Les quelques feuillets qui suivent, sont en grande partie le résultat d'un travail de synthèse, appuyé sur quelques publications, thèses et ouvrages, citées non exhaustivement dans la partie bibliographie.
Au cours de ces lectures, il m'est apparu que l'on pouvait s'affranchir de toutes connaissances plus ou moins ardues de thermodynamique, éviter tout vocabulaire compliqué, et traiter le sujet en appliquant des règles simples, compréhensibles par tous.

Afin d' « interpréter » au mieux le fluide dans lequel se déplace le pilote de vol libre, et gagner en efficacité et sécurité dans sa pratique, celui-ci doit impérativement utiliser l'outil par excellence pour la prévision des bonnes ou mauvaises journées de vol, à savoir l'« émagramme ». Ce dernier peut être lu et appréhendé de bien des manières, de la plus rebutante à la plus simple.
Je vous propose ici, dans une première partie, d'en faire une lecture simplifiée, essentiellement visuelle, mais suffisante pour que vous décidiez, lecture faite, de mettre ou non la voile sur le dos.

En allant un tout petit peu plus loin, une deuxième partie vous montrera que ce graphique est plus riche en informations qu'il n'y parait, et les assimiler sera utile pour « savoir » s'il y aura des ascendances, « estimer » l'altitude à laquelle on pourra monter, et se « garder » d'éventuels débordements météorologiques, à savoir les orages.

Enfin, une troisième et dernière partie, fruit d'un travail plus personnel, sera une application pondérée de ce que nous aurons appris au massif du Pilat, et nous découvrirons la complexité des « modèles numériques », la façon de les utiliser et leurs limites.

Pour ne pas alourdir ce cours, de nombreuses notions ont été simplifiées, d'autres ont été passées sous silence. Elles seront peut-être incluses dans la troisième partie.

En fin de chaque partie vous trouverez :

Un **Glossaire** contenant les termes pouvant justifier d'une définition ou explication. Ils apparaissent dans le texte du cours en caractères gras.

Une **Bibliographie** rassemblant des références Internet où des ouvrages de la littérature qui m'ont servi ou qui apportent des compléments d'informations.

Lecture d'un émagramme - *Deuxième partie*

Table des matières

1. Introduction 3
2. Les adiabatiques 3
   2.1. Adiabatique sèche 3
   2.2. Adiabatique humide ou pseudo adiabatique 4
3. Courbes de rapport de mélange 6
4. Critères de stabilité - Instabilité 8
   4.1. Stabilité absolue 8
   4.2. Instabilité absolue 9
   4.3. Instabilité conditionnelle 9
5. Convection libre et convection forcée 11
6. Exploitation des émagrammes 13
   Exemple 1 13
   Exemple 2 14
   Exemple 3 17
7. Prévision des débordements orageux 20
   7.1. Apport de chaleur en basses couches 20
   7.2. Apport d'humidité en basses couches 21
   7.3. Les indices calculés 22
      7.3.1 Indice de George 22
      7.3.2 Indice Total-Total 23
Résumé 25
Annexe 1 26
Annexe 2 28
Glossaire 29
Bibliographie 30

1 Introduction.

Les quelques notions de physique concernant l'atmosphère, que nous avons vues dans la première partie, sont bien sûr supposées capitalisées. Il est temps d'aller plus avant en se penchant non plus sur les courbes d'état et de points de rosée qui sont, insistons encore, des données d'observations, mais sur 3 lois physiques qui régissent l'**évolution dynamique** de la masse d'air, en particulier ses mouvements verticaux. Pas d'inquiétude, il n'y aura ni formule, ni explication fumeuse. Vous verrez, c'est l'enfance de l'art.

2 Les adiabatiques.

Avant d'entrer dans le vif du sujet, il convient de préciser la notion de « parcelle d'air », notion qui va revenir très souvent dans cette deuxième partie. On appelle « particule d'air » ou « bulle d'air » ou « parcelle d'air », un petit volume d'air atmosphérique ayant une pression, une température, et une densité propres, et n'échangeant pas de chaleur avec le milieu extérieur. C'est un concept qui va nous être très utile dans nos raisonnements.

Considérons donc une bulle d'air près du sol, par une journée ensoleillée. Par contact avec le sol surchauffé, sa température s'élève[A]. Supposons qu'elle ait gagné plusieurs degrés (entre 3 et 5°C). Que se passe-t-il ? Nous l'avons vu dans la première partie : elle se dilate, son volume augmente, donc sa densité diminue, tout ceci restant bien sûr à pression constante. Devenant plus légère que le milieu environnant, elle s'élève (**principe d'Archimède**). On décrit ce phénomène en parlant aussi de « **flottabilité** », terme assez évocateur. Comme l'air est un mauvais conducteur de la chaleur, et si la particule s'élève rapidement, elle n'échange pas de chaleur avec le milieu environnant. Elle va donc se refroidir en se détendant. On dit que la détente est adiabatique[B]. Et cette détente est régie par une loi physique.
Cependant deux cas se présentent à nous :

Premier cas L'air de la parcelle contient un certain pourcentage d'humidité mais il n'y a pas d'eau sous forme condensée (gouttelettes d'eau), il sera considéré comme « sec » ! C'est de l'air « non nuageux ». La loi sera celle de « l'adiabatique sèche ».

2.1 Adiabatique sèche.

Notre parcelle s'élève donc, et sa température va se refroidir selon un **gradient** particulier, appelé « gradient adiabatique sec ».

Première loi : Le refroidissement adiabatique d'un air « sec » en ascension est de -1°C par tranche de 100 m d'élévation.

(Réciproquement, un air sec « descendant » se réchauffe de +1°C pour 100 m de perte d'altitude).
Chose importante à retenir, au cours de son élévation notre parcelle conserve toute son humidité.
La courbe qui décrit cette élévation sur l'émagramme est appelée l'adiabatique sèche (ou parfois gradient adiabatique sec).
Sur l'émagramme **NOAA**, les « adiabatiques sèches » forment un réseau de lignes courbes, pleines, inclinées sur la gauche (Fig.1 page suivante).

[A] C'est le phénomène de convection qui en est responsable. La convection se produit dès qu'une surface possède une température plus élevée que l'air qui l'entoure.
[B] Mot qui vient du grec « adiabatos », signifiant « ne peut être traversé ». Dans notre cas, cela signifie qu'il n'y a pas de transfert thermique.

Un petit exercice permettra de fixer les idées.

<u>Enoncé</u> : Une parcelle d'air « sec » (P_1) quitte le sol lorsqu'elle est à 25℃ (Fig.1). Elle monte jusqu'à 2000 m (800hPa) et s'arrête. Quelle est sa température ?

<u>Réponse</u> : La parcelle étant de l'air « non nuageux », on trace à partir du point P_1 une courbe parallèle à l'adiabatique sèche (première loi) la plus proche jusqu'à la ligne d'égale altitude de 800 hPa (2000 m). Elle coupe cette ligne en P_2. De ce point, on descend tout simplement une parallèle aux lignes d'égales températures, et on lit 5℃. On aurait aussi pu faire le calcul de tête : 2000 m d'élévation en perdant 1℃/100 m, cela fait 20℃ en moins, donc 25-20=5.

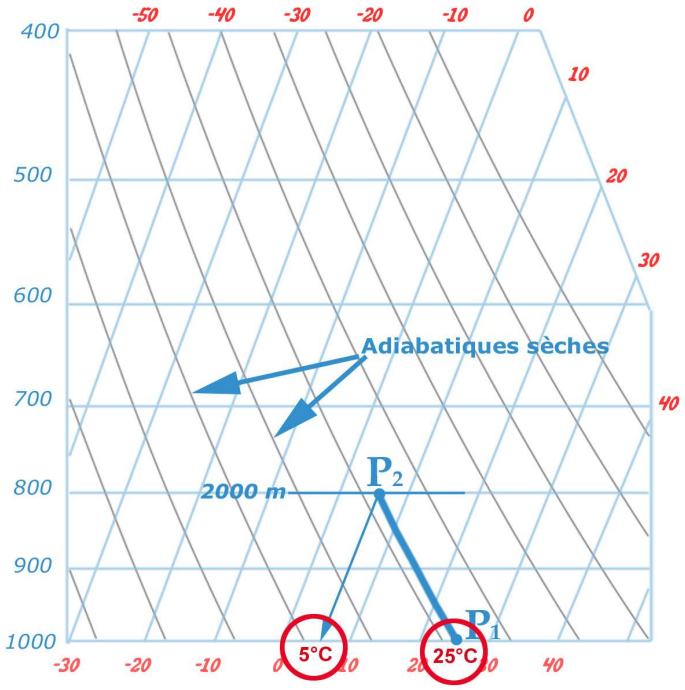


Fig.1 *Réseau des adiabatiques sèches.*

Deuxième cas

Cette fois, l'air de la parcelle est saturé d'humidité, et il y a présence d'eau sous forme condensée (gouttelettes d'eau). C'est le cas de l'air « nuageux ». La loi sera celle de « l'adiabatique humide ».

2.2 Adiabatique humide.

Reprenons notre parcelle d'air précédente où elle en était, c'est-à-dire à 2000 m. On suppose qu'à la température de 5°C, qui est la sienne, de la condensation apparaisse. La parcelle devient donc saturée d'humidité, et s'est transformée en petit bout de nuage. Si le milieu qui l'environne est plus froid qu'elle, rien ne s'oppose à ce qu'elle continue à monter, mais nous allons voir que le chemin ne sera pas le même que précédemment.
Au cours de son élévation notre parcelle d'air saturé d'humidité se refroidit encore, mais <u>la condensation de l'eau sous forme de gouttelettes dégage une certaine quantité de chaleur</u>[A] qui ralentit son refroidissement. Notre bulle se refroidit donc moins vite qu'un air sec qui s'élève, et perd seulement 0,6°C[B] pour 100 m d'élévation au lieu de 1°C.

Deuxième loi : Le refroidissement adiabatique d'un air saturé en ascension est de -0,6℃ par 100 m d'élévation.

(Réciproquement, un air saturé « descendant » se réchauffe de +0,6°C pour 100 m de perte d'altitude).

[A] Pour évaporer une certaine quantité d'eau, il faut fournir de l'énergie sous forme de chaleur. A l'inverse, quand l'eau se condense, cette chaleur est « rendue ». C'est la chaleur latente de condensation.
[B] C'est une valeur moyenne, car dans la réalité cette valeur oscille entre 0,4 et 0,8°C pour 100 m en fonction de l'altitude. Nous conservons la valeur moyenne par souci de simplification.

La courbe qui décrit le trajet d'une parcelle saturée sur l'émagramme est appelée l'adiabatique humide (ou parfois pseudo-adiabatique).
Sur l'émagramme NOAA, les « adiabatiques humides » forment un réseau de lignes courbes, en pointillé, inclinées sur la gauche, mais moins que les adiabatiques sèches (Fig.2 ci-contre).

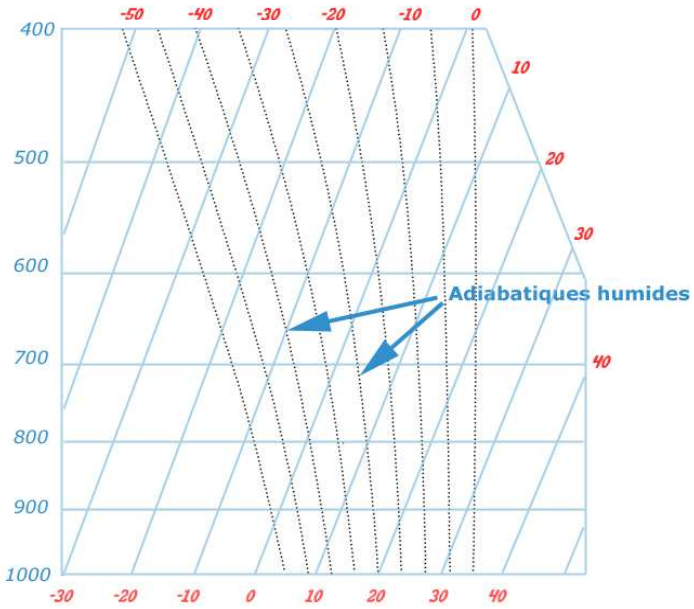


Fig.2 *Réseau des lignes adiabatiques humides.*

Faisons un nouvel exercice pour voir comment cela fonctionne.

Enoncé : Reprenons l'exemple précédent traité sur la Fig.1 de la page 4, et admettons que notre parcelle qui s'est hissée au point P_2 soit arrivée à saturation et qu'elle se condense (Fig.3). Si, par hypothèse, on dit qu'elle peut parvenir à 5000 m, quelle y serait sa température ?

Réponse : Attention ! Une fois que la parcelle est saturée, elle ne suit plus dans son ascension l'adiabatique sèche, mais obéit à la deuxième loi , celle de l'adiabatique humide !
On trace à partir du point P_2 une courbe parallèle à l'adiabatique humide la plus proche jusqu'à la ligne d'égale altitude de 540 hPa (5000 m). Elle coupe cette ligne en P_3. De ce point, on monte une parallèle aux lignes d'égales températures, et on lit -15℃.
On aurait aussi pu faire le calcul de tête : en P_2 la parcelle est à 5℃, sur l'ascension de 3000 m elle va perdre : 0,6℃ pour 100 m, soit 6℃ pour 1000 m, comme il y a 3x1000 m on aura 3x6℃= 18℃. Sa température à 5000 m sera donc : 5°-18°= -13℃. La différence entre ce calcul et la détermination graphique provient du fait que cette dernière est moins précise.

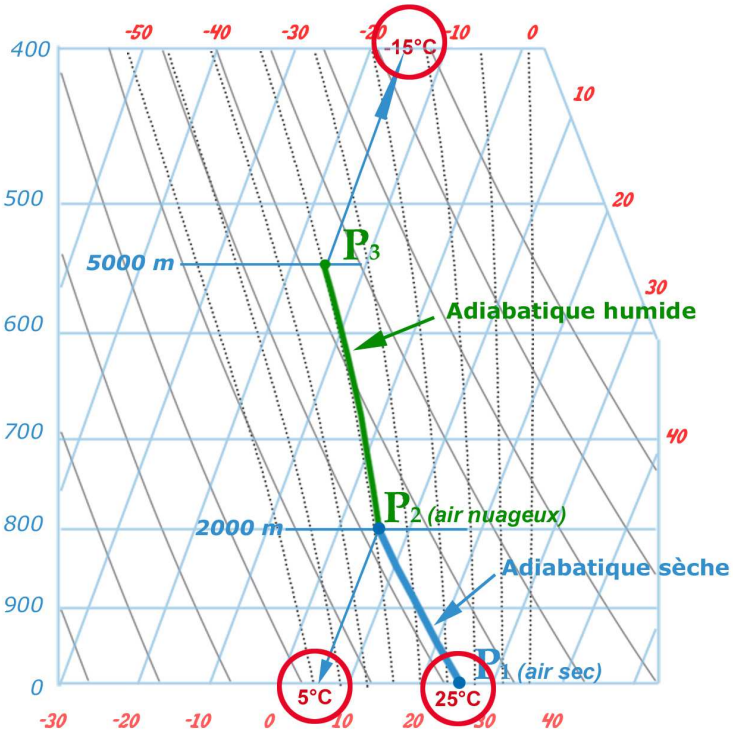


Fig. 3 *Ascension d'une parcelle d'air « sec » (P_1), puis « saturé » (saturation en P_2). Lecture des températures en P_2 et P_3.*

En résumé, les adiabatiques permettent de suivre l'évolution d'un air qui se déplace verticalement. Un air sec (non nuageux) se refroidit par élévation de 1°C pour 100 m d'altitude. Son refroidissement est représenté sur les émagrammes par une courbe appelée « adiabatique sèche ».
Un air saturé (air nuageux) se refroidit moins vite à cause du dégagement de chaleur issu lors de la condensation des gouttelettes d'eau. Son taux de refroidissement qui est de - 0,6 °C pour 100 m d'élévation, est représenté par une courbe appelée « pseudo adiabatique » ou « adiabatique humide ».

3 Les courbes de rapport de mélange.

Voilà un nom bien barbare, qui semble cacher une chose bien compliquée. Il ne faut pas vous effrayer, car nous allons simplifier ce chapitre au maximum.
Ce nom vient du fait que l'air est considéré comme un mélange d'air sec et d'eau sous forme de vapeur. Pour le définir on a introduit la notion de rapport entre la masse d'eau (exprimée en g) et la masse d'air sec (exprimée en kg), d'où le nom de « rapport de mélange ».
Pour les plus dégourdis, ils peuvent toujours approfondir ce qui va être dit ici en parcourant en plus l'Annexe 1, où la notion de « rapport de mélange » a été un peu plus développée. Mais il n'est pas obligatoire de la lire.

Voilà donc le dernier réseau de courbes que l'on va trouver sur notre émagramme. Il correspond à la dernière loi physique qui contrôle l'évolution de la température du point de rosée de toute parcelle d'air « sec » qui se met en mouvement selon la verticale.
Ces courbes forment sur l'émagramme NOAA, un réseau de lignes penchées à droite (Fig.4).
Chaque ligne est surmontée d'un nombre dont l'unité est en g d'eau liquide par kg d'air sec. Ce nombre va en augmentant de la gauche vers la droite (de 0,4 g/kg à 20 g/kg). Pour la compréhension de la suite, il n'est pas nécessaire d'aller au-delà de ce qui vient d'être dit.

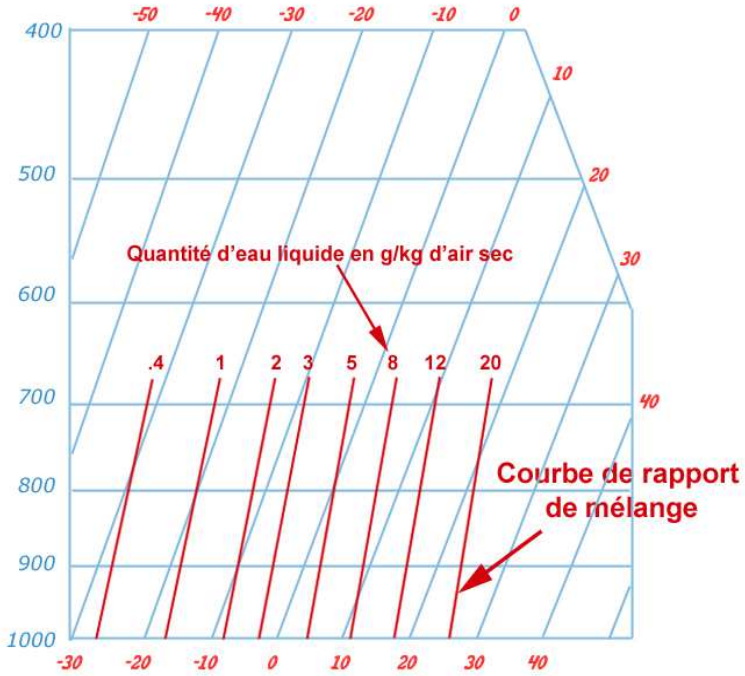


Fig. 4 *Courbes de rapport de mélange.*

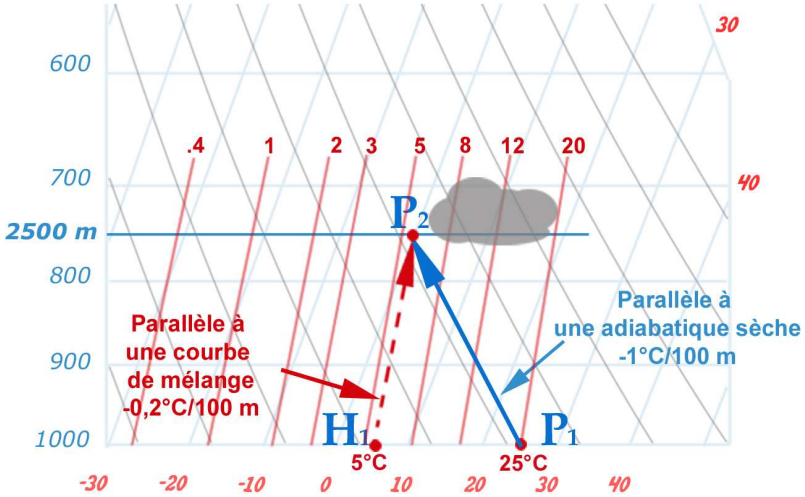


Fig. 5 *Devenir du point de rosée (H_1) d'une parcelle d'air sec (P_1) en ascension.*

Considérons sur la Fig. 5 à gauche, une parcelle P_1 d'air non saturé d'humidité dit « air sec », près du sol surchauffé. Sa température est de 25°C et son point de rosée (H_1) est de 5°C. En admettant que sa température soit supérieure de quelques degrés à celle de l'air qui l'entoure, elle quitte le sol car sa densité est devenue plus faible. Elle s'élève donc, et rien de nouveau, elle suit l'adiabatique sèche (Cf. chapitre 2 Premier cas), en perdant 1°C pour chaque 100 m d'élévation.
Que fait son point de rosée ?
Comme on l'a déjà dit, l'humidité absolue (qui s'exprime en g d'eau par kg d'air sec) de

cette bulle en soulèvement reste constante, le point de rosée va donc suivre une parallèle à une des courbes de rapport de mélange. Dans notre cas, le rapport de mélange est situé entre les lignes 5 et 8, il est d'environ 5,5 g/kg. On trace donc une parallèle à la droite la plus proche, 5 g/kg, c'est sur cette droite que va se déplacer le point de rosée. On peut remarquer que durant cette ascension sa température baisse, mais faiblement puisque le gradient n'est que de -0,2°C pour 100 m d'élévation.

Troisième loi : Le point de rosée de toute parcelle d'air « sec » en ascension décroit de 0,2°C par tranche de 100 m

Attention ! Les points P_1 et H_1 s'élèvent ensemble sur une ligne d'égale altitude. Et on constate que plus ils s'élèvent plus ils se rapprochent. C'est ainsi que les courbes d'évolution de ces 2 points vont se croiser en un point P_2. A ce moment, les températures du point de rosée et du point d'état seront identiques ! On vient d'atteindre ce que l'on nomme le **point de condensation**, le nuage se forme.

On comprend ainsi facilement pourquoi un air plus humide au sol, donnera une base de nuages de faible altitude (Fig. 6). Dans ce graphique, la parcelle garde la même température au sol, mais on choisit deux points de rosée différents. Le point H_1 représente une humidité très faible puisque le « spread » est d'environ 23°C, dans ce cas le point de condensation C_1 atteint 2800 m. Si l'on choisit une humidité plus forte, le point H_2 se rapproche du point d'état P (Le Fig.6 montre que le « rapport de mélange » passe de 4,5 à 9 g/kg), l'écart entre les 2 points se réduit et n'est plus que de 12°C. Le point de condensation C_2 se retrouve alors abaissé à 1700 m.

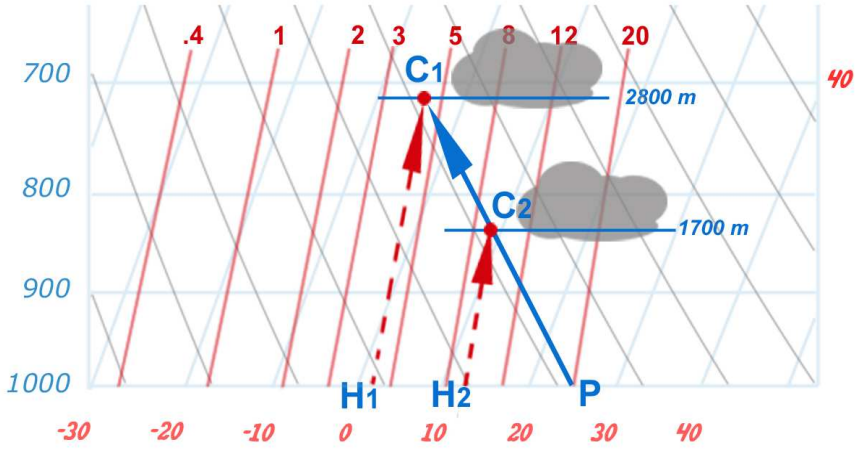


Fig. 6 *Niveau du point de condensation en fonction de l'humidité au sol.*

On pourra s'abstenir de lire le chapitre suivant, et passer directement au chapitre 5, car il n'est pas fondamental dans l'exploitation des émagrammes. Néanmoins, sa lecture apportera un plus dans la compréhension de la convection atmosphérique.

Les courbes de rapport de mélange sont d'une importance essentielle dans la prévision de l'altitude à laquelle se forment les nuages convectifs. Leur pente, de -0,2°C/100 m d'élévation, détermine le chemin que suit le point de rosée d'une parcelle d'air non nuageux en ascension.

4. Critères de stabilité - Instabilité de l'air.

La notion de stabilité ou d'instabilité de l'air fait intervenir la température de la parcelle d'air considérée, par rapport à l'air environnant. Intervient ici sa « flottabilité », autrement dit sa capacité à s'élever ou à descendre à l'intérieur de la masse d'air, uniquement par le fait de sa température, donc de sa densité.

Les zones colorées des graphiques définissent 3 régions : bleue à droite de l'adiabatique humide, rouge à gauche de l'adiabatique sèche et jaune entre les 2 adiabatiques. Nous verrons par la suite que ces 3 régions sont en relation étroite avec les critères de stabilité-instabilité.

4.1 Stabilité absolue.

On dit qu'une atmosphère est en <u>stabilité absolue</u> quand la courbe d'état de l'atmosphère est située à droite de l'adiabatique humide (zone bleue de la Fig.7 à droite). Dans ce cas, toute parcelle que l'on écarte de sa position d'origine en l'élevant, revient à celle-ci, car sa température est toujours plus froide que celle de l'air qui l'environne. Il y a donc opposition à tout mouvement vertical de type thermique.

Dans une tranche d'atmosphère stable, les phénomènes de convection ne peuvent se développer.

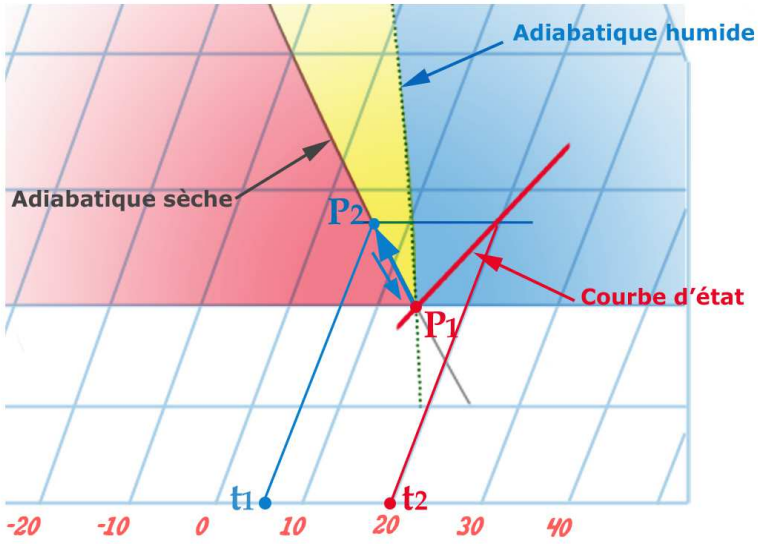


Fig.7 *Stabilité absolue.*

Sur la Fig.7, prenons une parcelle d'air « sec » P_1 à une altitude donnée, elle appartient à la courbe d'état en rouge. Donnons lui une petite impulsion verticale jusqu'à un point P_2. Elle s'élève, c'est la règle, selon l'adiabatique sèche jusqu'au point P_2, mais comme sa température (t_1) est toujours plus froide que celle du milieu environnant (t_2) elle redescend à son point d'origine. L'atmosphère est dite en stabilité absolue.

4.2 Instabilité absolue.

On dit qu'une tranche d'atmosphère est en <u>instabilité absolue</u> quand la courbe d'état est située à gauche de l'adiabatique sèche (Fig.8 à droite). Pourquoi ? L'explication est simple et presque intuitive.
Sur la Fig.8, prenons une parcelle d'air « sec » P_1 à une certaine altitude, appartenant à la courbe d'état en rouge. Donnons lui une petite impulsion verticale, elle s'élève en suivant l'adiabatique sèche passant par P_1 ou une de ses parallèles, jusqu'au point P_2.
Comme sa température (t_2) est toujours plus chaude que celle du milieu environnant (t_1) elle continue son mouvement. L'atmosphère est dite en instabilité absolue. Rien ne s'oppose, dans cette portion d'atmosphère, aux mouvements verticaux.

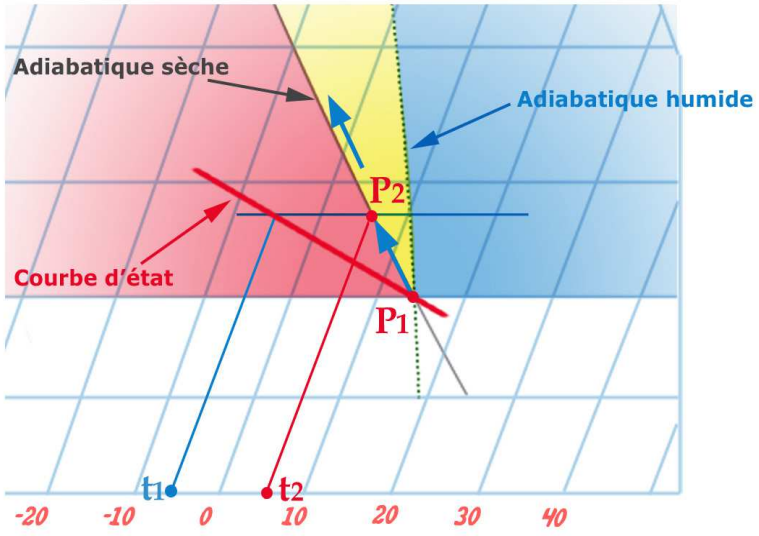


Fig.8 *Instabilité absolue.*

Dans une tranche d'atmosphère instable, les phénomènes de convection se développent de manière spontanée.

On ne rencontre ce genre de situation que près du sol, lors des forts ensoleillements de milieu de journée. La portion de la courbe d'état en instabilité absolue porte

alors le nom de suradiabatique. Elle dépasse rarement la centaine de mètres d'épaisseur (Fig.8 Bis).
La couche suradiabatique, généreuse dispensatrice de thermiques, disparait au cours de la journée à cause du brassage incessant de la masse d'air, de son remplacement par de l'air plus froid (mouvement convectif), et de l'affaiblissement de l'ensoleillement.

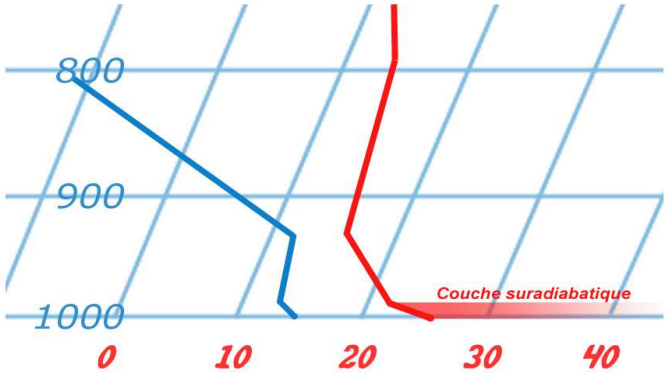


Fig.8 Bis - *La couche suradiabatique (en rouge dégradé) est située près du sol.*

4.3 Instabilité conditionnelle.

On dit qu'une tranche d'atmosphère est en instabilité conditionnelle quand la courbe d'état de l'atmosphère est située entre celle de l'adiabatique sèche et celle de l'adiabatique humide (Fig.9). Dans ce cas, l'atmosphère est soit stable, soit instable, selon que la parcelle d'air soulevée est « saturée » ou « sèche ».

⇨ **Cas 1** - La parcelle est « saturée ».

Si on donne une impulsion verticale à une parcelle saturée P_1 (Fig.9), appartenant à la courbe d'état en rouge, elle va suivre l'adiabatique humide (chemin P_1 à P_2) A tout instant sa température (t_2) sera supérieure à celle de l'air environnant (t_1). La parcelle continuera à monter.
On revient au cas d'une instabilité absolue. L'air « saturé » est donc plus instable que l'air « sec », à cause de la condensation d'eau qui se poursuit quand cet air s'élève et qui est un phénomène dégageant de la chaleur.

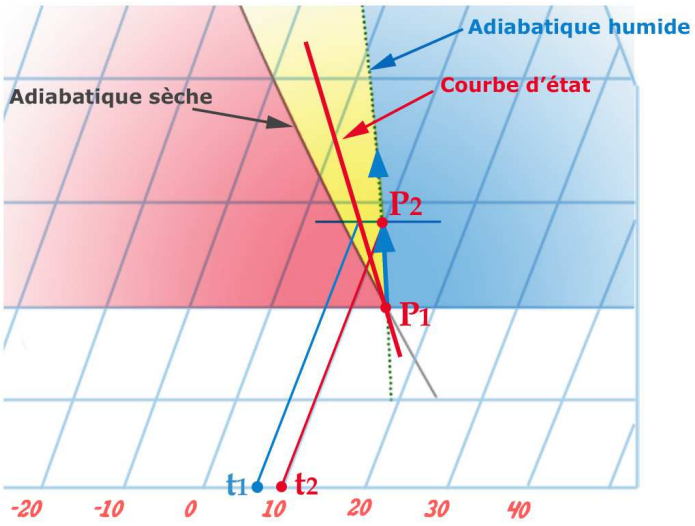


Fig.9 *Instabilité conditionnelle*. Cas 1 - *La parcelle est saturée et suit l'adiabatique humide.*

⇨ Cas 2 - La parcelle est « sèche ».

A partir d'une même impulsion, la parcelle suit cette fois l'adiabatique sèche à gauche de la courbe d'état (Fig.10 à droite). Sa température (t_1) étant plus froide que celle de l'air qui l'entoure (t_2), la parcelle redescend. On revient au cas de la stabilité absolue. On peut donc remarquer que les conditions de « stabilité-instabilité » de l'atmosphère, dépendent principalement de l'inclinaison de la courbe d'état par rapport aux courbes adiabatiques (Fig.11).

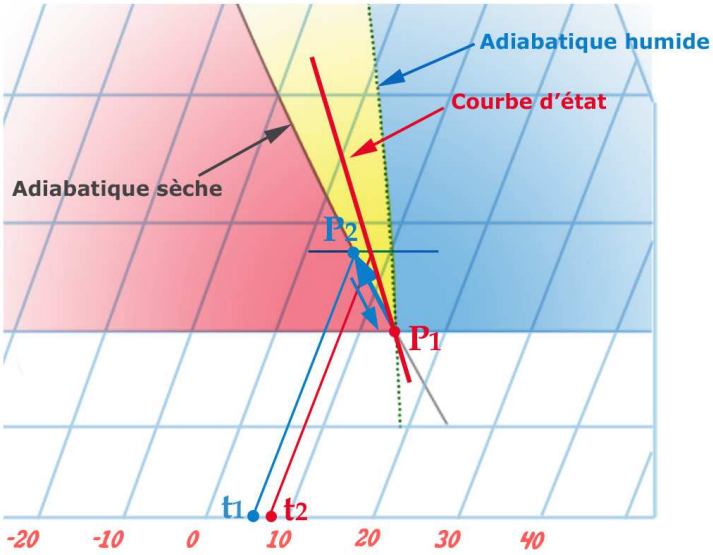


Fig.10 *Instabilité conditionnelle*. Cas 2 - *La parcelle est « sèche » et suit l'adiabatique sèche.*

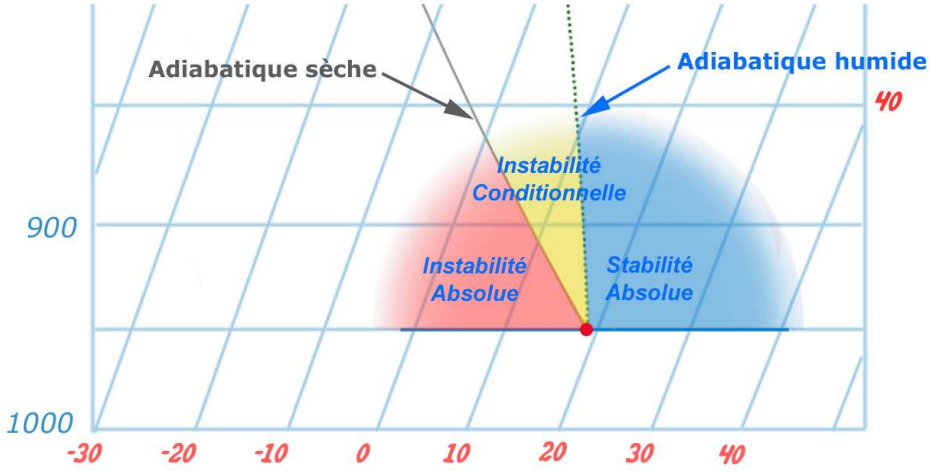


Fig.11 *Les régions de « stabilité-instabilité » en fonction des adiabatiques.*

Si la courbe d'état est située à droite de l'adiabatique humide (région bleue), on est en stabilité absolue. Si la courbe d'état est située à gauche de l'adiabatique sèche (région rouge), on est en instabilité absolue. Enfin, si la courbe d'état est située entre les 2 adiabatiques (région jaune), l'état de saturation ou non de la bulle d'air fera basculer la couche d'air respectivement en instabilité ou en stabilité absolue.
Un simple coup d'œil permet donc de repérer sur l'émagramme les tranches atmosphériques correspondant aux 3 états décrits plus haut.(Fig.12), avec des caractéristiques propres.

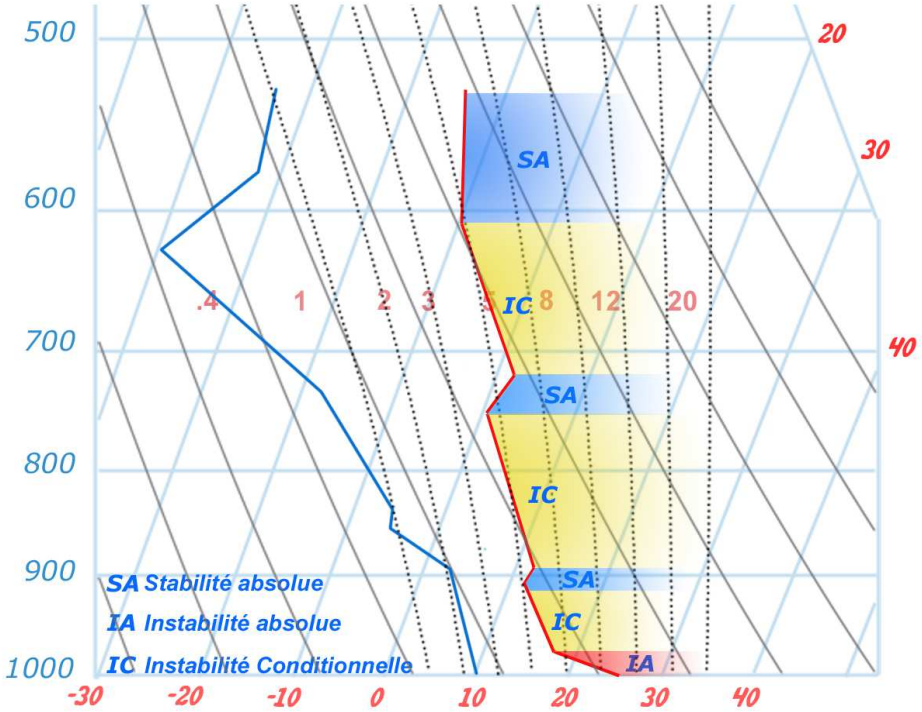


Fig.12 *Détermination des couches stables et instables sur une courbe d'état.*

Dans les couches stables on pourra avoir : des vents laminaires, une visibilité faible (accumulation de poussières), des nuages en couches, des mouvements atmosphériques verticaux à grande échelle seulement (fronts, soulèvements orographiques).
Dans les couches instables : de la turbulence, du vent en rafales, des nuages cumuliformes, une bonne visibilité (poussières évacuées en altitude).
Dans la réalité, la courbe d'état ne présente que rarement des changement de pente aussi frappants que sur la Fig.12 ! Il faudra souvent jouer avec les rondeurs de la courbe.

En résumé, la stabilité d'un volume d'air dépend de la température de cet d'air par rapport à son environnement.
Un air favorisant les mouvements verticaux est dit instable. A contrario, il est dit stable.
En d'autres termes : un air dont le gradient décroissant de température est inférieur à 0,6°C/100 m es t dit stable, s'il est supérieur à 1°C/100 m, il est dit instable. Si la courbe d'état est située entre l'adiabatique sèche et l'adiabatique humide, l'instabilité sera conditionnelle et effective uniquement dans le cas où le volume d'air sera saturé.
D'une manière plus globale, comme nous allons le voir dans les exemples qui suivent, les atmosphères propices au vol libre sont des atmosphères instables conditionnellement, dont le gradient est le plus proche possible de celui de l'adiabatique sèche.

5. Convection libre et convection forcée.

Ce chapitre qui qui est un préambule aux débordements orageux peut être éludé si vous le souhaitez. Il vous suffira de lire uniquement le paragraphe 3 du chapitre 6 concernant les indices d'orages, dont l'application est plus simple.

Tout ce que nous avons vu jusqu'à présent, a concerné des mouvements « libres » de la parcelle d'air. « Libre » signifiant que la parcelle se meut sous sa seule « flottabilité », tant qu'elle est plus chaude que le milieu qui l'entoure. Il existe des cas où la parcelle est appelée à se déplacer verticalement suite à des effets mécaniques. On ne peut passer ces effets sous silence car une des conséquences peut être le déclenchement d'orages violents. Nous nous cantonnerons simplement à la visualisation sur l'émagramme des conditions propices à la formation d'orage, en renvoyant les plus curieux à la littérature spécialisée. Examinons de plus près la Fig.13 ci-contre. Elle montre un émagramme classique avec ses courbes de rosée et d'état.

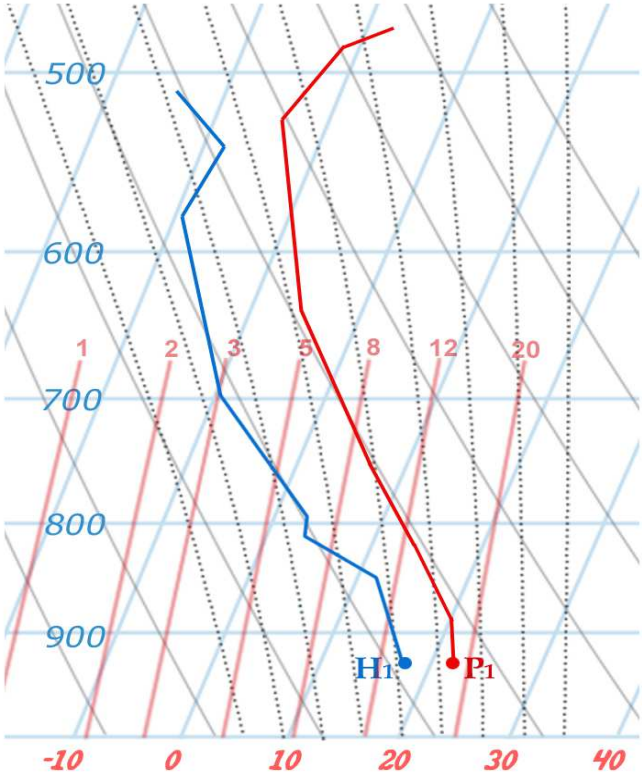


Fig.13 *Emagramme classique.*

Soit une parcelle P_1 située à une altitude d'environ 700 m. Sa température est de 22°C, son point de rosée H_1 de 17°C. Comme on peut le voir, le début de la courbe d'état est plutôt stable, car légèrement à droite de la pseudo adiabatique en pointillé.

Si on donne une petite impulsion verticale à la parcelle P1, elle va s'élever en suivant l'adiabatique sèche, mais aussitôt retomber, car plus froide (t_1) que le milieu extérieur (t_2) (Fig.13A).

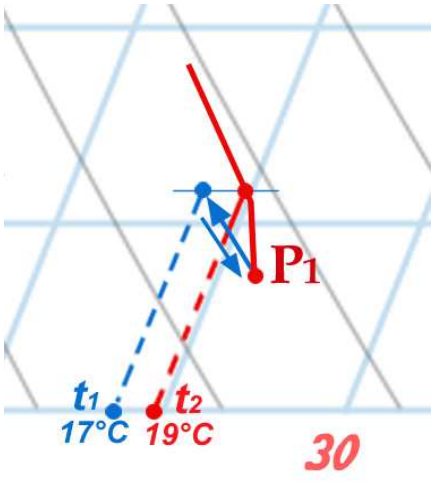


Fig.13A

Supposons que notre parcelle soit obligée de monter mécaniquement, par exemple sous l'influence du vent rencontrant un relief. Que devient-elle ? Elle est obligée de s'élever, et de ce fait, va se refroidir selon une adiabatique sèche (tirets rouges Fig.13B à droite). De son côté le point de rosée H_1 suit une parallèle à une courbe de rapport de mélange (tirets bleus), cette notion a déjà été vue. La rencontre a lieu en C_1 qui est le point de condensation. Le nuage apparait (Fig.13B).

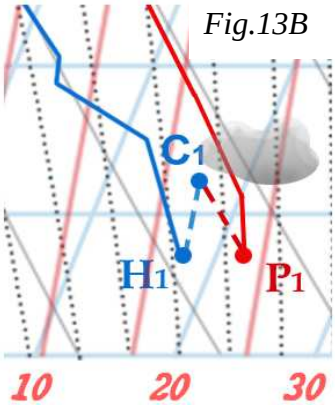


Fig.13B

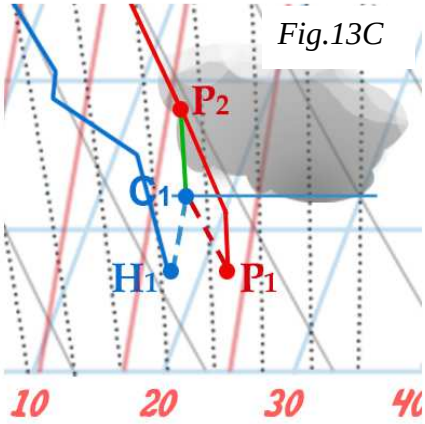


Fig.13C

Si l'influence mécanique continue, P_1 s'élève toujours mais en suivant cette fois la pseudo adiabatique, car elle est saturée. La parcelle parcourt le trajet C_1->P_2, où elle rencontre alors la courbe d'état (Fig.13C à gauche). Le nuage s'est un peu plus développé.

A ce moment, si la parcelle dépasse légèrement le point P_2, elle va pouvoir continuer son ascension de manière libre, car sa température est devenue supérieure à celle de son environnement. De fait, et si l'humidité de la troposphère à ce niveau est suffisante, notre bulle d'air montera tant qu'elle restera plus chaude que l'air environnant.

Dans notre exemple, la bulle croise la courbe d'état en P_3, et stoppe ici son ascension (Fig.13D ci-dessous). Un cumulonimbus vient de se former suite à l'ascension forcée d'une masse d'air qui était stable au départ. On parle ici de <u>convection forcée</u> par opposition à la <u>convection libre</u>.

La cause principale conduisant à la convection forcée est mécanique, il s'agit du franchissement d'un relief par une masse d'air. On peut également citer la convergence de 2 masses d'air, créant un mouvement vertical, ou le passage de fronts.

Sur la figure 13D à gauche, on peut découvrir 2 surfaces colorées, une rouge, une jaune.

La jaune, <u>délimitée par le chemin de la parcelle</u> jusqu'à P_2 et la <u>courbe d'état</u>, s'appelle la **CIN**. On peut dire qu'elle représente « l'énergie » qu'il faut vaincre, le palier à franchir, pour que notre bulle d'air passe de P_1 à P_2, en suivant les adiabatiques, et puisse ensuite s'élever librement.

Sans rentrer dans des explications plus ardues, plus cette surface est petite, plus il est facile pour la bulle d'air de passer en convection libre et

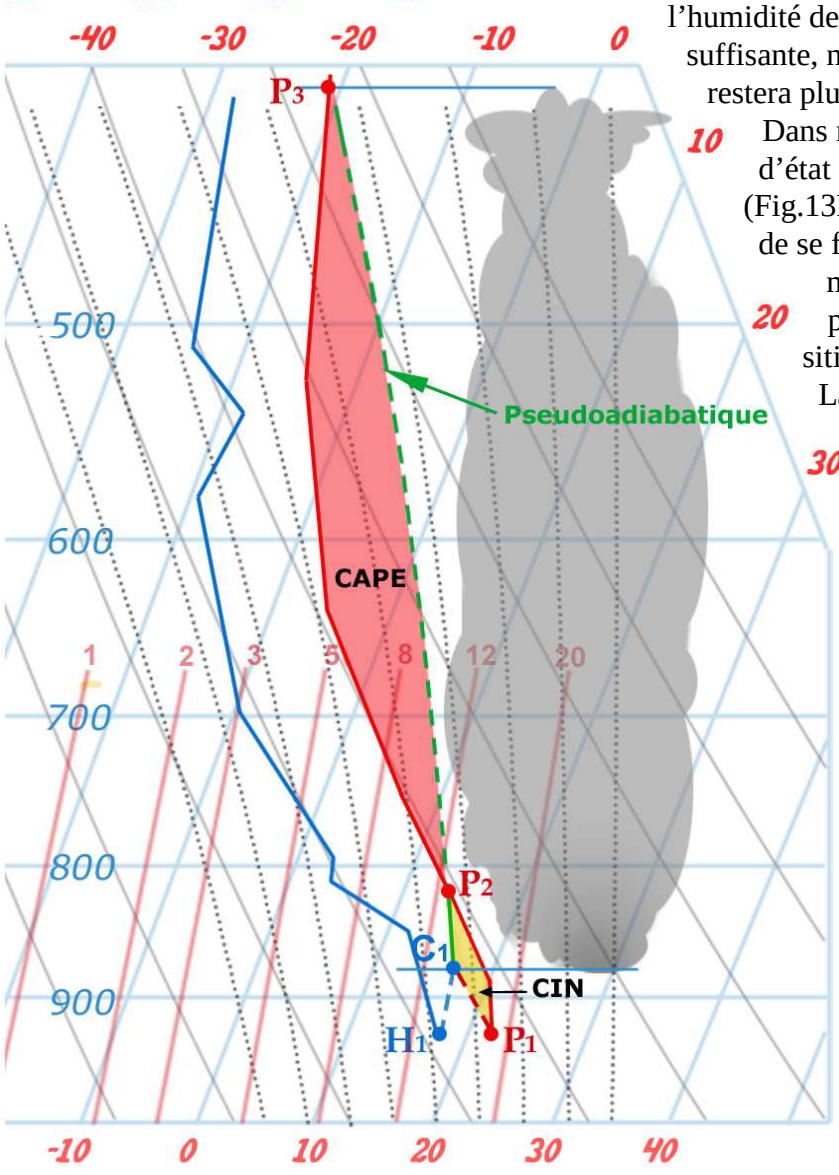


Fig.13D *Convection forcée - formation d'un cumulonimbus.*

de terminer en cumulo-nimbus. A contrario, plus cette surface est grande, plus la convection risque de ne pas se produire.
La surface rouge, délimitée par la pseudo adiabatique (tirets verts) que suit la bulle et la courbe d'état (ligne rouge), se nomme la **CAPE**. Plus cette surface est grande, plus il y aura d'énergie pour les mouvements ascendants, plus le risque de finir en cumulonimbus est grand. Mais il convient de noter les effets conjugués suivants que l'on peut déduire de ce que nous venons de dire :

Grande surface rouge + petite surface jaune -> *Beaucoup d'énergie facile à libérer, forte probabilité d'orage.*
Grande surface rouge + grande surface jaune -> *Beaucoup d'énergie disponible, mais peu facile à libérer. Si la barrière est franchie ça devient explosif !*
Petite surface rouge + surface jaune de quelque taille que ce soit-> *De toutes façons il n'y a pas assez d'énergie, on ne devrait pas arriver au stade du cumulonimbus.*

Je rappelle qu'il est toujours nécessaire d'avoir un apport mécanique pour favoriser la convection forcée.

La recherche des altitudes de base et de sommet des cumuli à partir des émagrammes ne doit pas rester la seule investigation du libériste avide de plafond. Il conviendra de construire sur le sondage, le cheminement virtuel qu'emprunterait notre bulle d'air si elle subissait une convection forcée d'origine mécanique. Ce cheminement, pas très compliqué à construire, révèle ou pas 2 surfaces, une nommée CIN, l'autre CAPE. De par la taille respective de ces surfaces, il sera assez facile de déterminer si la bulle jusque là bloquée, aura la capacité de passer en convection libre et de dégénérer en orage. Il est à noter que l'extension verticale des nuages d'orages dépend non seulement de la CAPE, mais aussi de l'humidité de la moyenne troposphère. Si celle-ci est absente il ne peut y avoir de surdéveloppement.

6. Exploitation des émagrammes.

Vous voilà maintenant suffisamment armés pour décrypter correctement un émagramme. Un dernier regard aux 5 lignes qui le caractérisent ne sera peut-être pas inutile (Annexe 2). Au travers de quelques exemples, d'abord académiques, puis réels, nous allons appliquer les concepts retenus, en évitant certains pièges. Le dernier chapitre sera consacré à la prévision des débordements orageux.

Exemple 1. Prévision de l'altitude de formation des cumuli.

Soit l'émagramme ci-contre (Fig.14), considéré comme étant calculé pour 15 heures locales en été en un lieu donné. On suppose qu'à 500 m d'altitude on dispose d'un premier décollage. En se repérant par rapport aux droites d'égales températures (lignes obliques bleu clair), on voit que la température au sol est voisine de 24°C. Le point de rosée est de 18°C. Le « spread », différence entre le point de rosée et le point d'état, qui est de 6°C, témoigne d'une humidité relativement forte (Cf. Première partie § 4.3). La présence d'une

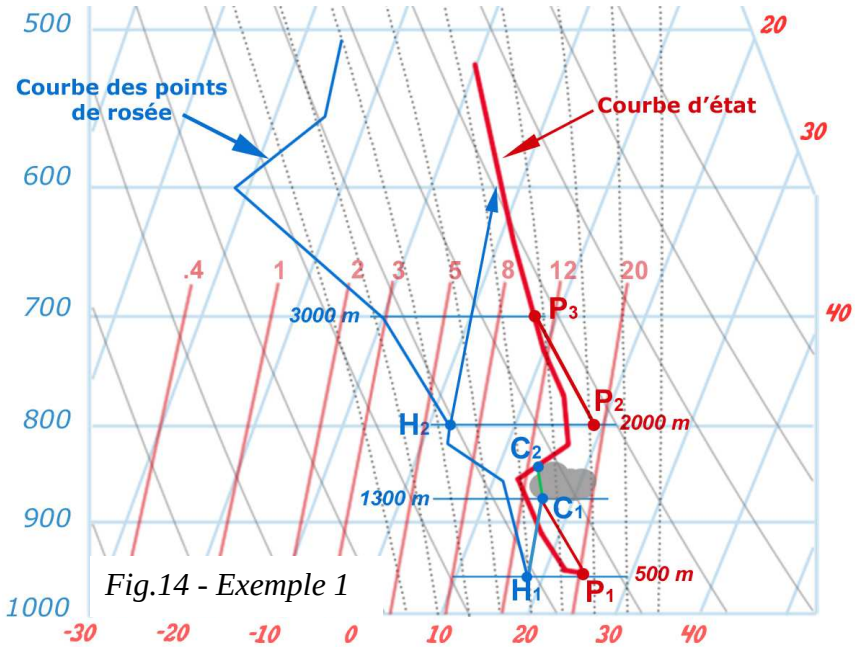
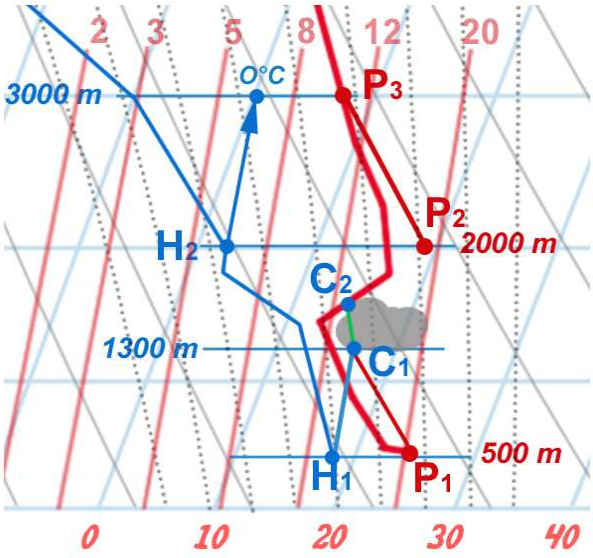


Fig.14 - Exemple 1

suradiabatique près du sol ne vous a pas, je l'espère, échappé (Cf. § 4.2 - instabilité absolue). Suffisamment chaude, une parcelle P_1 s'élève en suivant l'adiabatique sèche (ligne P_1-C_1) et continue de monter tant que sa température reste plus élevée que celle de l'air qui l'entoure, ce qui est le cas. De manière concomitante, le point de rosée qui lui est associé, suit une parallèle à la courbe de mélange voisine (ligne H_1-C_1). Le 2 lignes se rejoignent en C_1 qui est le point de condensation. Le nuage se forme.

L'air étant maintenant saturé, la parcelle toujours plus chaude que l'air voisin, va avoir tendance à s'élever mais selon la pseudo adiabatique (ligne verte C_1-C_2). Elle poursuit son chemin, jusqu'à ce qu'elle croise la courbe d'état en C_2. Sa température devenant égale à celle de l'air qui l'entoure, elle s'arrête. Le nuage n'ira pas plus haut, il vient de buter sur une belle inversion.



Si vous aviez décollé à 500 m, votre plafond théorique aurait été de 1300 m. Ce qui fait un gain, théorique lui aussi, de 800 m, mais en personne disciplinée, vous vous êtes arrêté bien avant la base du nuage !

Mieux inspiré que vous (Zoom de la Fig.14 ci-contre), un collègue est monté voir à un déco situé à 2000 m. La température à ce niveau était de 19°C. Le point de rosée correspondant n'est plus le même qu'à 500 m, il faut le lire sur la ligne de même altitude, donc à 2000 m, et à l'intersection de la courbe de rosée (H_2). Il est de 3°C. Le « spread » de 16°C est synonyme d'air sec.

La parcelle P_2, plus chaude que l'air environnant (3 à 4°C de plus), se détache du sol et suit l'adiabatique sèche. Celle-ci rencontre la courbe d'état en P_3 à l'altitude de 3000 m et arrête son ascension. A cette altitude, le point de rosée, qui a suivi une parallèle aux courbes de mélange, a une température de 0°C. La température de P_3 est de 8°C. Il ne peut y avoir condensation, l'écart de température entre les 2 points est trop grand. Le thermique sera bleu, il n'y aura pas de nuage.

Le plafond théorique sera de 3000 m, avec un gain de près de 1000 m et du soleil partout !

On retiendra de l'exemple 1, que la base des cumuli est déterminée par l'intersection de la ligne de rapport de mélange issue du point de rosée avec l'adiabatique sèche issue du point d'état. L'altitude du sommet du nuage est quant à elle déterminée par l'intersection de la pseudo adiabatique issue du point de condensation avec la courbe d'état.

Exemple 2. Prévision des orages.

Cet exemple s'appuie sur le prévisionnel NOAA du 19 août au Pilat. Il correspond à l'émagramme de 14 h locales pour la Jasserie, récupéré sur les archives du NOAA. Je traite cet exemple de manière académique, c'est-à-dire sans expliquer pourquoi les courbes démarrent à partir de 500 m, alors que le décollage de la Jass est à 1370 m. Je reviendrai sur les particularités des émagrammes calculés pour le Pilat dans la troisième partie. Pour l'instant on se contente de faire comme si le décollage se trouvait à l'altitude de départ de l'émagramme (environ 500 m).

La Fig.15 (page suivante) montre l'émagramme dans sa totalité, c'est-à-dire au-delà de la tropopause. Ce premier cliché est nécessaire pour déceler la présence à haute altitude de tranches saturées stables, pouvant donner lieu à des nuages stratiformes. Dans notre cas le résultat est négatif.

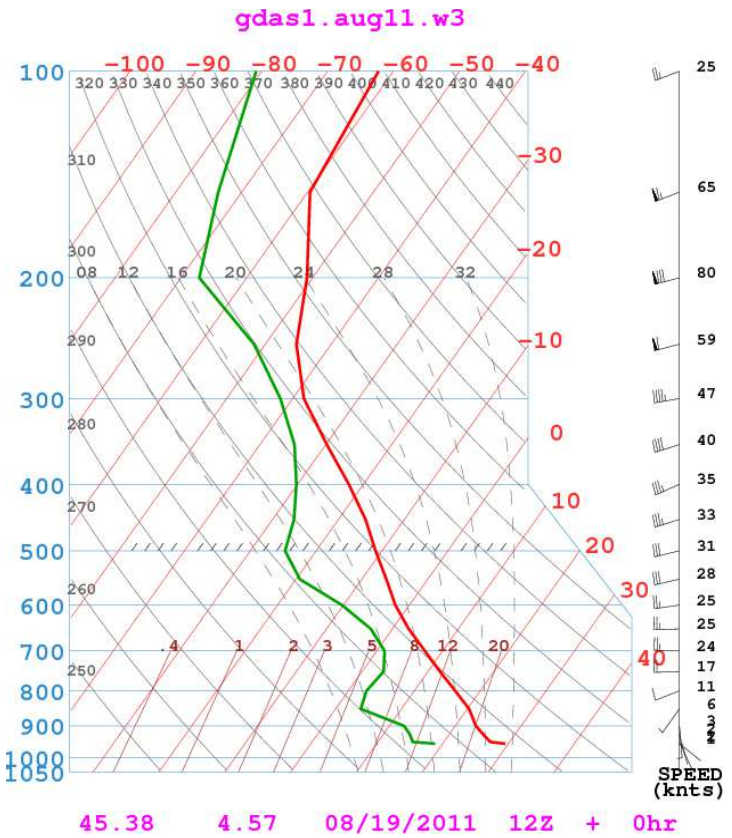


Fig.15 *Emagramme complet NOAA - La Jasserie 19 mai 2011 - 14 h locales.*

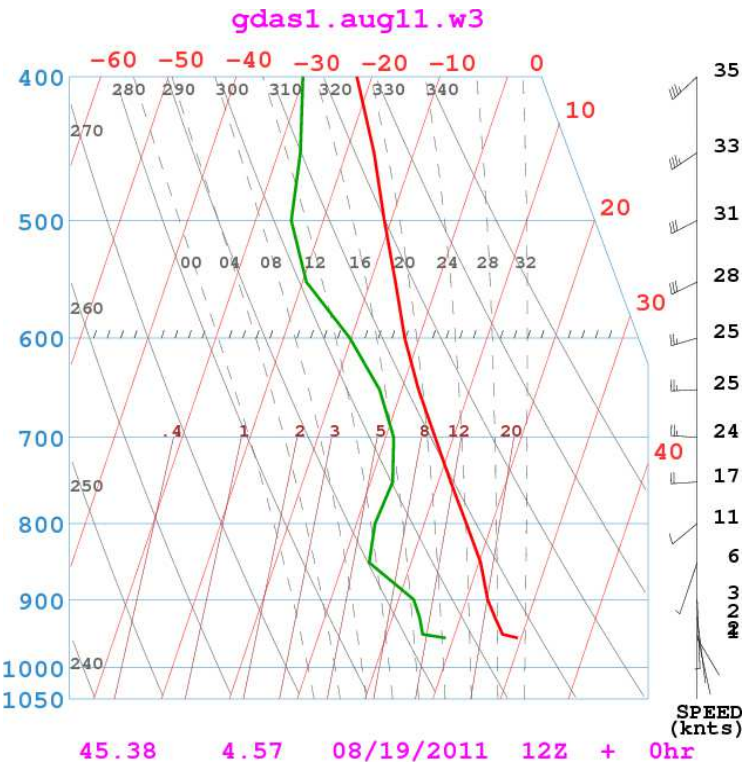


Fig.16 *Emagramme 0-400 hPa NOAA - La Jasserie 19 mai 2011 - 14 h locales.*

On peut donc passer à l'émagramme de la Fig.16 (en haut à droite) s'arrêtant à 400 hPa (7200 m). Nous allons essayer d'en faire une analyse succincte à l'œil, puis nous zoomerons sur une tranche plus précise.

La Fig.16 montre un écartement moyen entre les 2 courbes, synonyme d'humidité, mais à des degrés divers suivant les altitudes. En regardant de plus près, on a un « spread » au sol de 10°C (28°C-18°C), donc à ce niveau une humidité moyenne.

Vers 3000 m ce « spread » se resserre et est voisin de 5°C, l'humidité devient limite forte. Au-delà, l'humidité diminue vers 500 hPa puis augmente pas mal vers 300 hPa (Fig. 15).

Le vent est sud faible jusqu'à 900 hPa, puis tourne au SO en prenant de l'altitude, et devient ouest fort à 3000 m. Sa vitesse à ce niveau est de 25 kts, soit 46 km/h.

La courbe d'état démarre par une petite suradiabatique, poursuit jusqu'à 900 hPa par une tranche dont le gradient est proche de l'adiabatique sèche, puis se trouve en instabilité conditionnelle jusqu'à 600 hPa.

En conclusion première ⇒ un vent pas trop fort jusqu'à 1500 m, pas de voile nuageux, et de bonnes conditions d'instabilité dans les basses couches, tout y est pour faire un beau vol.

Voyons maintenant quel plafond peut-on espérer, et y aura-t-il formation de cumulus ?

Zoomons sur la tranche 0-3000 m, et faisons notre travail d'analyste sur la Fig.17 ci-contre, selon un

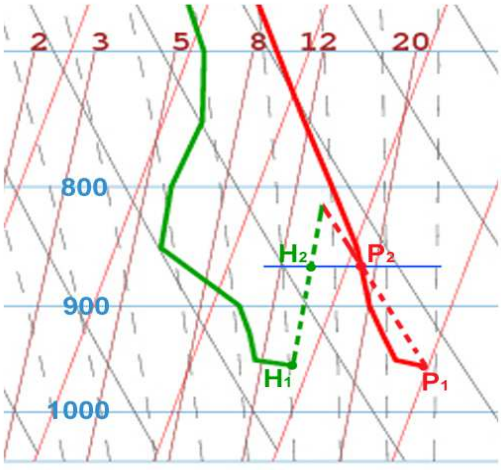


Fig 17 *Exemple 2 - Première analyse.*

raisonnement qui devrait être bien rodé maintenant.
P_1 étant plus chaude que l'air qui l'environne, s'élève. Elle suit une parallèle (ligne pointillée rouge) à l'adiabatique sèche, et rencontre la courbe d'état en P_2. A cet endroit la parcelle s'arrête, car elle est à la même température que le milieu qui l'entoure.
Le point de rosée H_1 monte parallèlement (ligne pointillée verte) a une courbe de mélange. Quand il est à la même altitude que P_2 il n'est pas à la même température, il ne peut y avoir de condensation.
Si on arrête notre analyse ici, on conclut que notre gain théorique sera d'environ 800 m (1350-550) et que le thermique sera bleu. On peut partir le cœur léger on va faire un beau vol !

Cependant, comme on est capable de pousser l'analyse un peu plus loin et qu'on dispose d'un peu de temps devant nous, on continue, en appliquant ce qu'on a vu sur ces histoires de CIN et de CAPE… quitte à nous faire un peu de mal ! Et on passe à la Fig.18 à droite. La construction qui suit est donc une hypothèse. Et nous verrons plus loin si elle peut se réaliser et dans quelles conditions. A vos crayons !

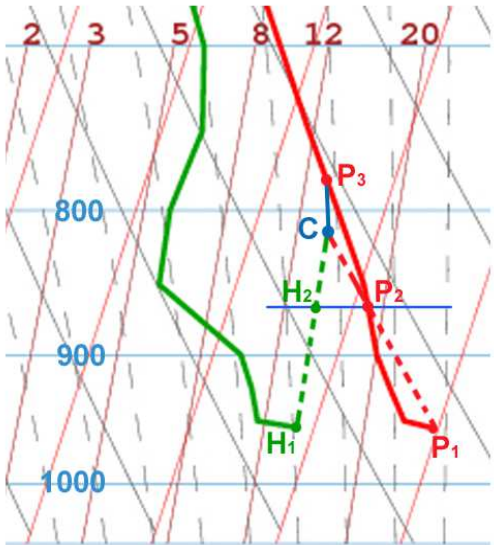


Fig 18 *Exemple 2 - Deuxième analyse.*

On prolonge les trajets des points P_1 et H_1 (droites en pointillés de couleur rouge et verte). Les droites se rejoignent en C, qui n'est pas un point de condensation pour l'instant, rappelons-le. Imaginons qu'il le devienne. Supposée saturée, notre bulle C monte cette fois selon la pseudo adiabatique (trait bleu plein) et arrive en P_3. Si elle dépasse légèrement ce point, elle va se trouver en « convection libre », et monter, toujours en suivant la pseudo adiabatique (Fig.19).

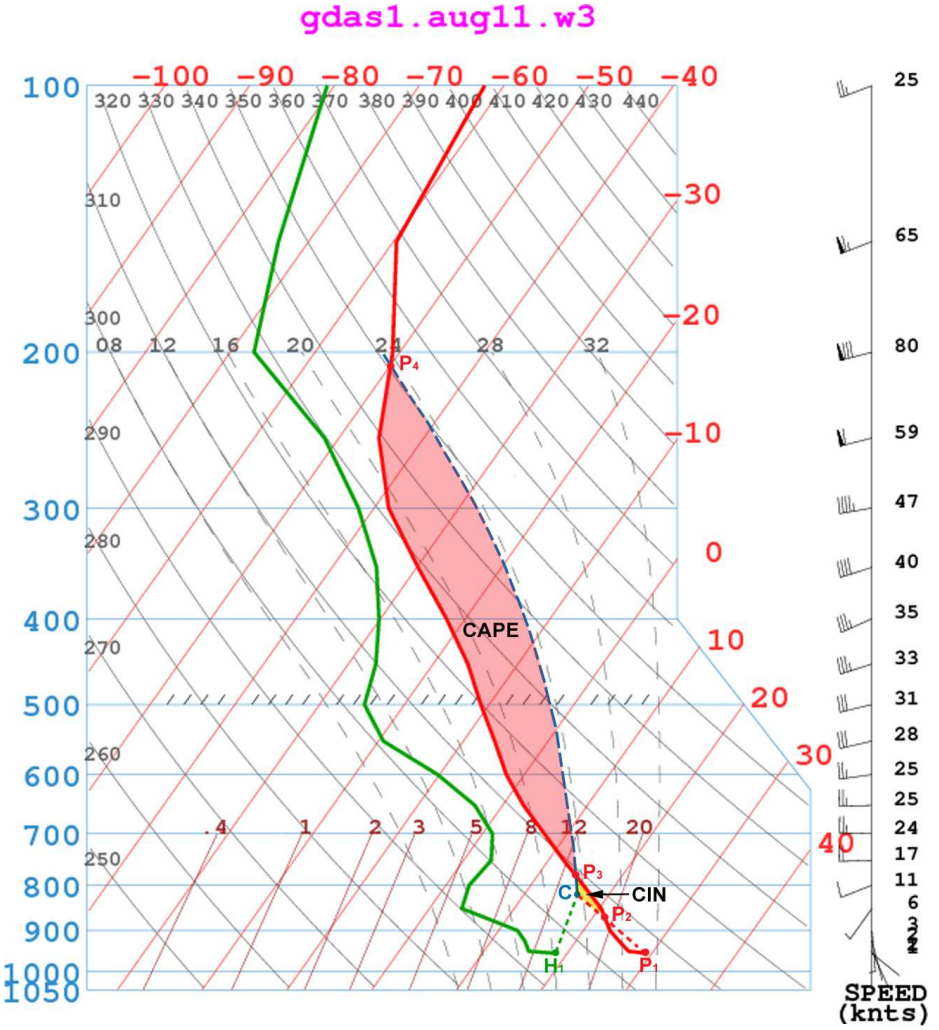


Fig 19 *Exemple 2 - Détermination des CAPE et CIN.*

Plus chaude que l'environnement, avec des écarts de près de 10°C, elle file à toute allure et rejoint la courbe d'état à un peu plus de 11000 m !
Egayons tout ceci avec un peu de couleur : <u>rouge</u> pour la surface limitée par la pseudo adiabatique joignant P_3 à P_4 et la courbe d'état, et <u>jaune</u> pour la surface limitée par la courbe d'état et le chemin de la bulle d'air entre P_2 et P_3. Voilà. Notre petit pensum géométrique est terminé. Venons-en aux conclusions.

Ce qui saute aux yeux dans la Fig.19, c'est la disproportion des 2 surfaces rouge et jaune. On a une

très petite surface pour la CIN et une très grande surface pour la CAPE. Comme il a été dit au chapitre 5, cette CIN très petite est inquiétante, car elle constitue un bien fragile verrou que pourrait faire sauter, par exemple, une ascendance forcée par un relief, ou la confluence de 2 masses d'air. Nous sommes donc tentés par un joli vol, mais angoissés par une situation qui pourrait bien dégénérer en cours d'après-midi ! Face à nos prévisions, il devient pressant d'opposer la réalité de la journée.

Que s'est-il donc passé ce 19 août 2011 ?

A 13 heures il y avait un grand soleil. Une équipe est montée à l'Oeillon sud mais est redescendue car le vent était trop irrégulier, voire fort. A 14h30, la balise de la Jasserie (1370 m) annonce 20 km/h en moyenne, 28 km/h max, la température est de 25°C. Le vent annoncé par les émagrammes parait sous-estimé.
Les parapentistes redescendent au niveau du mont Ministre à 750 m. Là aussi le vent est fort, alors que l'émagramme n'annonçait qu'un vent très faible. Ils attendent 17h30 avant de décoller.
Les cums sont en train de former sur le plateau ardéchois. Vu du mont Ministre, un cunimb se forme au-dessus de la Jasserie, il semble si près… le soleil disparait, les décors du mont Ministre s'assombrissent, le rideau va bientôt tomber sur les derniers acteurs… qui poseront aux oreilles !
Sur St Etienne les orages ont éclaté vers 18 h.

Dans cet exemple 2, la réalité n'a pas été si éloignée de la « fiction » du sondage. Comme vous avez pu vous en apercevoir, une simple construction géométrique suivie d'un coloriage peut vous alerter sur une dégradation future de conditions qui s'annonçaient pourtant bien sympathiques.

Exemple 3. Une belle journée.

Autre exemple traité à partir du prévisionnel NOAA du 12 août au Pilat.
La Fig.20 ci-contre, montre l'émagramme complet à 14 h locales pour la Jasserie, récupéré sur les archives du NOAA.
Regardons *le vent* aux altitudes clés de la Jasserie : à 1500 m (850 hPa) il est de secteur NO 15 km/h, à 2000 m (800 hPa) il est NO 24 km/h.
Observons *les courbes* : on remarque une tranche de la troposphère très humide entre 450 et 200 hPa, soit entre 6500 à 12000 m environ. On peut distinguer à l'intérieur de cette tranche 2 zones où les courbes sont jointives, ou peu s'en faut : 12000 m et 7200 m (400 hPa). A ces altitudes, il y aura une forte probabilité de condensation donc de nuages.
De quels types ? Logiquement ce seront des cirrus, pour la partie la plus haute et des cirrocumulus pour la partie basse. Les nuages ne devraient vraisemblablement pas s'étaler en bancs compacts, car les courbes qui se superposent ne font

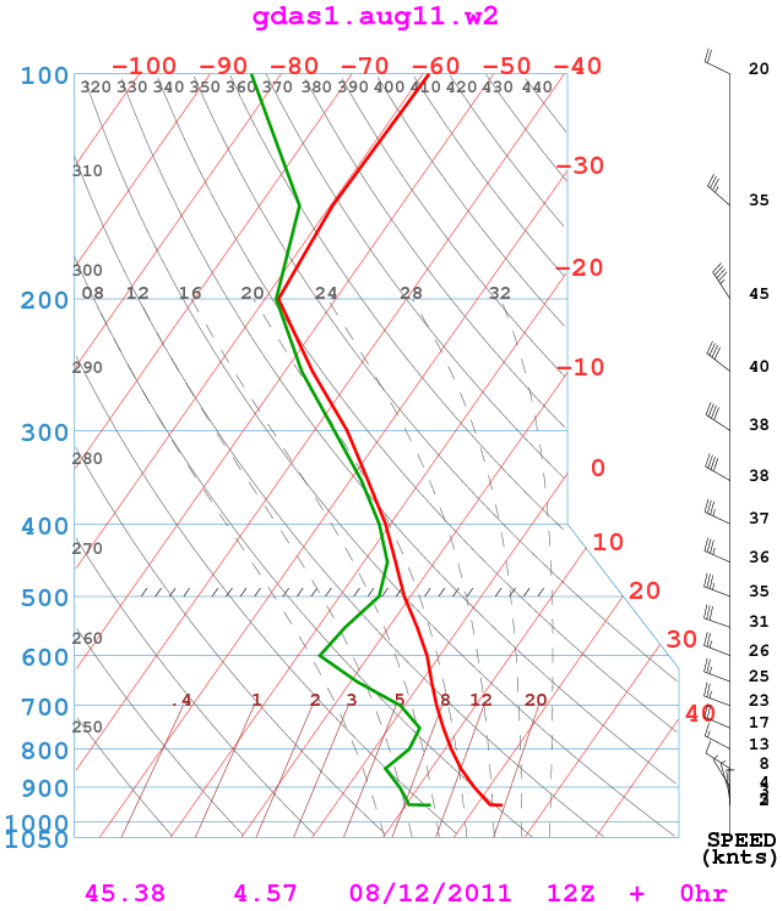


Fig 20 *Emagramme complet NOAA - La Jasserie 12 août 2011 14 h locales.*

pas partie de couches stables.

Il convient toujours de regarder les émagrammes de l'après-midi, au moins celui de 17 h locales, afin de voir les évolutions possibles au niveau de vent et des nuages. Regardons la Fig. 21 à notre droite, qui est celle de l'émagramme de 17 h, et cherchons s'il y a des évolutions.
Evolution du vent : Il reste à peu près stable du sol jusqu'à 3000 m.
Evolution des courbes : Même si les courbes d'état et de rosée sont encore proches entre 500 et 200 hPa, il ne reste plus qu'une superposition entre 200 et 250 hPa, confirmant des nuages de type cirrus en bancs.

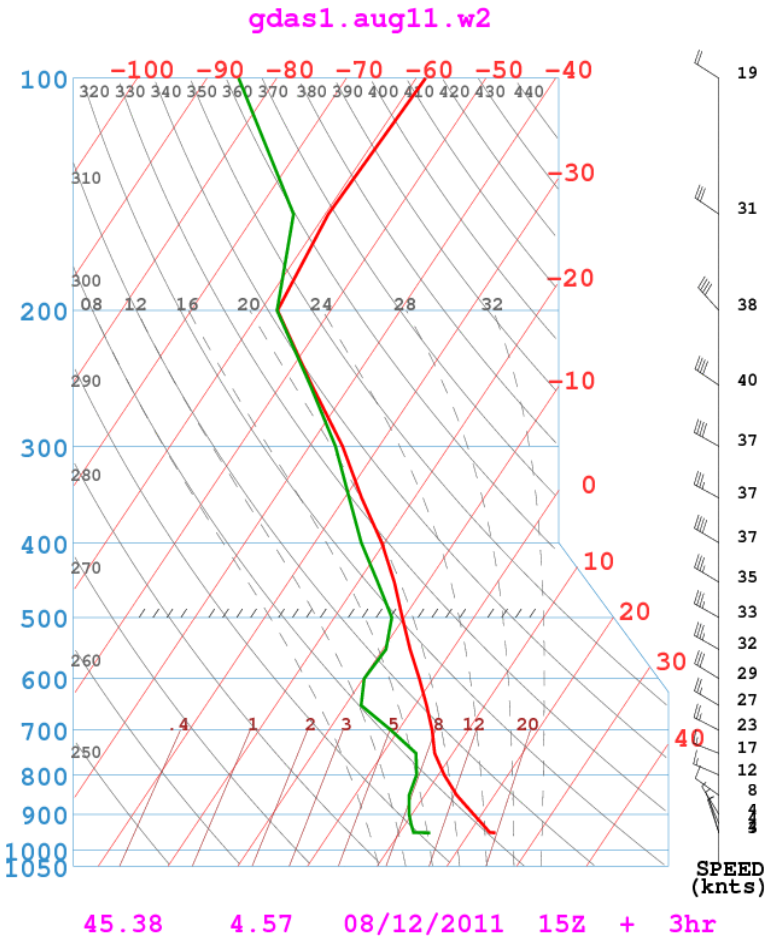


Fig 21 *Emagramme complet NOAA - La Jasserie 12 août 2011 17 h locales.*

Poursuivons maintenant par l'examen de l'émagramme de 14 h (du sol à 400 hPa) (Fig.22 ci-contre).
La courbe d'état : on remarque la présence d'une petite suradiabatique près du sol, puis de l'instabilité conditionnelle jusqu'à 700 hPa.
La courbe de rosée : l'humidité est moyenne en basses couches (« spread » de 9°C), et forte vers 750 hPa, puis on trouve de l'air sec à 600hPa. Ensuite au-delà, mais nous l'avons déjà vu, on peut penser à l'existence de cirrus Les voyants sont donc au vert pour une journée sympathique. Calculons l'éventuel plafond et voyons s'il y aura des cumulus. Comme pour l'exemple 2, on se contente de faire comme si le décollage se trouvait à l'altitude de départ de l'émagramme (environ 500 m).

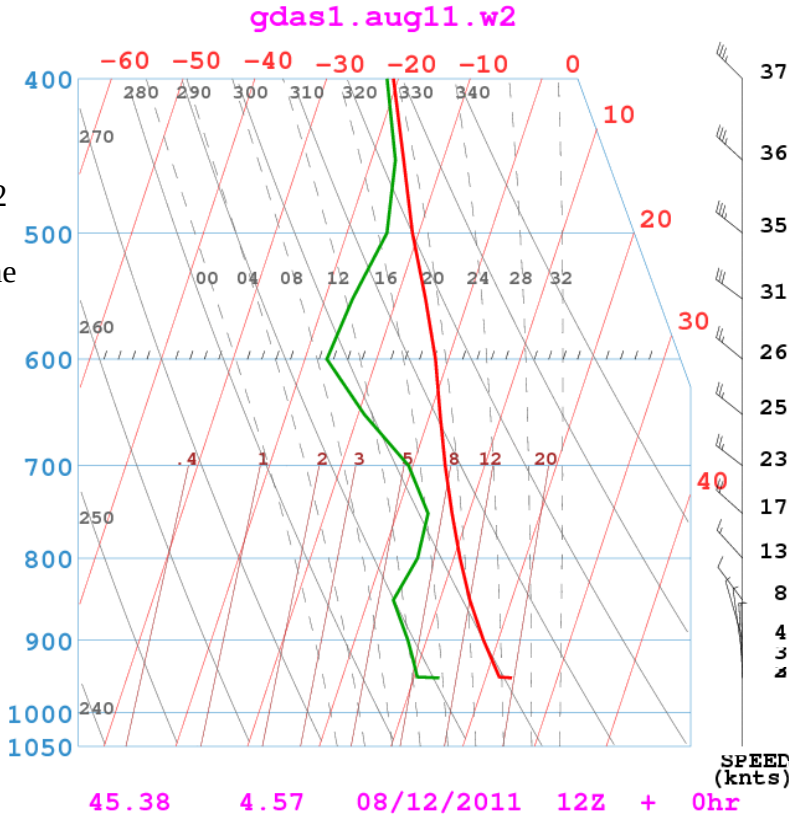


Fig 22 *Emagramme incomplet NOAA - La Jasserie 12 août 2011 14 h locales.*

Crayons en mains, on y va ! La Fig.23 montre le travail préliminaire. P_1 s'élève selon une parallèle à l'adiabatique sèche (ligne pointillée rouge), rencontre la courbe d'état en P_2, et s'arrête car sa température est égale à celle de l'air qui entoure. Le point de rosée H_1 suit une parallèle à la courbe de mélange (ligne pointillée verte). A l'altitude de P_2 sa température n'est pas égale à celle de P_2, il ne peut y avoir condensation.

Si l'on en reste là, on peut conclure à une journée à thermiques, avec un gain espéré d'environ 1600-500=1100 m ! Et ceci dans du thermique bleu.

Posons-nous la question : « peut-il y avoir une convection forcée » ?

Répétons ce que nous avons déjà fait chapitre 5, page 12. Prolongeons l'adiabatique sèche au-delà de P_2, et faisons de même pour la courbe de mélange issue de H_1. Ces 2 droites se rencontrent en C. De ce point on trace une parallèle à la pseudo adiabatique (ligne pointillée bleue), elle coupe la courbe d'état en P_3. Ce point a atteint son niveau de convection libre. La petite surface délimitée par les segments P_2-C-P_3 et la courbe d'état est la CIN (en jaune). Ceci fait, prolongeons la pseudo adiabatique issue de P_3 jusqu'à ce qu'elle coupe à nouveau la courbe d'état (Fig.24).

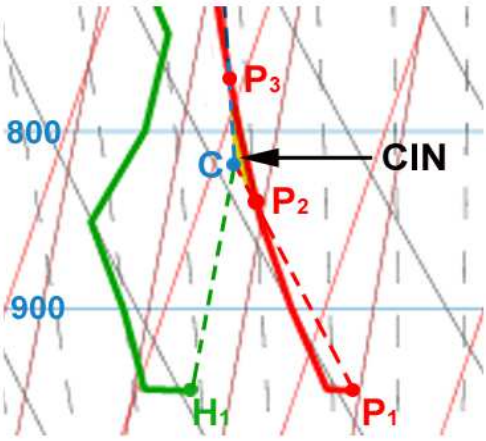


Fig 23 *Exemple 3 - Recherche du plafond et de la CIN.*

Elle le fait en P_4. Nos 2 surfaces sont identifiées. Que peut-on en dire ? La CIN est très petite, donc le verrou à faire sauter pour retrouver un niveau de convection libre (P_3) est très fragile.

Mais la CAPE est aussi très petite, et l'énergie que cette surface représente semble si faible qu'il n'est pas envisageable d'avoir un quelconque développement nuageux, d'autant plus que la troposphère moyenne, vers 600 hPa, est très « sèche ».

On se rappellera pour toutes les interprétations, qu'un émagramme calculé ne décrit qu'imparfaitement la réalité de l'atmosphère à l'échelle de notre site de vol, qui est une micro échelle.

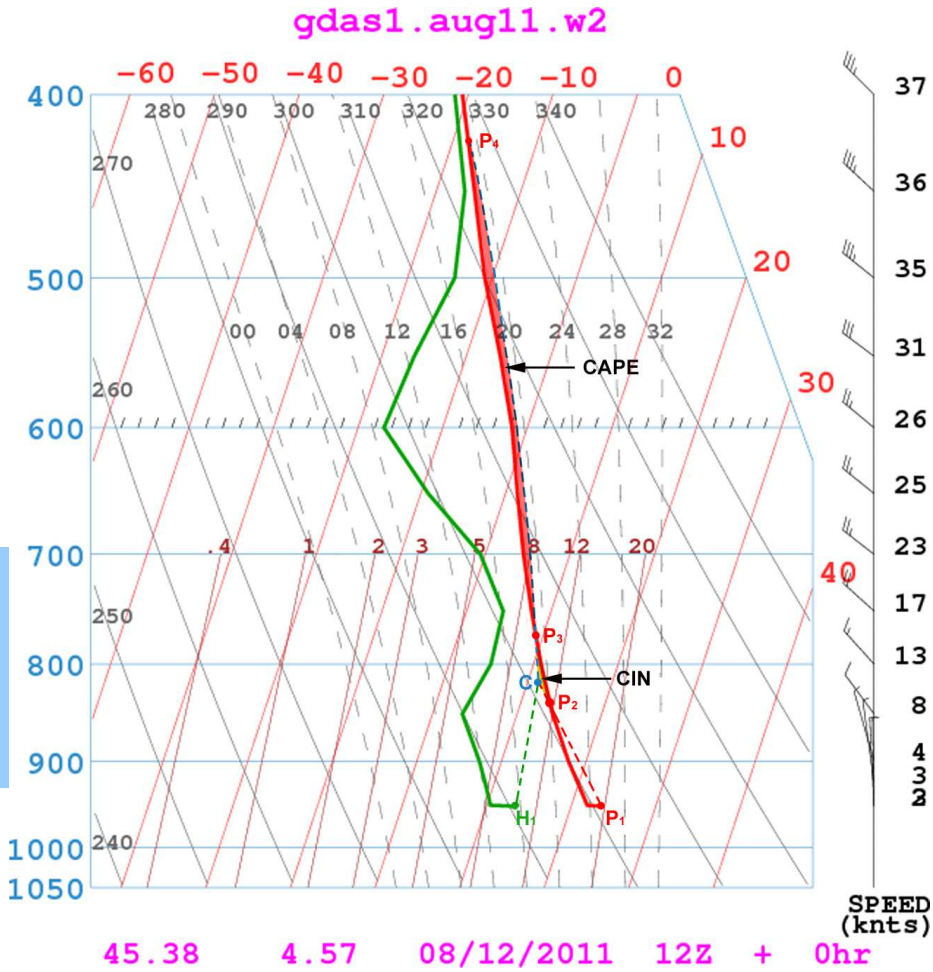


Fig 24 *Exemple 3 - Recherche de la CAPE et de la CIN.*

Cet exemple, traité avec un mode adapté à La Jasserie dont je parlerai dans la troisième partie, donnait un plafond théorique de 2400 m sans cumulus. La réalité de cette journée fut assez conforme à la prévision.

Extrait du carnet de vol de l'auteur :

« *Soleil avec des nuages hauts, style altocumulus et cirrocumulus. Au déco j'arrive avec Greg vers 14h30. Vent de face avec une tendance NO prévue. Des passages un peu plus forts de temps à autres. Fred arrive. On papote comme d'hab. Les locaux décollent : certains tiennent un moment puis posent en bas. Les nuages bâchent bien le relief. Ils défilent d'Ouest en Est assez rapidement. Vers 16h le bleu revient. 2-3 locaux décollent et tiennent devant le déco, montent un peu et se posent derrière.*
Je décolle à 16h04. un petit coup de radada au décollage quand la bouffe se calme….je file à gauche, ça grimpe un peu, une bulle me claque la voile, fermeture et retour rapide à la normale. Le ton est donné !!!
C'était bien "tonique" comme on dit. Greg et Fred ont suivi… on se retrouve à peu près dans le même thermique… J'ai arrêté d'enrouler, ça montait partout ! Même en tirant sur le Dorlay j'ai mordu la TMA, 2014m au GPS. Greg fait 2100.
Vario + 4 m/s ».

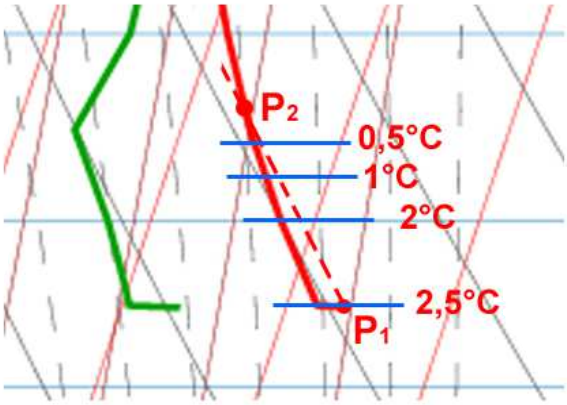


Fig 25 *Exemple 3 - Ecarts de température entre la bulle et son environnement en fonction de l'altitude.*

En « admettant que le plafond théorique soit juste », il n'est en général jamais atteint . En effet, même si les ascendances vont jusqu'à l'équilibre de leur température avec l'air environnant, voire un plus haut par inertie, leur vitesse ascensionnelle à ce niveau est bien plus faible que notre taux de chute.

Si on revient sur cet exemple (Fig.25), on peut voir que l'écart de température entre la bulle qui monte et son environnement (représenté par la courbe d'état), diminue au fur et à mesure qu'elle s'élève, la vitesse verticale de la bulle se réduit donc progressivement. Dans le cas où l'écart resterait constant jusqu'à l'inversion, la vitesse ascensionnelle ferait de même.

Les 3 exemples que nous venons de traiter, rassemblent à mon avis, les principaux points à connaitre pour se « tirer d'affaire » sur la majorité des émagrammes que vous pourriez être amenés à examiner. Il semble donc inutile d'aller plus loin au niveau des exemples.

Nous allons poursuivre et terminer cette deuxième partie sur les émagrammes, en traitant sommairement les causes non mécaniques pouvant favoriser les développements orageux, et en parlant du calcul de 2 indicateurs utiles à la prévision des orages.

7. Prévision des débordements orageux.

Nous avons vu dans le chapitre 5 parlant de la convection forcée, qu'une tranche d'atmosphère pouvait être stable, donc bloquer la convection, mais qu'une cause mécanique (soulèvement orographique, convergence dynamique de masses d'air, arrivée de fronts) pouvait briser la barrière de la stabilité et aboutir à la convection libre. La barrière se nommait la CIN, surface comprise entre le cheminement théorique de la bulle d'air si elle était soulevée et la courbe d'état. Nous allons évoquer ici les quelques causes supplémentaires aidant à la réduction ou au franchissement de cette CIN.

7.1 Apport de chaleur en basses couches.

Sous ce vocable, on rassemble tous les phénomènes pouvant faire grimper la température au niveau des basses couches et pouvant modifier l'interprétation du sondage calculé. On peut citer une topographie

locale particulière non vue par les modèles (sols très arides, cuvette, …), ou une **advection** d'air chaud. On n'oubliera pas non plus, une sous-estimation de la température au sol par les modèles, ou par les stations météorologiques, susceptible d'avoir les mêmes effets.

Reprenons l'émagramme du 19 août 2011 (Fig. 26 ci-dessous).

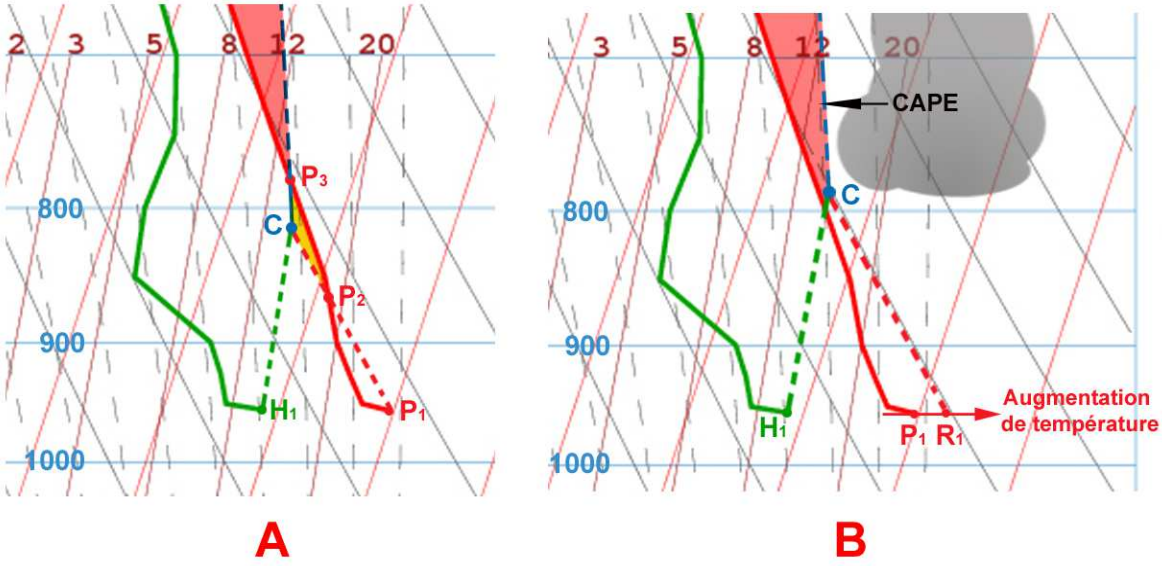


Fig 26 *Disparition de la CIN par augmentation de température au sol.*

On se souvient de la petite inversion contre laquelle butait la parcelle d'air (en P_2 sur la Fig. 26 A), et de la très petite CIN (surface jaune Fig.26 A) qu'il suffisait de franchir pour se trouver en situation d'orage. Imaginons maintenant, que pour quelque cause que ce soit, la température attendue en surface, à l'altitude de P_1, soit plus élevée que prévue. Notre parcelle se retrouve alors positionnée à droite de P_1 en position R_1 (Fig.26 B). Encore plus chaude que P_1, la bulle R_1 s'élève le long de l'adiabatique sèche (ligne pointillée rouge), son point de rosée H_1 suit une parallèle à une courbe de mélange (ligne pointillée verte), les 2 points se rencontrent en C, nouveau point de condensation (Fig.26 B), qui n'est plus un point virtuel, car situé à droite de la courbe d'état.
Le nuage se forme, et du point C, la parcelle d'air peut poursuivre sa route de manière libre de manière en suivant une pseudo-adiabatique. On revient au cas de l'exemple 2, avec un orage encore potentiellement plus fort, car la CAPE possède cette fois une surface plus importante, le point de condensation étant décalé un peu plus à droite que P_3.

7.2 Apport d'humidité en basses couches.

De la même manière, toute modification de l'humidité des basses couches est susceptible de modifier le comportement de l'atmosphère par rapport au sondage calculé.
Citons des sols très humides par nature, la proximité d'un lac, une pluie localement observée la veille, de la rosée…toutes choses qui ne sont pas vues par les modèles numériques (nous en reparlerons dans la troisième partie).
Le même sondage que ci-dessus peut servir pour observer les effets d'une augmentation de l'humidité au sol. Supposons que ce soit le cas. La traduction de cet excès d'humidité sera un glissement du point de rosée vers des températures plus élevées. En effet, comme l'air contient plus de vapeur d'eau, il faut moins le refroidir pour qu'il condense, la température du point de rosée augmente, il se déplace donc vers la droite, par rapport à son ancienne position.

Observons la Fig.27.

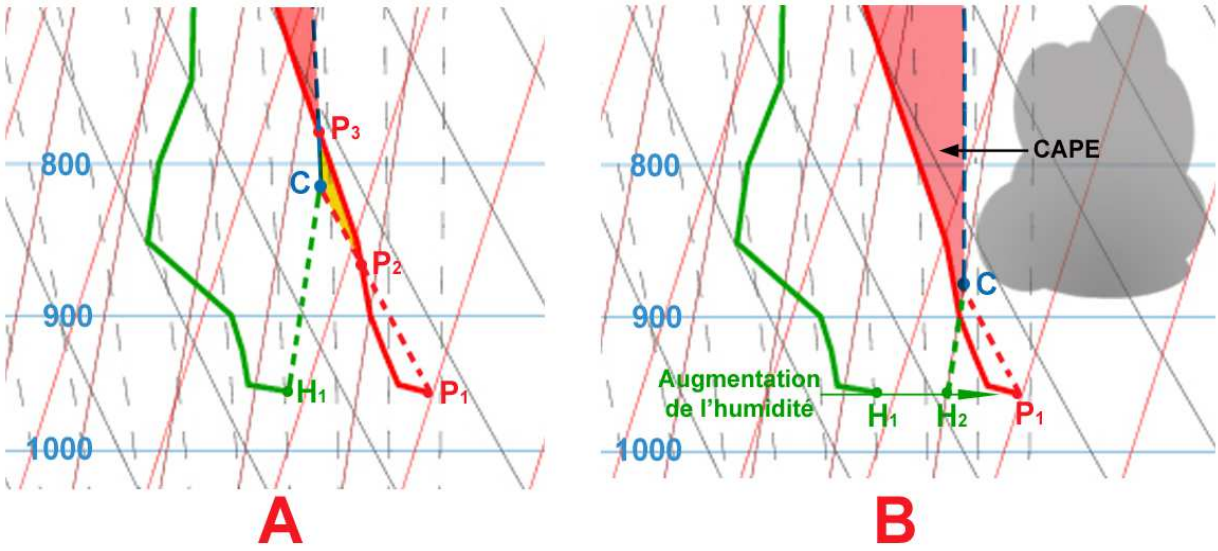


Fig 27 *Disparition de la CIN par augmentation de l'humidité au sol.*

Notre point de rosée situé à l'origine en H_1 (Fig.27 A) se retrouve alors positionné en H_2 (Fig.27 B). La parcelle P_1, qui n'a pas changé de position, s'élève le long de l'adiabatique sèche (ligne pointillée rouge). Son point de rosée H_2 suit une parallèle à une courbe de mélange (ligne pointillée verte). Ces 2 points se rencontrent en C, point de condensation situé cette fois à droite de la courbe d'état (Fig.27 B).
Le nuage se forme, ensuite on revient au cas du chapitre 5, avec un orage potentiellement plus fort, car la CAPE à vu cette fois sa surface croître de manière importante, d'où une grande énergie disponible.
Il conviendra donc d'être très attentif concernant le profil de certains émagrammes, en particulier ceux présentant des inversions pouvant être faciles à franchir, soit par des augmentations d'humidité ou des élévations de température. Parlons maintenant des indices calculés qui permettent d'évaluer le risque orageux.

7.3 Les indices calculés.

Ces indices sont calculés à partir des données du radiosondage. Ce ne sont que des indicateurs. Ils fournissent après un calcul généralement simple, un nombre que l'on compare à une échelle de valeurs.

7.3.1 Indice de George.

Appelé aussi indice K, il représente le potentiel de formation d'un orage en fonction du taux de refroidissement des températures entre les niveaux 850 hPa et 500 hPa, la teneur en vapeur d'eau selon la mesure du point de rosée à 850 hPa et l'épaisseur de la couche humide à 700 hPa. Le calcul se résume en une suite d'additions et de soustractions.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$

Avec :
Températures à lire sur la courbe d'état :
T_{850} température à 850 hPa.
T_{500} température à 500 hPa.
T_{700} température à 700 hPa.

Températures à lire sur la courbe des points de rosée :
Td_{850} température à 850 hPa.
Td_{700} température à 700 hPa.

Ces températures relevées, on effectue le calcul et on compare la valeur trouvée par rapport aux fourchettes mentionnées dans le tableau suivant.

Indice K (°C)	Probabilité d'orages (%)	Fréquence des orages
Moins de 15	0	aucun
15 - 20	20	peu probables
20 - 25	20 - 40	isolés
25 - 30	40 - 60	très épars
30 - 35	60 - 80	épars
35 - 40	80 - 90	Nombreux
Plus de 40	100	certains

7.3.2 Indice Total-Total.

$$TT = T_{850} + Td_{850} - (2xT_{500})$$

Encore appelé indice TT, il utilise aussi les données du radiosondage.

Ensuite on se réfère au tableau.

< 40	Aucun orage
40 - 43	Risque d'orage faible
44 - 45	Quelques orages faibles
46 - 47	Quelques orages modérés, orages faibles épars
48 - 49	Orages violents isolés, orages modérés épars
50 - 57	Quelques orages violents, tornades isolées
58 - 59	Quelques orages violents, tornades
> 59	Orages violents épars, tornades

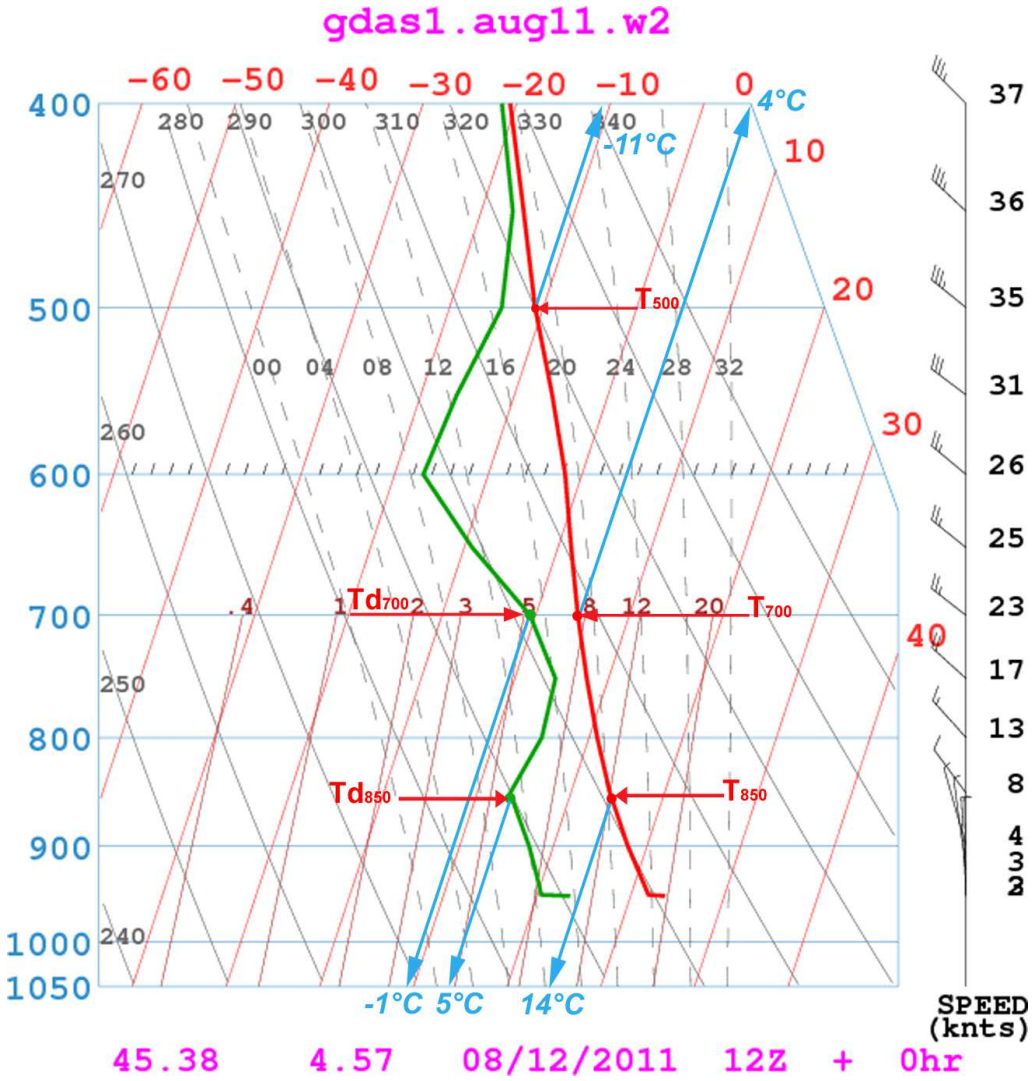
De nombreux indices sont utilisés de par le monde (CTI (Cross Total Index), VTI (Vertical Total Index), Showalter, SWEAT,….). Ils possèdent chacun des avantages et des inconvénients. A vous de vous faire votre propre idée sur la question.
Une application directe de ces indices a été faite sur 2 des exemples de sondages traités dans cette deuxième partie.

Journée du 12 août 2011 Emagramme Jasserie :

L'indice K vaut 23 - soit une probabilité d'orages de 20 à 40%, fréquence orages isolés (le calcul est expliqué plus bas).

L’indice TT vaut 39 - donc aucun orage.
Résultat : Pas d’orage au Pilat. Nuages élevés seulement.

Ci-dessous l’émagramme de cette journée et les éléments du calcul de l’indice K, avec les température lues indiquées en bleu.



Le calcul se présente ainsi :

K= (14 - (-11) + 4 - (5- (-1))
K= 14 + 11 + 4 - 6
K= 23

Journée du 19 août 2011 Emagramme Jasserie :

L’indice K vaut 33 - soit une probabilité 60à 80% - fréquence épars.
L’indice TT vaut 48 - orages violents isolés, orages modérés épars -

Résultat : Cumulonimbus constatés sur le plateau ardéchois, la Jasserie, orages à Saint-Etienne. Vols sur le mont Ministre écourtés à cause d’un cumulonimbus envahissant sur le Pilat.

Résumé de la deuxième partie.

L'atmosphère qui ne semble n'en faire qu'à sa tête, suit en fait des lois assez strictes. Celles qui régissent l'évolution dynamique de l'air dans un plan vertical, sont au nombre de 3 :

Première loi : tout air « non nuageux » qui s'élève subit un refroidissement dit « adiabatique sec », dont la valeur est de -1℃ pour 100 m d'élévation.
Deuxième loi : tout air « nuageux » qui s'élève subit un refroidissement « adiabatique humide », atténué par le phénomène de condensation d'eau qui dégage de la chaleur, de -0,6℃ pour 100 m d'élévation.
Troisième loi : le point de rosée d''un air « non nuageux » en ascension se refroidit en suivant une courbe dite « courbe de rapports de mélange » dont la pente est de -0,2℃ pour 100 m d'élévation.

La forme de la courbe des températures en fonction de l'altitude (courbe d'état), permet de juger de la stabilité ou de l'instabilité de l'air à une altitude donnée. Selon le positionnement de la courbe par rapports aux « adiabatiques », on définira : la stabilité absolue, l'instabilité absolue, et l'instabilité conditionnelle.
Dans l'hypothèse d'instabilité absolue et si l'humidité est suffisante, on assiste à la formation de nuages convectifs voire d'orages. Une construction géométrique simple sur l'émagramme permet, à l'aide des courbes représentant les 3 lois de l'atmosphère, de déterminer la hauteur de la base des nuages cumuliformes, ainsi que celle de leur sommet.
En instabilité conditionnelle, il n'y aura instabilité qu'à la condition que la parcelle soit devenue saturée.
L'état de stabilité absolue de l'atmosphère stoppe tous les mouvements ascendants.
Stabilité et instabilité absolues sont des cas assez rares, l'atmosphère est le plus souvent en instabilité conditionnelle.
En poussant un peu plus loin la construction géométrique évoquée ci-dessus, il est facile de mettre en lumière 2 surfaces appelées CAPE et CIN, qui jouent un rôle fondamental dans la prévision du déclenchement ou non des orages.
La CIN est le verrou à forcer par une parcelle d'air, initialement stable, pour arriver au statut d'instable. Ce chemin, qui est une prise d'altitude, n'est pas parcouru spontanément, mais de manière « contrainte », par exemple sous l'effet d'un soulèvement orographique. C'est la convection « forcée ». Une fois passée en convection « libre » cette parcelle dessine une surface nommé CAPE, qui est « l'énergie des nuages ». Plus grande est cette surface, plus les courants ascendants seront puissants, plus haut montera le nuage, à condition toutefois, qu'il y ait assez d'humidité atmosphérique.
Globalement, les atmosphères propices au vol libre sont des atmosphères instables conditionnellement. Plus leur gradient est proche de celui de l'adiabatique sèche, meilleurs sont les thermiques.
Au travers de quelques exemples réels, nous avons montré que l'exploitation des émagrammes, est avant tout une affaire d'observation et non de savants calculs. Avec l'aide d'un crayon et d'une règle, il est aisé de définir le plafond du jour et de prévoir l'altitude d'éventuels nuages convectifs ainsi que leur amplitude.
Les débordements orageux, tant redoutés des vélivoles, peuvent être détectés sur l'émagramme par construction géométrique, mais aussi par le calcul d'indices, utilisant des températures lues à différentes altitudes. En cas de doute, on appliquera le « principe de précaution », et on ne s'abstiendra surtout pas de consulter la météo locale. En matière de vol libre l'abondance d'informations ne nuit point !

ANNEXE 1

1 Rapport de mélange et rapport de mélange saturant.

D'abord quelques rappels : la notion de « mélange » est relative au mélange air et vapeur d'eau que contient un air dit « sec ». Un air est qualifié de « sec » quand il ne contient pas d'eau sous forme de gouttelettes. Dans le cas contraire il est dit « saturé », c'est le cas du brouillard ou des nuages.
Ne confondons pas « rapport de mélange » et « rapport de mélange saturant ».

1.1 Rapport de mélange.

La définition est bien plus simple que ne le laisse présager l'appellation ! Le « rapport de mélange » d'une bulle d'air est en fait son contenu en vapeur d'eau. Plus scientifiquement, mais pas trop quand même :

> *Définition : Le rapport de mélange **r** d'une parcelle d'air à **P** et **T** données, est le rapport de la masse d'eau qu'elle contient à sa masse d'air sec. On l'exprime en **g/kg**.*

Ce rapport représente en fait l'humidité absolue d'une masse d'air. Et, chose importante, c'est au niveau du point de rosée de la masse d'air qu'on lit la valeur de ce rapport ! Vous allez comprendre…

Sur la Fig.1 une parcelle d'air « sec » à 900 hPa, a une température de 23°C et son point de rosée est de 13°C. Au niveau du point de rosée, on cherche dans le réseau des « courbes de rapport de mélange » , celle qui passe par le point de rosée. S'il n'y en a pas, on fait une interpolation, même approximative. Dans notre cas, on lit une valeur d'environ 11 g/kg (10,5 par le calcul). C'est le rapport de mélange ***r*** de cette parcelle. Notre bulle d'air contient donc 10,5 g d'eau liquide par kg d'air sec.

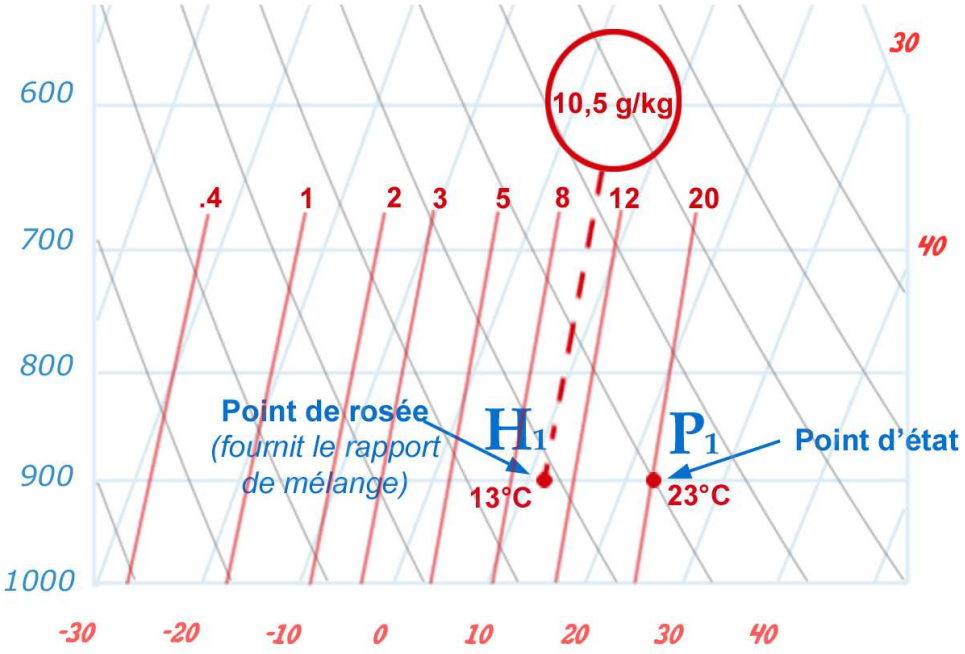


Fig.1 *Lecture du rapport de mélange d'une parcelle d'air.*

Passons maintenant au rapport de mélange saturant.

1.2 Rapport de mélange saturant.

La définition est également très simple. Le « rapport de mélange saturant » d'une bulle d'air est le contenu « maximal » de vapeur d'eau qu'elle peut accepter sans condenser en gouttellettes.
Autrement dit : :

> *Définition : Dans un volume d'air « sec » à **T** et **P** données, le rapport de mélange saturant r_s est le rapport entre la masse maximale d'eau qu'il peut contenir sous forme de vapeur (sans arriver à saturation), et la masse d'air sec.*
> *On l'exprime dans la même unité que le rapport de mélange, en g d'eau/kg d'air sec.*

Où lit-on la valeur de ce rapport sur l'émagramme ?
Ce rapport se cherche au niveau du point d'état de la parcelle d'air. Sur la Fig. 2, la valeur est facile à lire puisque ce point est situé sur la courbe de rapport de mélange 20 g/kg ! Le rapport de mélange saturant de la parcelle P_1 est de 20 g/kg.

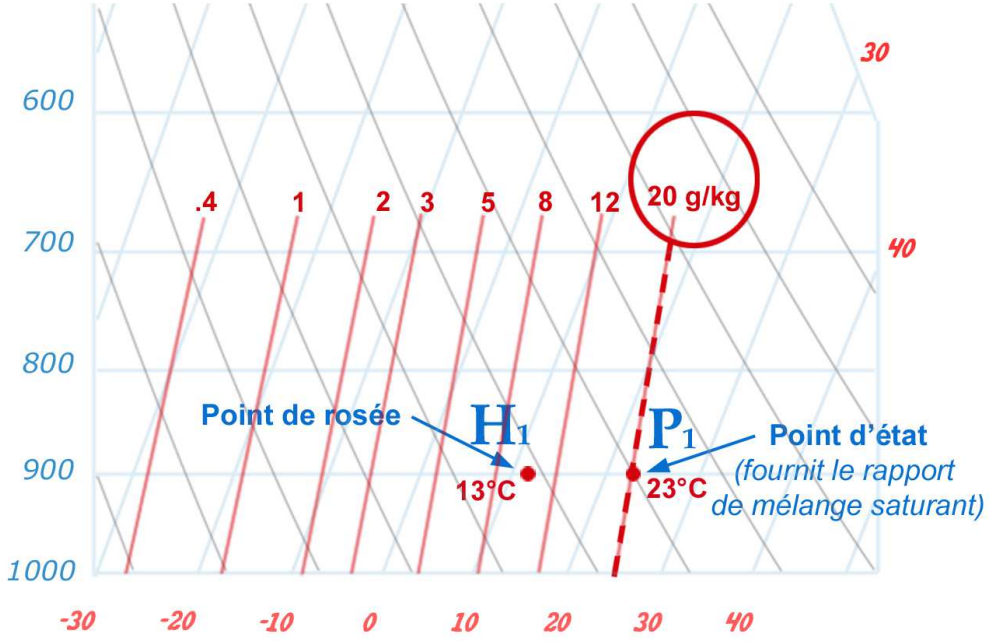
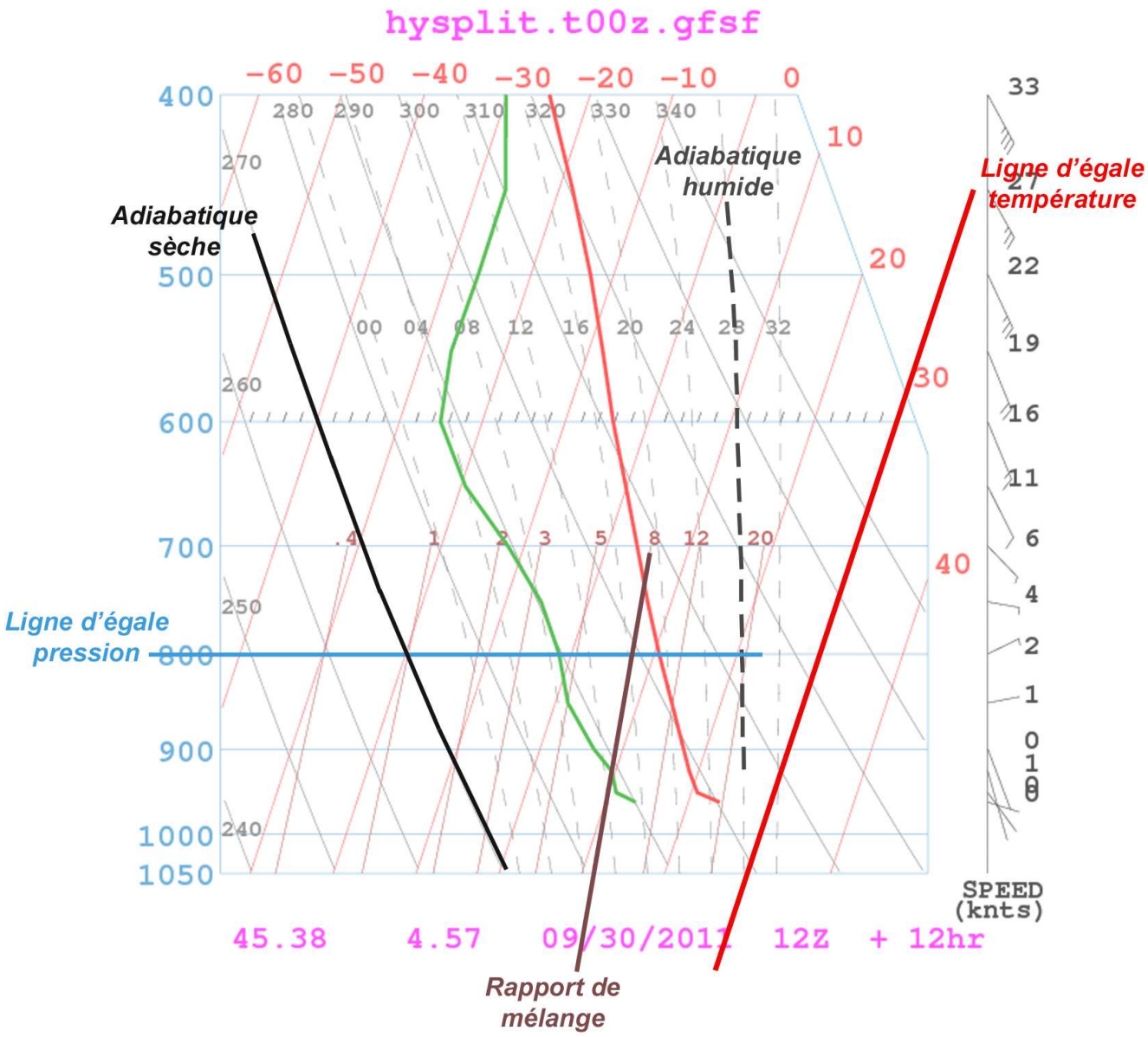


Fig. 2 *Lecture du rapport de mélange saturant d'une parcelle d'air.*

Que peut-on faire des rapports de mélange ? Entre autres choses, des calculs d'humidité relative.

Si l'on fait le rapport r/r_s x 100 on obtient l'humidité relative de la parcelle d'air. Exemple : dans le cas de la Fig.1, la parcelle P_1 a une humidité relative de : (10,5/20)x100=52,5 %. Ce qui est une humidité moyenne.

ANNEXE 2



Les 5 lignes de l'émagramme.

Glossaire

Advection : Déplacement horizontal d'une masse d'air.
CIN : ***C****onvective* ***In****hibition* (Inhibition convective). C'est l'énergie qu'il faut fournir à une parcelle d'air pour qu'elle arrive en convection libre. Cette énergie peut être sous forme mécanique (vent), chaleur ou humidité (arrivées d'air chaud et/ou humide en basses couches).
CAPE : ***C****onvective* ***A****vailable* ***P****otential* ***E****nergy* (Energie potentielle convective). C'est l'énergie dont dispose la parcelle d'air lorsqu'elle a été amenée à son niveau de convection libre.
Evolution dynamique : Concerne toute évolution de la masse d'air dans ses mouvements verticaux.
Flottabilité : En parlant d'une parcelle d'air, c'est l'écart entre la poussée d'Archimède que subit cette parcelle (si sa densité est plus faible que l'air environnant) et son poids. La flottabilité peut-être positive ou négative si la parcelle monte ou descend.
Gradient : Variation progressive d'une gradeur physique. Ex : température, vitesse du vent, etc.
NOAA ou ***N****ational* ***O****ceanic and* ***A****tmospheric* ***A****dministration*. Autrement dit l'Agence Américaine pour l'étude des Océans et de l'Atmosphère. La structure graphique des émagrammes utilisés dans ce cours provient du NOAA.
Point de condensation : A ne pas confondre avec le point de rosée. Le point de condensation est l'altitude à laquelle une parcelle d'air, à pression et température données, voit la vapeur d'eau qu'elle contient se condenser en gouttelettes.
Principe d'Archimède : « tout corps plongé dans un fluide reçoit de la part de ce fluide une poussée verticale dirigée de bas en haut, égale au poids du volume de fluide déplacé ».
Dans notre cas, la densité de la bulle d'air chaud est inférieure à celle de l'air environnant plus froid. Elle va donc subir une poussée de bas en haut de la part de ce dernier. L'accélération de la parcelle est proportionnel à sa différence de densité par rapport à l'air qui l'entoure et par le biais de la loi des gaz parfaits (pour ceux qui en ont entendu parler) à sa différence de température par rapport à ce dernier.
Soulèvement orographique : Soulèvement d'une masse d'air qui rencontre un obstacle montagneux (vient du grec oros=colline).

Bibliographie

Couche limite atmosphérique : *http://eric.rouland.free.fr/CLA.pdf*

Dynamique de la couche limite atmosphérique stable en relief complexe. Thèse Yann Largeron : *http://tel.archives-ouvertes.fr/docs/00/60/61/15/PDF/These_Largeron.pdf.pdf*

Humidité atmosphérique et précipitations : *http://fred.elie.free.fr/humidite_atmospherique_precipitations.htm*

L'air humide : un mélange d'air sec et de vapeur d'eau : *http://www.culture.gouv.fr/culture/conservation/fr/grottes/Pageshtm/humidite.htm*

La stabilité verticale : *http://web2.sca.uqam.ca/~eva/SCA5002/documents/cours_pdf/2009/cours12-StabiliteVertical2.pdf*

Météorologie pour vol libre. Jean Oberson : *http://www.soaringmeteo.ch/*

Paramétrisation de la couche limite atmosphérique convective et représentation du cycle diurne des nuages dans un modèle de climat. Thèse Catherine Rio. *:www.imprimerie.polytechnique.fr/**These**s/Files/**Rio**.pdf*

Représentation de la convection dans les modèles globaux et régionaux : concepts, équations, études de cas Thèse J-Marcel Piriou : *http://www.cnrm.meteo.fr/IMG/pdf/piriou_memoire.pdf*

Transports et convections atmosphériques : *http://fred.elie.free.fr/transports_atmospheriques.htm#par2_1*