont respectivement assez proches des gradients théoriques : $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (adiabatique sèche) et de $0.2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Pour Madrid en tout cas, les profils aérologiques vers 12Z peuvent être classés en 4 types : figure 11. Chacun de ces types ont tendance à générer une nébulosité et un ciel particuliers. Le type A, le plus favorable, génère le plus souvent un ciel avec de beaux cumulus.

Les inversions de température au sommet de la CC ne sont pas systématiques, loin de là, contrairement à ce que semble penser la majorité des pilotes. Très souvent la CC se termine au sommet par un simple changement, sans inversion, de gradient de température et d'humidité.

Dans de rares cas, la CC à 12 Z semble être divisée en 2 parties par une petite inversion de température, située environ à mi-hauteur. Cette inversion disparaît probablement le plus souvent en cours d'après-midi avec un réchauffement convectif intensif à partir du sol.

Bibliographie

1. Garrat JR – The atmospheric boundary layer, Cambridge University Press, 1992
2. OSTIV - Handbook of meteorological forecasting for soaringflight, 2nd edition, technical notes no 158 of WMO, 1993.
3. Rotach Heinrich - Meteo für Streckenpiloten, Delta Info (ancien Swissglider) mai et juillet 1985.
4. Wallington CE – Meteorology for glider pilots, John Murray, 3rd edition, 1977.
5. Reichmann Helmut – La course en planeur, Seidéc édition, 1982
6. Wang Jim – Practical forecasting of thermal soaring weather, Technical soaring, volume 21, number 1, january 1997.
7. Schultze Micha - L'émagramme. Perspectives et limites de la prévision des thermiques sur les sites de vol, Swissglider, juin 2003.
8. Bradbury Tom - Meteorology and flight, a pilot's guide to weather, A&C BLACK, London, 1989.
9. Oberson Jean - Guide pratique d'interprétation des modèles numériques de la famille GFS (USA) pour évaluer et prévoir l'aérogologie, la climatologie et les conditions atmosphériques pour le vol libre, notamment de performance, dans le Haut-Valais, 2005, <http://www.soaringmeteo.com/condivolVS.pdf> ou <http://www.cid.ch/meteo/condivolVS.pdf>
10. Lindemann Carsten - Parameters of thermal convection as measured by a powered glider, OSTIV publication XVI, 1981.
11. Milford JR – Some statistics of thermals observed by a powered sailplane, OSTIV publication XV, 1978.
12. Heimann D – A simple numerical model of thermal and cumulus convection, OSTIV publication XVIII, 1985.
13. Schmidt Helmut, Schumann Ulrich - Structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations, Technical Soaring, SSA-OSTIV, vol 14, Number 4, 1990.
14. Oberson Jean - Thermiques d'hiver, le pourquoi du comment - Mesures personnelles avec le JDC-Skywatch GEOS 11 dans les thermiques d'hiver à Verbier, le 27 décembre 2007. <http://www.soaringmeteo.com/condivolVS.pdf> ou <http://www.cid.ch/meteo/condivolVS.pdf>. Voir aussi les articles simplifiés en français et en allemand dans le "Swiss Glider 3/2007" : Thermiques d'hiver à Verbier, le pourquoi du comment... Winterthermik in Verbier. Wieso, weshalb, warum.
15. Oberson Jean - Mesures et réflexions sur les convections avec GEOS 11 et GPS à Verbier le 13 mars 2007, http://www.soaringmeteo.com/verbier_13_mars_2007_GEOS_11_et_GPS.pdf ou http://www.cid.ch/meteo/verbier_13_mars_2007_GEOS_11_et_GPS.pdf.
16. Oberson Jean - Mesures et réflexions sur les convections avec GEOS 11 et GPS à Sonchaux le 14 mars 2007, http://www.soaringmeteo.com/Sonchaux_14_mars_2007.pdf ou http://www.cid.ch/meteo/Sonchaux_14_mars_2007.pdf.
17. Oberson Jean - Mesures et réflexions sur les convections avec GEOS 11 à Jaman le 26 avril 2007, http://www.soaringmeteo.com/VOL_JAMAN_26_AVRIL_07.pdf ou http://www.cid.ch/meteo/VOL_JAMAN_26_AVRIL_07.pdf
18. Whitemann C David – Mountain meteorology, fundamentals and applications, Oxford university press, 2000.
19. Arya S. Pal – Introduction to micrometeorology, international geophysics series, vol. 79, 2nd ed. 2001.