

CONDITIONS ATMOSPHERIQUES FAVORABLES
AU VOL LIBRE DE DISTANCE DANS LE
VALAIS ET SES ALENTOURS ALPINS.

Oberson J-C.

Sion, 1990

Copyright, tous droits de reproduction totale ou
partielle réservés.

TABLE DES MATIERES

Introduction

Première partie: Principe général

-Conditions atmosphériques favorables aux thermoconvections alpines.

Les 5 conditions principales.

-Thermodynamique élémentaire et pratique de l'atmosphère.

Sources des mesures aérologiques.

Courbes d'état et courbes dynamiques de l'atmosphère.

Réchauffement et refroidissement de l'atmosphère.

Réchauffement de l'atmosphère alpine.

Structure générale des thermoconvections.

Caractéristiques générales d'une source thermique.

Structure des thermoconvections alpines.

Caractéristiques des sources thermiques alpines.

Observation du ciel matinal.

Deuxième partie: Etude statistique des conditions
de vols de distance en Valais.

Sources des données.

Elaboration d'une base de données.

Triage, recherche et classification des
données.

Résultats des recherches.

Scores individuels et globaux.

Troisième partie: Recherche d'un calendrier de
périodes favorables aux vols de distance.

Méthode.

Résultats.

Résumé et conclusions.

La journée idéale.

Probabilité ne signifie pas certitude.

Que se passe-t-il hors des Alpes.

Utilité d'une étude statistique objective.

Evolution future du climat et influence
sur les conditions de vols.

INTRODUCTION

Le but de la présentation est de définir simplement et pratiquement les conditions atmosphériques (températures, humidités, vents, pressions) de la basse et moyenne troposphère favorables au vol libre de distance dans le Valais et ses alentours alpins. Puisque les pilotes de vol libre utilisent quasi exclusivement les thermoconvections (*) pour leur vols de distance alpin, les conditions atmosphériques favorables au bon développement de ces ascendances dans les Alpes sont les mêmes que celles favorables aux vols de distance dans cette région. On essayera également de définir une période de l'année où la probabilité de rencontrer des journées avec de telles conditions favorables est maximale.

La première partie énumère et explique les principes généraux des conditions atmosphériques favorables au développement des thermoconvections alpines utilisables pour le vol libre de distance. Cette partie traite aussi de la structure thermique de l'atmosphère alpine, des lois de son échauffement et de la structure probable des thermoconvections alpines, en comparaison avec les mêmes phénomènes au-dessus des pays plats.

La deuxième partie est plus pratique. Plusieurs paramètres aérologiques matinaux de journées où des vols de distance (vols CCC (*)) ont été effectués dans le Valais et ses alentours alpins (Chamonix et Andermatt) sont comparés à ceux de journées ensoleillées quelconques (1985 à 1989). Les valeurs limites de ces paramè-

(*) Les météorologues utilisent plus volontiers le terme de "thermoconvection" à la place de "thermique".

tres aérologiques favorables au développement des thermoconvections alpines exploitables peuvent être ainsi rétrospectivement déterminées et ont finalement une certaine utilité pronostique pour estimer au matin la qualité de ces ascendances et les chances de réussir un vol de distance durant la journée à venir. Les informations concernant les paramètres aérologiques doivent être facilement accessibles tôt le matin (téléphone, Videotex), la quantité de celles-ci doit être réduite à l'essentiel et l'interprétation des valeurs doit être rapide et simple si l'on veut qu'elles soient utiles aux pilotes pour leur prévision matinale. Il s'agit donc d'un compromis entre le degré de fiabilité de la prévision (dépendant de la précision et du nombre de mesures) et la rapidité et la simplicité de l'acquisition et de l'interprétation des valeurs des paramètres. C'est dans cet esprit que les paramètres ont été choisis.

Dans la troisième partie, les dates des journées avec des paramètres favorables aux thermoconvections alpines, dont les valeurs limites ont été déterminées à la 2ème partie, sont recherchées durant ces 13 dernières années (avril à août 1977 à 1989). Un calendrier de périodes où la probabilité de rencontrer une bonne journée de vol est maximale, peut être ainsi mis en évidence.

(*) Vols CCC = Vols du "Cross Country Cup" = vols de distance du concours officiel de la FSVL (Fédération Suisse de Vol Libre). Ce concours a lieu chaque année, depuis 1984, entre les mois de mars et de septembre. Chaque pilote concurrent est libre de choisir le jour, le type d'épreuve (aller simple, aller et retour, triangles) et le lieu d'envol.

PREMIERE PARTIE:
PRINCIPES GENERAUX

Conditions atmosphériques favorables
aux thermoconvections alpines

D'après les notions théoriques de l'aérodynamique et d'après les expériences de vol libre, les 5 conditions atmosphériques essentielles favorables au développement des thermoconvections alpines utilisables pour le vol libre de distance semblent être:

1) Une forte différence de température entre la basse et la moyenne troposphère. (Figure 1).

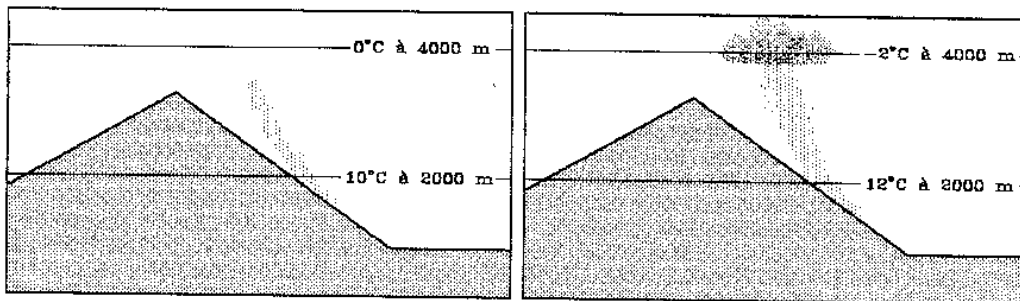


Figure 1:

Faible différence matinale de température (10°C), plafond bas et convections faibles dans l'après-midi.

Forte différence matinale de température (14°C), plafond haut et convections fortes dans l'après-midi.

Pour les Alpes, on peut choisir la différence de température entre 2000 et 4000 m d'altitude au-dessus du niveau de la mer puisqu'il semble bien que c'est à ces altitudes qu'on rencontre les meilleures ascendances thermiques alpines. Une petite différence matinale de température entre 2000 et 4000 m (environ 10 °C) entraîne des convections plutôt faibles et bleues (*) et un plafond bas (environ 3000m) tandis qu'une différence plus grande (environ 12 à 16 °C) permet le développement de puissantes thermoconvections avec un plafond haut (environ 3500 à 4000 m)(fig.1). L'effet de cette différence de température sur la force des thermoconvections alpines sera expliquée ultérieurement plus en détail lorsqu'il sera question de la structure thermique de l'atmosphère alpine.

2) Des vents faibles en altitude (aux environs de 2000 à 4000 m) et une faible différence horizontale de pression atmosphérique entre le nord et le sud des Alpes. (Figure 2).

Les ascendances thermoconvectives alpines sont alors bien organisées, raisonnablement turbulentes, faciles à centrer et les cumuli sont bien formés. Dans le cas contraire, lorsque les vents en altitude sont forts (plus de 15 noeuds) et/ou que la différence de pression entre le nord et le sud des Alpes est de plus de 2 à 3 hPa, les thermoconvections sont désorganisées, très turbulentes voire dangereuses, difficiles à exploiter et les cumuli sont déchirés (figure 2).

De plus, entre les ascendances on rencontre de dangereux rotors et turbulences, des zones d'impressionnantes et impitoyables descendances qui peuvent mener rapidement "à la vache" et des régions de forts vents contraires qui n'ont pas toujours la direction générale des vents d'altitude. Par exemple, lors de forts vents d'al-

(*) Une convection est qualifiée de "bleue" lorsqu'elle n'est pas marquée par un cumulus.

titude (3000 m) du secteur NW avec surpression atmosphérique au nord des Alpes, on peut rencontrer des vents impénétrables du N dans les vallées latérales de l'ubac valaisan et du NE dans le Goms (vallée de Conches). (Figure 3a). Autre exemple, lors de forts vents d'altitude (3000 m) du secteurs SW avec surpression atmosphérique au sud des Alpes, on peut rencontrer des vents impénétrables d'E à SE dans beaucoup de vallées valaisannes (Foehn et Lombarde). (Figure 3b).

L'effet néfaste du vent semble ainsi plus prononcé en montagne qu'en plaine. En montagne, contrairement aux pays plats, le relief offre un obstacle à l'écoulement du vent (créant des turbulences), tandis que les vallées canalisent et accélèrent celui-ci.

Une situation de faible gradient horizontal de pression atmosphérique (anticyclone, marais barométrique) permet le développement, dans l'après-midi, d'une faible dépression thermique (*) s'étendant à peu près entre Zermatt, Visp et Fiesch. La circulation locale d'air (brises montantes de vallée et faible brise descendante dans le Goms) n'est ainsi pas perturbée. (Figure 3c). Ce faible vent descendant du Goms peut paraître curieux. Il a été pourtant observé et mesuré de façon irréfutable par Neininger (**). Il peut être expliqué par le fait que la dépression thermique centrale, où l'échauffement de l'atmosphère alpine est maximal dans l'après-midi, ne se situe pas tout en amont de la vallée du Rhône (Grimsel) mais un peu plus en aval.

(*) D'après les lois de la thermodynamique atmosphérique, les dépressions thermiques se forment aux endroits où l'échauffement de l'air est maximal. Par exemple au-dessus de l'Espagne et du Sahara en été et bien sûr dans les vallées alpines. (Voir plus loin).

(**) Voir bibliographie.

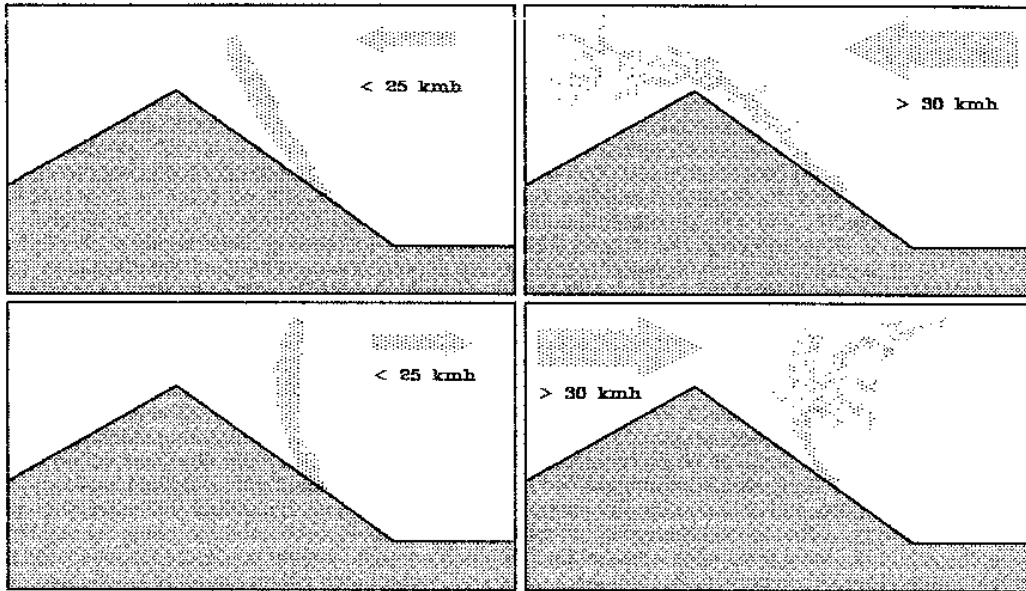


Figure 2:
Influence du vent horizontal sur les convections alpines.

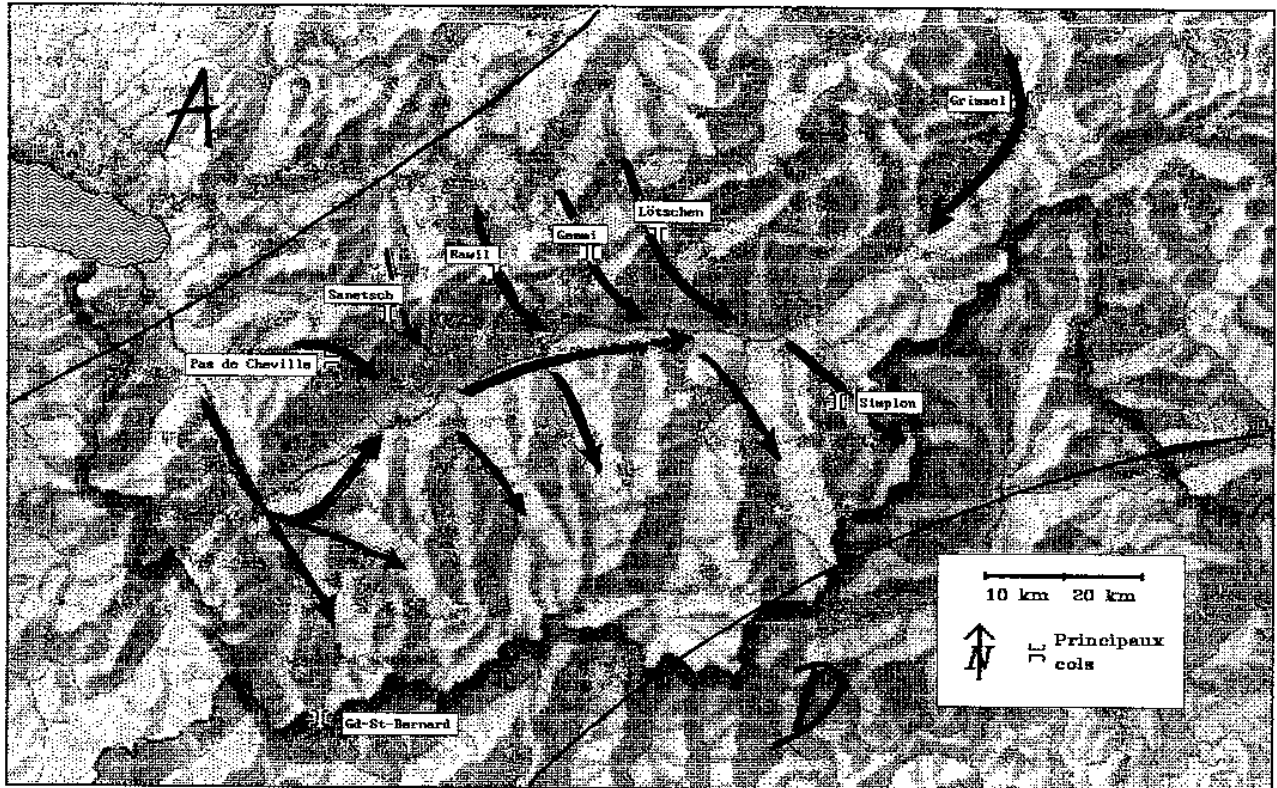


Figure 3a
Surpression atmosphérique nord: anticyclone au nord et dé-
pression au sud des Alpes. Schéma des vents.

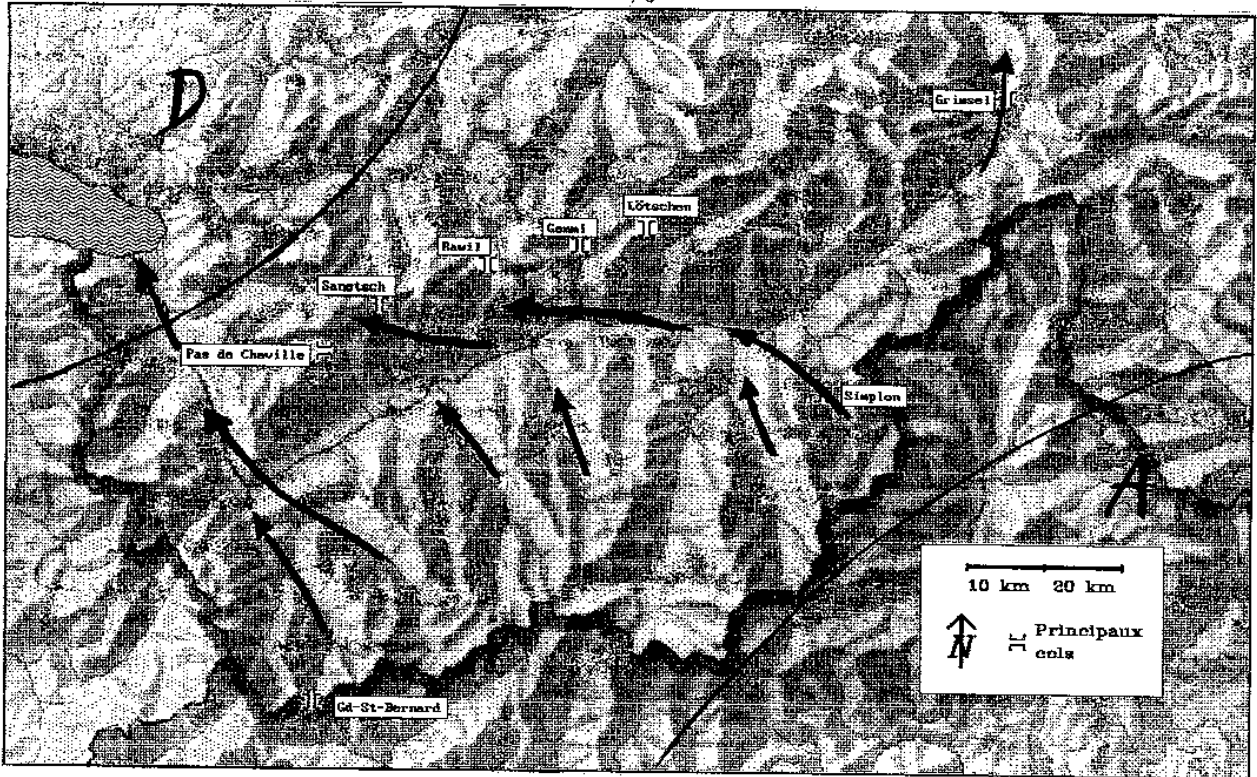


Figure 3b
Suppression atmosphérique sud. Schéma des vents.

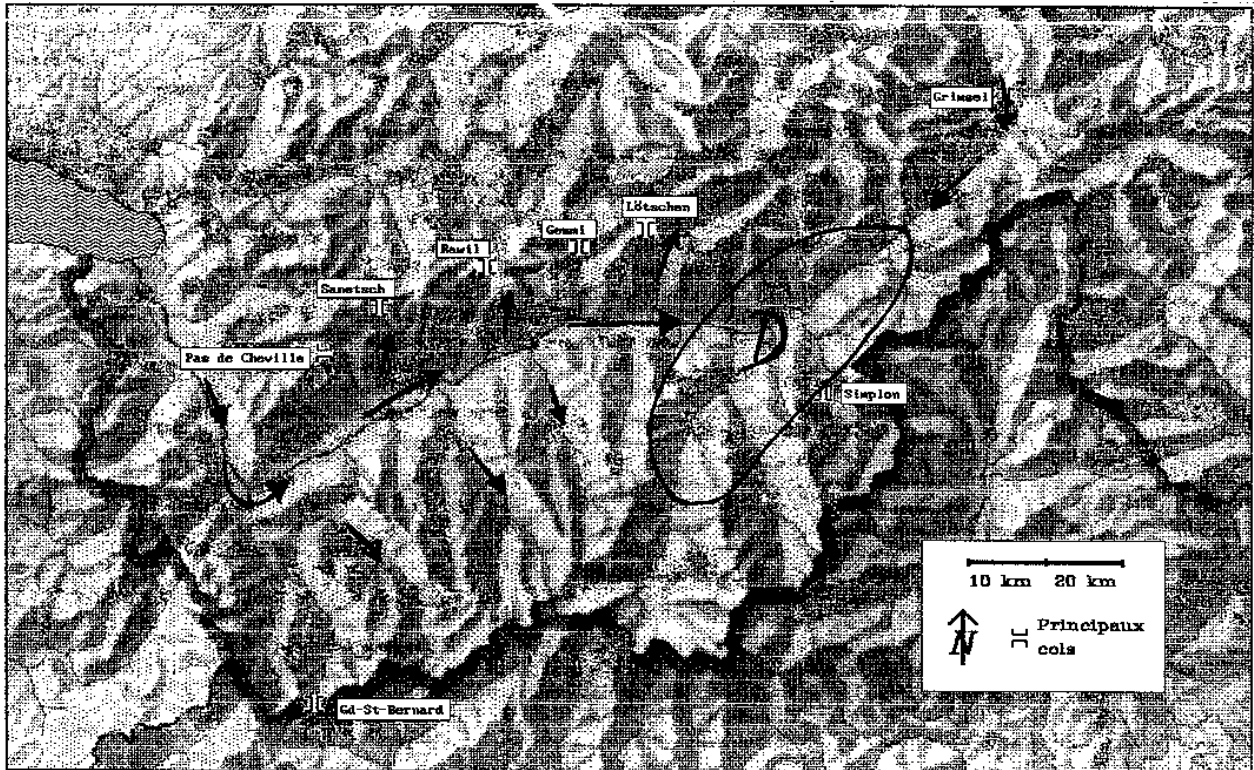


Figure 3c
Faible gradient horizontal de pression atmosphérique. Une faible dépression thermique se forme au coeur du Valais, où l'échauffement est maximal, durant les après-midis ensoleillés. Cette situation permet le développement de faibles brises locales.

3) Une humidité moyenne à faible (40% à 60%) de la basse et moyenne troposphère (1000 à 6000m).

C'est dans ces conditions que se développent de jolis cumuli inoffensifs et de taille modeste avec une base élevée (plus de 3000 m). Une plus forte humidité risque d'entraîner un surdéveloppement nuageux et/ou une base des nuages peu élevée, ce qui n'est évidemment pas propice au vol libre de distance. Les ascendances ont tendance à être "bleues" lorsque l'humidité de l'atmosphère est très faible, surtout si la différence de température entre 2000 et 4000 m est simultanément faible. (Figure 4). Une faible humidité de l'air en haute altitude (plus de 5000 m) semble empêcher le développement de cumulonimbi.

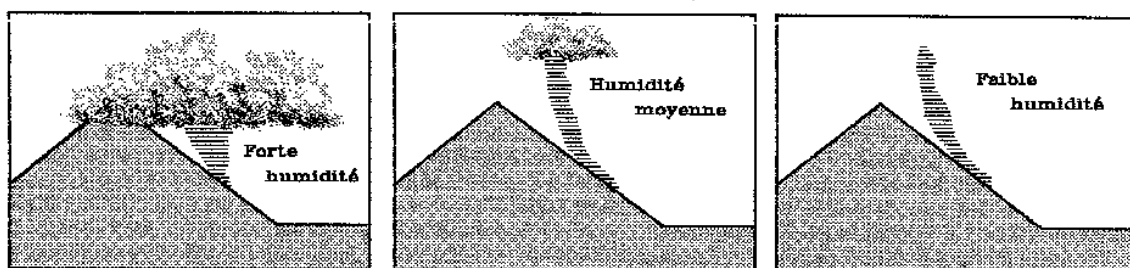


Figure 4:
Influence de l'humidité de l'air entre 1000m et 5000m sur le développement des cumuli alpins.

L'humidité se mesure en % (humidité relative) ou en °C (température de point de rosée). Voir annexe I pour un bref rappel des mesures de l'humidité.

4) L'absence de fortes pluies la veille.

C'est un fait fondamental que l'atmosphère se réchauffe essentiellement par le sol. Celui-ci est lui-même réchauffé par le rayonnement solaire. En effet, le rayonnement solaire traverse l'air transparent et ne le réchauffe directement que très partiellement.

Un sol mouillé réchauffe mal l'atmosphère et empêche la formation d'une couche convective épaisse (voir plus loin). De plus, les sources d'ascendance thermique mouillées se surchauffent moins et sont moins efficaces.

D'ailleurs, durant les matinées qui suivent les journées et les nuits pluvieuses, des stratocumuli bas (1000 à 1500 m) se traînent le long des pentes. L'après-midi, la base des nuages s'élève effectivement mais n'atteint jamais une altitude très élevée. Ces stratocumuli sont des signes caractéristiques et fidèles d'une veille pluvieuse. (figure 5).

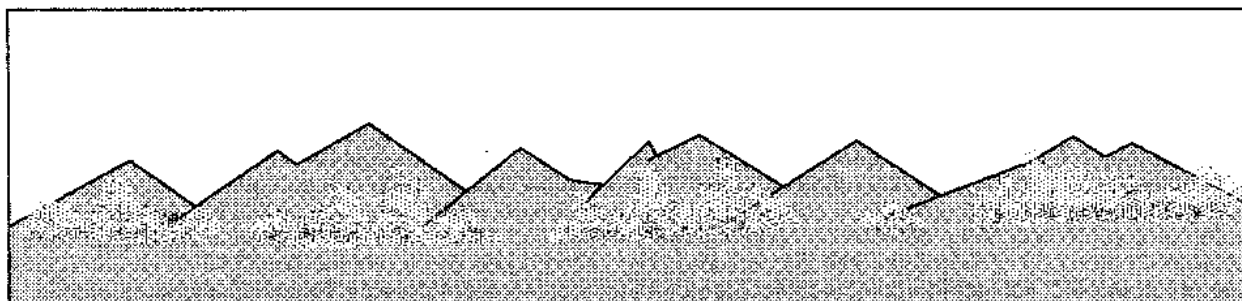


Figure 5:

Aspect typique du ciel alpin, le matin après un jour de pluie. De nombreux stratocumuli bas traînent le long des pentes.

5) Une bonne insolation.

La raison est évidente. Sans soleil, il n'y a pas de convection utilisable. Il faut être attentif aux prévisions de surdéveloppement de cumuli et/ou de l'arrivée de nuages élevés nombreux et épais qui diminuent l'insolation.

Thermodynamique élémentaire et pratique de l'atmosphère.

Après être entré directement dans le vif du sujet en énumérant et expliquant dans les grandes lignes les 5 principes météorologiques ci-dessus, et avant de passer à la 2ème partie qui définit de façon plus précise et pratique les conditions atmosphériques favorables au vol libre de distance, il peut être intéressant d'approfondir certains sujets d'aérologie, notamment les lois de l'échauffement de l'atmosphère. La connaissance de ces lois est indispensable à la compréhension intime d'une thermoconvection.

Sources des mesures aérologiques.

Puisque nous évoluons et planons dans les 3 dimensions de l'atmosphère, il est évident que nous avons besoin de connaître les valeurs des états de l'atmosphère (températures, vents, humidités, pression) à différentes altitudes et pas uniquement au sol pour pouvoir apprécier la masse d'air présente. La mesure de ces états s'effectue par le radiosondage et les stations météorologiques de montagne.

Une radiosonde est constituée premièrement d'un dispositif de mesure de l'air (température, humidité et pression), deuxièmement d'un émetteur radio qui transmet les résultats des mesures à une station météorologique au sol et troisièmement d'un ballon ascensionnel (aérostat) qui transporte le dispositif de mesure et l'émetteur à haute altitude. Par des mesures radiogoniométriques des déplacements de la sonde, on peut déduire la force et la direction du vent à différentes altitudes. Ce genre de mesure est évidemment très coûteux et on ne

peut pas l'effectuer partout et à tout moment. Les nations du monde se sont coordonnées pour répartir équitablement les stations de radiosondage sur la surface terrestre. Pour apprécier les conditions atmosphériques du Valais, ce sont les stations autour des Alpes et particulièrement celle de Payerne qui sont intéressantes (figure 6). Les mesures ont lieu 2 fois par jour aux alentours de minuit et de midi. Pour les prévisions, ce sont les mesures de minuit qui sont évidemment utiles, celles de midi sont trop tardives puisqu'il faut se décider tôt le matin pour un vol de distance. Il n'existe malheureusement pas de radiosondage régulier à l'intérieur des Alpes.

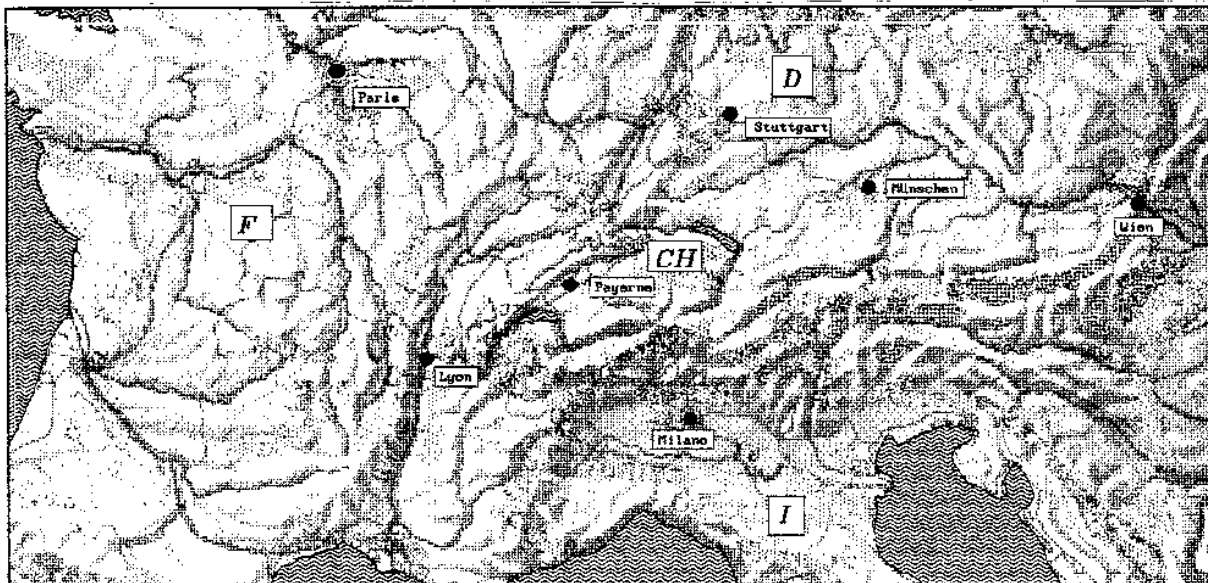


Figure 6: Principales stations périalpines de radiosondage.

Les stations suisses d'observation automatique mesurent régulièrement en cours de journées plusieurs paramètres météorologiques au niveau du sol dont la température de l'air, le vent, l'humidité de l'air, l'insolation, la pression atmosphérique, le niveau pluviométrique, etc. La figure 7 montre la situation géographique des stations utiles pour apprécier les conditions atmosphériques du Valais. On choisira les mesures effectuées aux alentours de 0600 h.

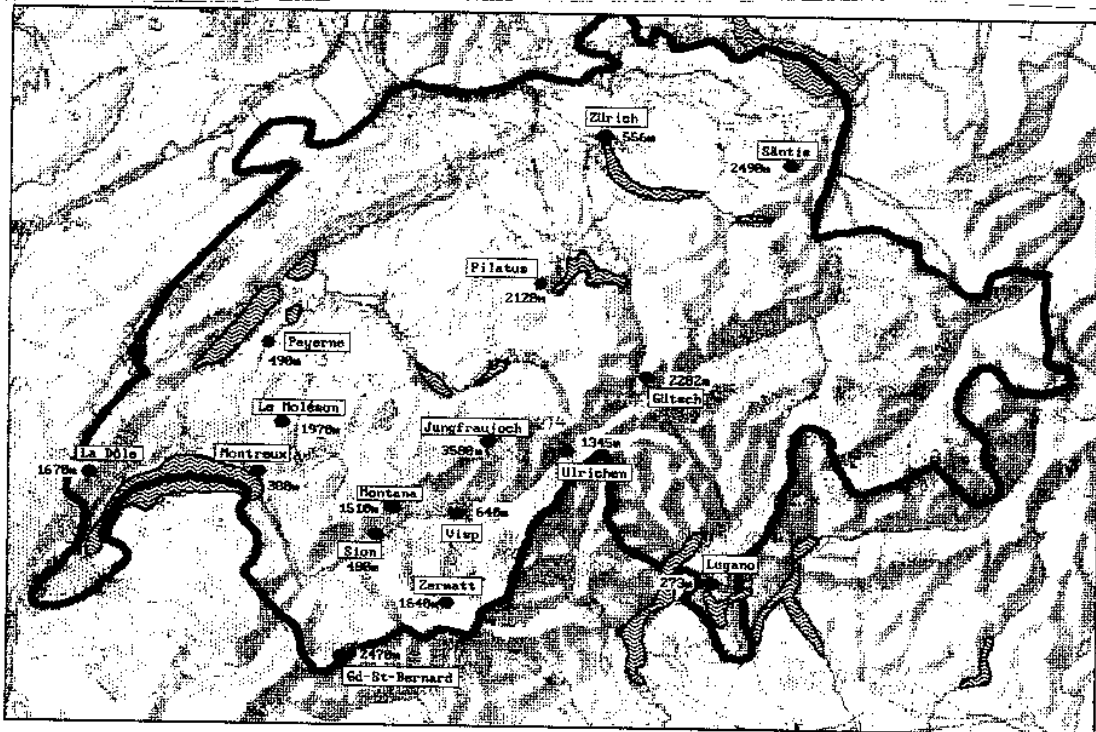


Figure 7:
Situation géographique des principales stations aérologiques suisses de mesures de l'air au niveau du sol.

Courbes d'état et courbes dynamiques de l'atmosphère.

Qu'elles proviennent des stations de montagne ou du radiosondage (de Payerne surtout), les résultats des mesures aérologiques peuvent figurer sur un graphique (figure 8). Sur l'abscisse on trouve les valeurs des différents paramètres aérologiques (température, humidité, vent), en ordonnée on trouve l'altitude.

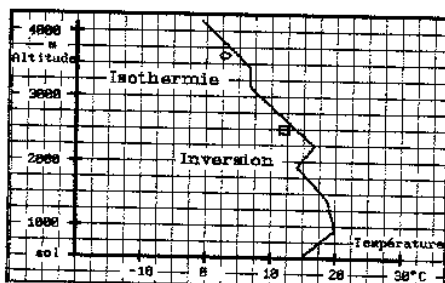


Figure 8:
Exemple de courbe d'état de température matinale.

- Payerne, radiosondage de 0100h.
- Jungfrauoch, à 0600h (3600m).
- ◻ Säntis, à 0600h (2500m).

On obtient ainsi des courbes d'humidité, de température et de vent qui sont appelées courbes d'état de l'atmosphère car elles définissent l'état "statique" de l'atmosphère à un moment donné. La courbe d'état matinale de température est particulièrement intéressante.

Au matin, d'avril à août, la différence de température entre 2000 et 4000 m est d'environ 10 à 16°C selon la masse d'air qui baigne les Alpes, ce qui correspond à un gradient de température de 0,5 à 0,8°C/100 m. (*). Le plus souvent, le gradient de température varie d'une altitude à l'autre. On peut même trouver des minces couches d'air dans lesquelles la température ne varie pas (isothermie) ou augmente avec l'altitude (inversion). (Figure 8).

Les courbes d'état de température ne doivent pas être confondues avec les courbes adiabatiques qui définissent dynamiquement l'évolution dans l'espace de la température d'un volume d'air ascendant ou descendant. Ce changement de température est dû à la variation de pression en fonction de l'altitude (figure 9a). La température d'un volume d'air ascendant diminue de 1°C/100 m par dilatation (augmentation de volume et diminution de pression). La température d'un volume d'air descendant augmente d'autant par compression (diminution de volume et augmentation de pression).

La variation de température d'un volume d'air changeant d'altitude et saturé de vapeur d'eau est seulement de 0,6°C/100 m, car les phénomènes associés de condensation et d'évaporation de vapeur d'eau impliquent des échanges d'énergie avec l'air ambiant et entraînent donc un gradient plus faible que 1°C/100m. (Figure 9b).

(*) On obtient ces gradients de température comme ceci:

- $10^{\circ}\text{C}/(4000-2000\text{m})=0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
- $16^{\circ}\text{C}/(4000-2000\text{m})=0,8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$

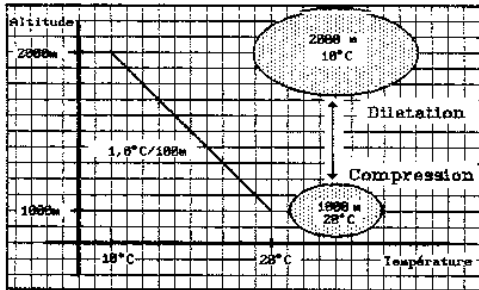


Figure 9a:
Courbe adiabatique de l'air non saturé de vapeur d'eau. (1,0°C/100m).

Dilatation et compression d'un volume d'air non saturé.

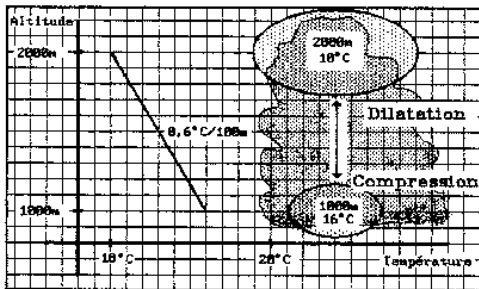


Figure 9b:
Courbe adiabatique de l'air saturé de vapeur d'eau. (0,6°C/100m).

Dilatation et compression d'un volume d'air saturé.

De même, la variation dynamique de l'humidité d'un volume d'air changeant d'altitude est différente de la variation statique d'état de l'humidité de l'air ambiant en fonction de l'altitude (figure 10). Puisque l'air ascendant se refroidit, l'humidité relative de ce volume d'air va régulièrement augmenter jusqu'à saturation (100%) au cours de l'ascension, pour former un cumulus.

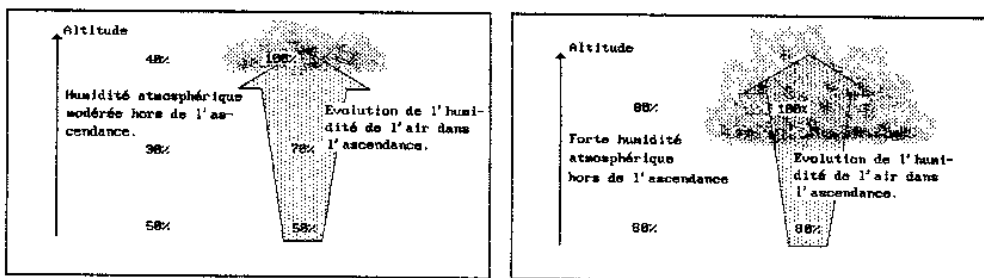


Figure 10:

2 exemples d'évolution de l'humidité de l'air dans une convection par rapport à l'humidité de l'air ambiant (courbe d'état). L'humidité de l'air de la convection se différencie et augmente de plus en plus par rapport à l'humidité de l'air ambiant. Dès que l'humidité de l'air de la convection atteint 100%, un cumulus se forme.

Plus l'air est sec au départ, et plus la base des cumuli est élevée. Plus l'humidité de l'air ambiant, à l'altitude des cumuli, est élevée, plus le cumulus est gros et vice-versa.

Un cumulus n'est en effet rien d'autre qu'un ensemble visible de très nombreuses minigouttelettes d'eau en suspension (=flottant) dans l'air. Ces gouttelettes contiennent l'eau en surplus de l'air saturé de vapeur d'eau. La vapeur d'eau, contrairement aux gouttelettes du nuage, est invisible.

Si les courbes d'état caractérisent un état de l'atmosphère à un certain moment, cela ne veut pas dire que cet état ne changera pas en cours de journée. L'atmosphère peut s'humidifier, les vents peuvent forcer ou changer de direction etc. L'évolution de la température de l'air en cours de journée mérite un commentaire supplémentaire (voir titre suivant) et seul l'échauffement des basses couches atmosphériques par le système conduction-convection est relativement facile à prédire, est systématique lorsque le soleil brille et est indispensable au développement des thermoconvections. L'évolution des autres états de l'atmosphère en cours de journée est toujours possible mais n'est heureusement pas systématique, car elle n'est souvent pas favorable. En outre, la possibilité d'une telle évolution rend les prévisions difficiles puisque les paramètres matinaux qui ont permis d'estimer la journée ne sont plus tout à fait les mêmes dans l'après-midi. De toute façon, une atmosphère évoluant rapidement dans le temps ne semble le plus souvent pas favorable au vol libre alpin, puisque des vents forts y sont généralement associés.

En résumé, on distingue:

-Les courbes d'états de l'atmosphère qui caractérisent son état en un moment donné.

-Les courbes dynamiques qui caractérisent l'évolution spatiale de l'état d'un volume d'air se déplaçant verticalement.

-L'évolution des courbes d'état de l'atmosphère en cours de journée.

Réchauffement et refroidissement de l'atmosphère

3 phénomènes sont principalement responsables du réchauffement de l'atmosphère: (figure 11)

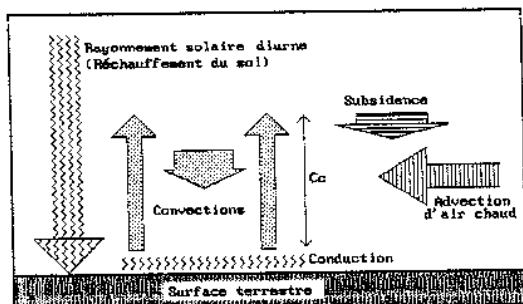


Figure 11:
*Réchauffement de l'atmosphère.
Convections et conduction diurnes.
Subsidence et advection diurnes
ou nocturnes.*

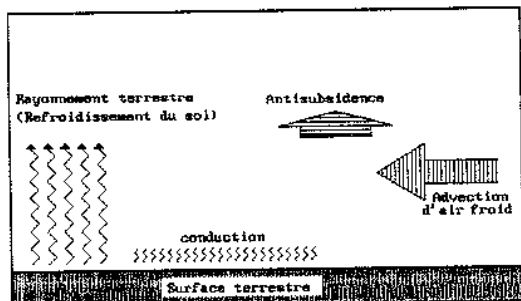


Figure 12:
*Refroidissement de l'atmosphère.
Conduction nocturne.
Antisubsidence et advection diurnes
ou nocturnes.*

1) Le système de rayonnement-conduction-convection. L'air est très peu réchauffé directement par le rayonnement solaire. Pour celui-ci, l'air est quasi transparent. Il frappe donc le sol qui lui-même se réchauffe fortement par absorption de chaleur. Par conduction thermique la mince couche d'air au contact du sol se réchauffe à son tour. Finalement, par convection, les couches d'air surchauffées près du sol vont s'élever pour apporter la chaleur plus haut. Les mouvements d'air convectifs ascendants, plutôt étroits et rapides, sont compensés mécaniquement par des mouvements descendants, plutôt lents et larges. Sauf dans le cas particulier de l'orage, ces mouvements convectifs verticaux de brassage de l'atmosphère n'ont pas lieu dans toute l'épaisseur de la troposphère mais seulement dans une couche de la basse et moyenne troposphère appelée couche convective (abrégée Cc) dont l'épaisseur varie de quelques mètres

(tôt le matin) à quelques milliers de kilomètres (tropicale dans l'après-midi).

1) La subsidence. Il s'agit d'un très lent affaissement (descendance) d'air se produisant sur une large zone (quelques milliers de km²) le plus souvent au sein d'un anticyclone. L'air de cette large zone se réchauffe alors adiabatiquement par compression au niveau de la couche de subsidence.

-L'advection d'air chaud. Il s'agit d'un apport horizontal d'air chaud à une certaine altitude. Il peut y avoir advection d'air chaud dans la basse, la moyenne et/ou la haute troposphère.

Pour le refroidissement, il existe les 3 phénomènes inverses: (figure 12).

1) Alors que le soleil rayonne toute une palette d'ondes électromagnétiques de longueurs d'onde différentes (ultraviolet, lumière visible, infrarouge), la terre ne rayonne que des infrarouges invisibles. Ce rayonnement entraîne une perte de chaleur de la surface terrestre. Durant la nuit, en l'absence de soleil, la surface de la terre va se refroidir par ce rayonnement. Par conduction, la température de la mince couche d'air au contact du sol va alors chuter. On aura une inversion de température au sol qui va augmenter progressivement au cours de la nuit.

2) L'antisubsidence est le phénomène de lente ascendance d'air au sein d'une large zone (dépression le plus souvent). L'air s'y refroidit par dilatation adiabatique.

3) Advection d'air froid. Il s'agit d'un apport horizontal d'air froid à une certaine altitude.

La figure 13 montre quelques exemples fréquents de l'effet des processus de réchauffement et de refroidissement atmosphériques sur les courbes d'état de température au cours du temps. Puisque il y a un brassage vertical continu d'air dans la couche convective, il n'est pas étonnant que le gradient de température de la couche convective est égal au gradient adiabatique ($1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) et que cette couche soit un peu brumeuse (figure 14). L'advection d'air froid et l'antisubsidence peuvent sembler favorables car elles permettent à la couche convective de s'étendre vers le haut mais elles sont souvent associées à de forts vents et/ou des surdéveloppements nuageux, ce qui est très défavorable au vol libre, particulièrement en montagne. Les advections d'air chaud et la subsidence en altitude durant la journée peuvent à l'inverse diminuer l'épaisseur de la couche convective, ce qui n'est non plus favorable au développement de puissantes thermoconvections. En fait, il semble que dans les Alpes, les masses d'air évoluant lentement, lors de situations météorologiques bien établies, sont les plus favorables. Ceci est d'autant plus vrai que les vents en altitudes sont alors faibles.

La figure 15 montre l'évolution de la couche convective et de la courbe d'état de température de la basse troposphère au cours d'une journée ensoleillée. Dès que l'inversion nocturne au sol a disparu grâce au système de réchauffement rayonnement-conduction-convection, vers 10-11 heure, la température de l'air au sol augmente plus lentement et l'épaisseur de la couche convective augmente plus vite. Ceci explique aussi pourquoi les convections, malgré déjà plusieurs heures d'ensoleillement, ne sont utilisables qu'en fin de matinée quand la couche convective devient enfin assez épaisse et pourquoi elles sont exploitables jusqu'en fin d'après-midi malgré un soleil déjà bas, mais quand la couche convective est encore présente.

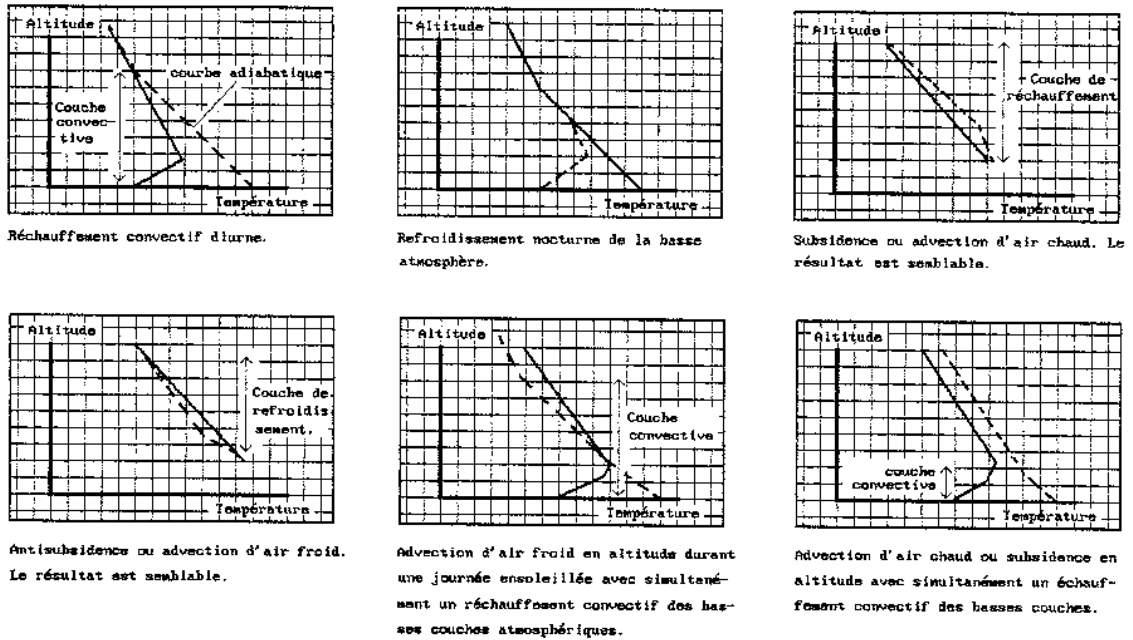


Figure 13:
Exemples de conséquences de réchauffements et de refroidissements atmosphériques sur les courbes d'état de température.
— Avant et - - - - après le réchauffement ou le refroidissement.

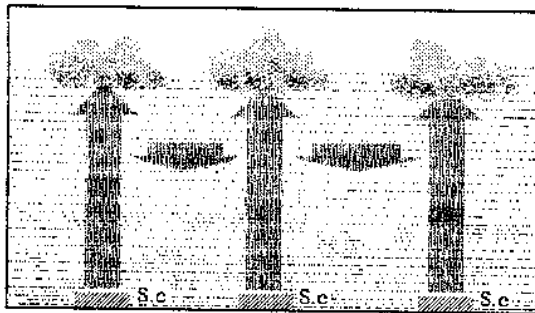


Figure 14:
La limite supérieure de la couche convective est marquée par la limite supérieure de la couche de brume.
S.c.=sources de convection.
☐ = brume.

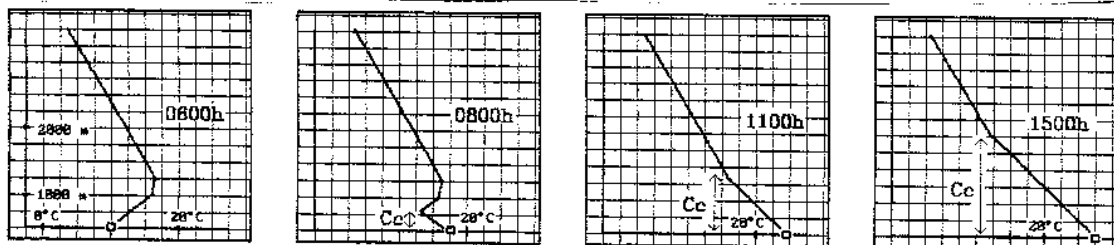


Figure 15:
Echauffement convectif progressif de la basse atmosphère et formation de la couche convective (Cc) en cours de journée.
◦ = Température de l'air au sol.

La figure 16 explique d'une façon imagée et évidente pourquoi un faible gradient matinal de température en altitude entraîne une couche convective peu épaisse avec de faibles convections alors qu'un fort gradient permet le développement d'une couche convective épaisse avec de fortes convections.

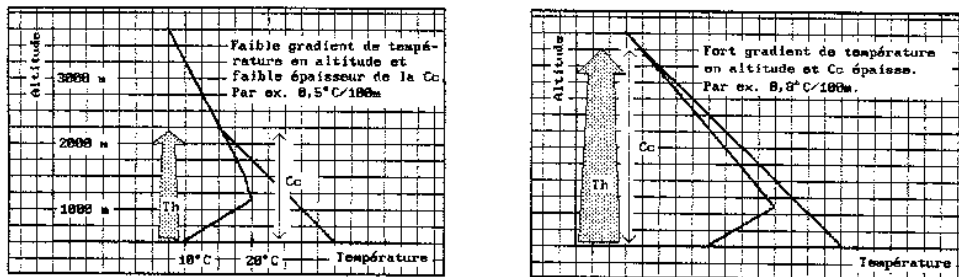


Figure 16:
Influence du gradient matinal de température en altitude sur le développement de la couche convective (Cc) et sur celui des thermoconvections (Th).

La figure 17 montre qu'en altitude, au-dessus d'une surface topographiquement assez homogène (Plateau suisse par exemple), la structure thermique horizontale de l'atmosphère est elle-même homogène. Au niveau du sol par contre, on trouve des endroits où l'air au contact du sol est surchauffé (sources de convection) et d'autres endroits où l'air n'est pas surchauffé. Au-dessus du littoral lacustre et au-dessus d'un grand lac, il n'y a quasiment pas de couche convective car une telle surface d'eau est thermiquement très inerte et ne peut pas réchauffer efficacement de l'air sus-jacent.

Il y a une exception cependant. Si une forte advection d'air froid s'écoule au-dessus d'un lac dont la surface a été précédemment chauffée par quelques jours de beau temps, on peut trouver au-dessus de ce lac une couche convective (figure 18). Ceci explique pourquoi de fortes convections se développent parfois sur le Plateau suisse, lors d'un temps de traîne assez sec avec advection d'air maritime frais. En effet, la basse atmosphère du Plateau étant influencé par les lacs (Léman, Neuchâ-

tel) en de nombreux endroits, seul une forte advection d'air froid assure une couche convective convenable.

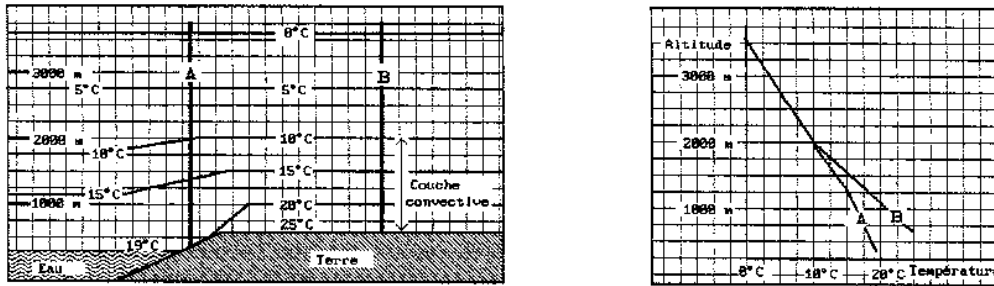


Figure 17:

Structure thermique de l'atmosphère:

Au-dessus d'un littoral lacustre (courbe A).

Au-dessus d'une surface terrestre (courbe B), éloignée d'une surface d'eau.

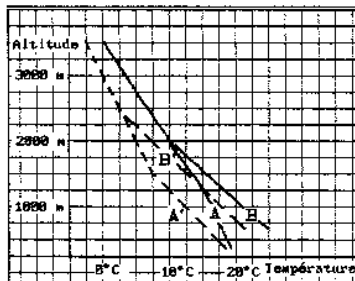


Figure 18:

Evolution des courbes A et B de la figure 17 en courbes A' et B' lors d'advection d'air froid en altitude en cours de journée.

— Avant l'advection.

----- Après l'advection.

Réchauffement de l'atmosphère alpine.

Le volume d'air (V_m en montagne et V_p en plaine) à chauffer par rapport à la surface du sol est plus petit en montagne qu'en plaine. (figure 19). De plus, les

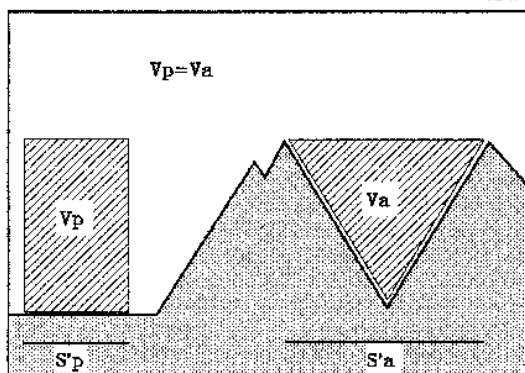


Figure 19:

Pour des volumes d'air V_p et V_a identiques, la projection horizontale S'_p de la surface terrestre d'échauffement en plaine est plus petite que celle (S'_a) d'une vallée.

pentons alpines, sèches et rocailleuses et exposées au soleil, s'échauffent particulièrement bien. Les phéno-

mêmes de réchauffement et de refroidissement atmosphériques sont donc nettement plus amples dans une vallée qu'au-dessus un pays plat. L'atmosphère libre des vallées alpines est donc un peu plus froide pendant la nuit et de quelques degrés plus chaud durant une journée ensoleillée que l'atmosphère libre des régions plates adjacentes aux Alpes. De nombreuses publications scientifiques (Erehm et Freytag, Dreiseitl, Ekhart, Freytag, Neiningner, Nickus) (*) démontrent la différence entre l'atmosphère alpine et celle des plateaux adjacents. La figure 20 résume les faits principaux. On peut retenir que:

-La différence de température atmosphérique entre le Plateau romand et le Valais durant les après-midis ensoleillés est maximale vers 1500 m (4 à 8 °C).

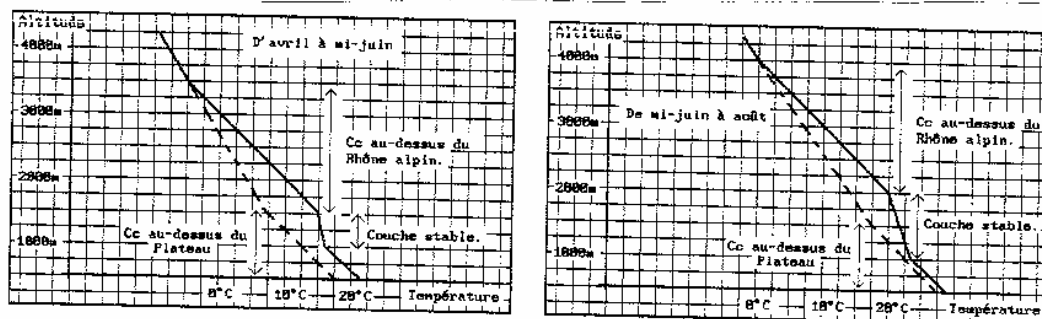


Figure 20:

Courbes d'état approximatives de température durant les après-midi ensoleillées au-dessus du Plateau--- et dans le Valais central — . A gauche d'avril à mi-juin. A droite, de mi-juin à août.

-Une couche d'air stable qui bloque toute convection et où le gradient de température est plus petit que le gradient adiabatique se forme au centre de la vallée principale vers 1500 m. Cette couche serait probablement plus basse et plus mince au printemps. Elle se formerait à la suite de la subsidence au centre de la vallée qui compenserait mécaniquement les ascendances latérales (figure 21).

-A cause de cette couche stable qui partage la basse atmosphère alpine de la haute, la couche convective alpine exploitable se situe entre 1500 m à 3500 m ou

(*) Voir bibliographie.

plus, tandis que sur le Plateau elle s'étend du sol (environ 500 m) jusque vers 2000 m environ. (Figure 22). La couche convective utile est donc en général plus épaisse en Valais et dans les Alpes (environ 2000 à 2500 m) que sur le Plateau (environ 1500 à 2000 m). Ces valeurs moyennes sont évidemment celles de journées favorables au vol libre de distance.

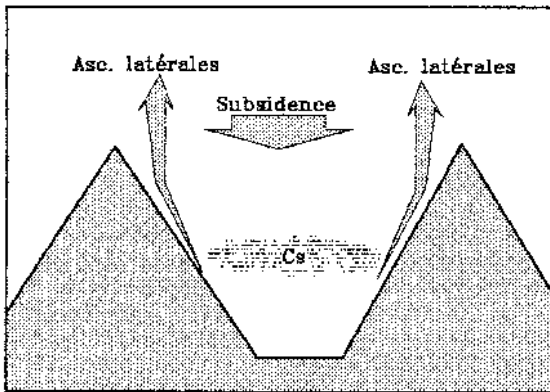


Figure 21:

La subsidence au centre de la vallée compense mécaniquement les ascensions latérales le long des pentes, et entraîne la formation de la couche stable (Cs).

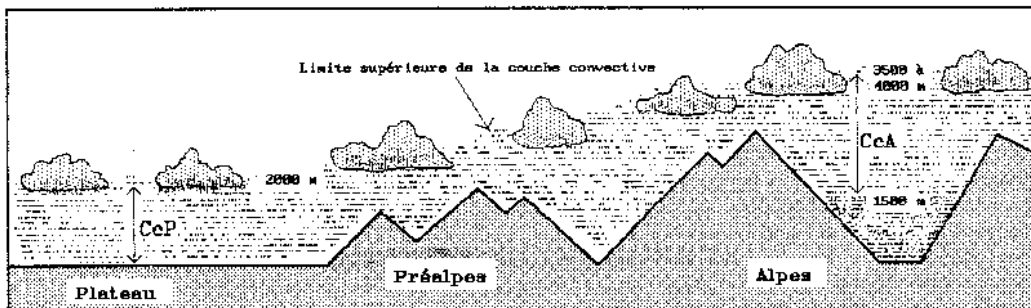


Figure 22:

Comparaison des couches convectives (Cc) du Plateau et des Alpes. Au-dessous de la Cc, le fond d'une large et profonde vallée est marqué par une couche de brume épaisse.

-Au printemps, l'air des basses couches au fond de la vallée principale tend à être plus chaud (1 à 4 °C) que l'air à la même altitude sur le Plateau, tandis qu'en été cette différence n'est pas apparente.

-La couche stable centrale ne se remarque évidemment pas au centre des étroites et hautes vallées latérales. (Figure 23).

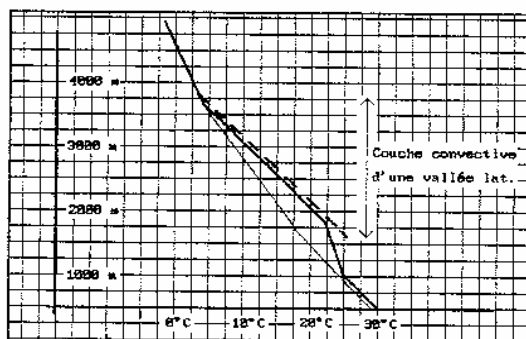


Figure 23:
Exemple d'une structure thermique estivale d'une vallée latérale ---- par rapport à celle de la vallée principale plus profonde — (Rhône). Pour comparaison, courbe d'état de température du Plateau —.

La particularité de cette structure thermique des vallées explique celle des thermoconvections alpines. (Voir ci-après).

Structure générale des thermoconvections

Des mesures micro-aérogologiques faites au-dessus des pays plats d'Allemagne (Lindemann) (*) ont esquissé la structure générale d'une thermoconvection. Les figures 24 résument les faits essentiels.

La figure 24a schématise le résultat de mesures précises qui montre qu'en altitude, il n'y a quasiment pas de différence de température entre l'intérieur d'une thermoconvection et l'air ambiant. Ce n'est qu'au niveau du sol que cette différence est remarquable (quelques °C de plus au-dessus d'une source thermique).

La structure mécanique d'une thermoconvection peut expliquer cette faible différence de température (voir figure 24c). Après s'être surchauffée, la mince couche d'air au-dessus de la source thermique s'élève, se dilate et crée un appel centripète d'air ambiant plus frais qui va se mélanger avec l'air chaud et le refroidir rapidement. Le mélange d'air est forcé à l'ascension, donc bien sûr à la dilatation adiabatique. Cette ascendance thermoconvective prend ensuite la forme d'un tore dans laquelle la composante ascensionnelle se trouve au centre et la composante descendante à l'extérieur. La vitesse du vent montant au centre semble d'ailleurs plus

(*) Voir bibliographie.

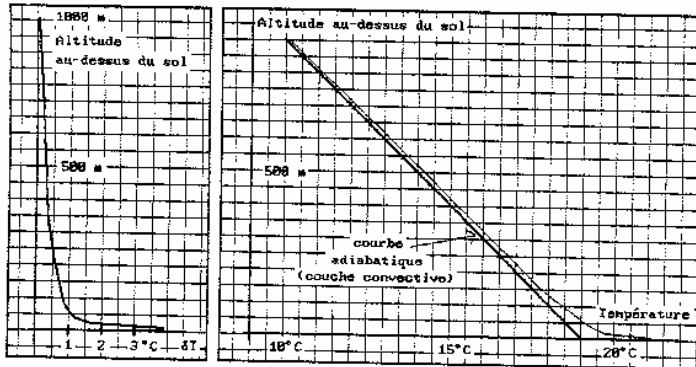


Figure 24a:
Différence de température δT entre l'air ambiant — et l'air de la convection —

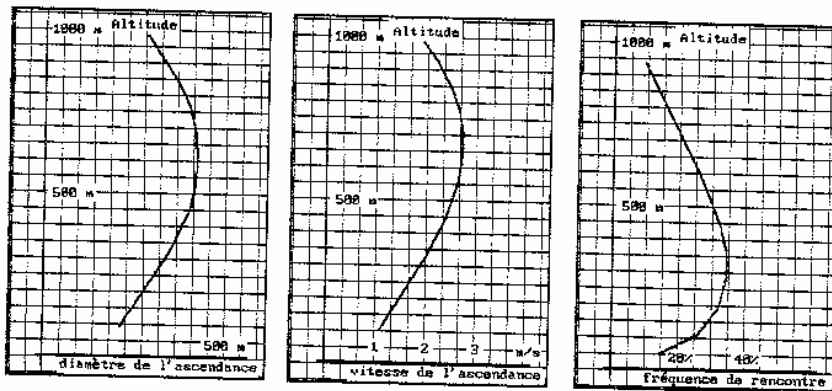


Figure 24b:
Diamètre, vitesse et fréquence de rencontre moyens d'une convection en fonction de l'altitude.

La fréquence de rencontre se calcule en vol rectiligne uniforme horizontal par la formule

$$f = \frac{\text{temps passé dans les ascendants}}{\text{temps passé hors des ascendants}} \times 100$$

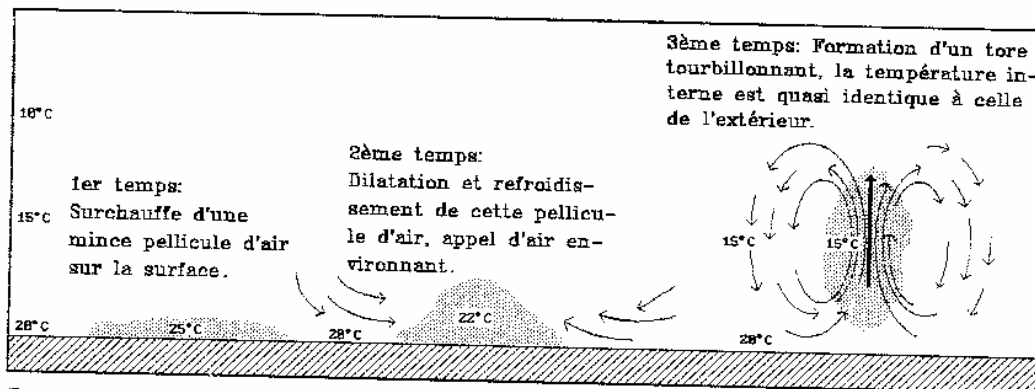


Figure 24c:
Evolution mécanique d'une thermoconvection.

grande que celle de l'ensemble du tore. Un ensoleillement maximal et une source thermique très efficace peuvent entraîner le déclenchement successif et rapproché de tores qui donnent l'impression au pilote exploitant cette thermoconvection qu'il se trouve dans une colonne d'air ascendante plutôt que dans une bulle.

Puisque la différence de température entre la thermoconvection et l'air ambiant devient rapidement négligeable à quelques dizaines de mètres au-dessus du sol, on comprend pourquoi les convections sont limitées à la couche adiabatique convective. Dès que le gradient de température faiblit (au-dessus de la couche convective), l'air de la thermoconvection, qui lui se refroidit toujours adiabatiquement, va devenir tout de suite plus froid que l'air ambiant ce qui va stopper l'ascendance dans son élan.

La figure 24b montre d'autres aspects de la structure mécanique d'une convection. Le diamètre et la vitesse ascensionnelle de la convection atteignent en moyenne leur maximum dans la moitié supérieure de la couche convective alors que la probabilité de rencontrer une thermoconvection y est plus faible. Cela signifie que sur la totalité des convections, seules les plus fortes et les mieux développées (environ 30 à 50% de toutes) atteignent le sommet de la couche convective.

Il existe une certaine corrélation entre l'épaisseur de la couche convective, la quantité et la taille des cumuli et la qualité des ascendances thermoconvectives: plus la couche convective est épaisse et/ou plus les cumuli sont gros, meilleure est la qualité des ascendances, et vice-versa. La grosseur et la quantité des cumuli ne doivent cependant pas dépasser une certaine valeur (3 à 5/8) pour ne pas réduire sensiblement l'ensoleillement.

Puisqu'à l'intérieur des cumuli l'air ascendant, saturé de vapeur d'eau, se refroidit de 0,6°C par 100m, il peut atteindre des altitudes plus élevées que s'il se refroidissait de 1°C par 100 m. Ce fait expliquerait

pourquoi des convections associées à de gros cumuli sont en général plus fortes que celles associées à de petits cumuli. L'extension verticale des convections avec gros cumulus peut être en effet plus grande que celle des convections avec petits cumulus (figure 25).

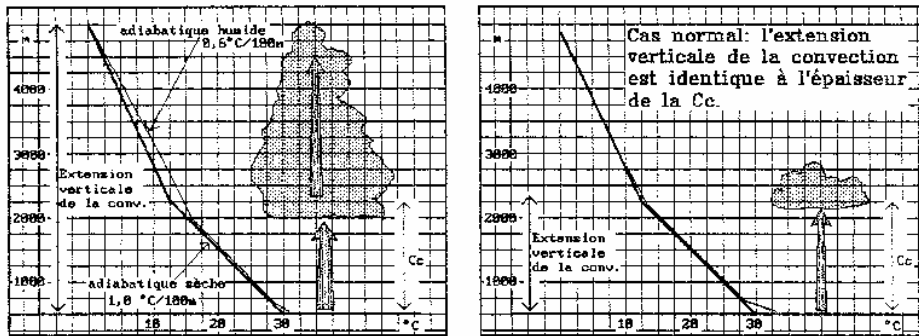


Figure 25:
Extension verticale d'une convection lorsque celle-ci est associée à un gros cumulus.

Des mesures faites en URSS (*), montrent qu'à part l'épaisseur de la couche convective et la grosseur des cumuli, les contrastes de température de l'air au niveau du sol influencent très fortement la qualité et la force des ascendances thermoconvectives. Plus les contrastes sont forts, meilleures tendent à être celles-ci. Il y a de forts contrastes lorsque le sol offre de nombreuses sources thermiques adjacentes à un sol peu thermogène.

Caractéristiques générales d'une source thermique

Une source thermique est une surface terrestre limitée qui s'échauffe plus que les surfaces adjacentes sous l'action du rayonnement solaire. Ces surfaces surchauffées sont la source des convections. Pour se surchauffer, le sol doit remplir les conditions principales suivantes:

(*) Voir bibliographie, WMO, Handbook of meteorological forecasting for soaring flight.

-Couleur du sol: elle doit être foncée. Une telle surface (terre noire, sol de forêt) absorbe beaucoup et reflète peu le rayonnement solaire. Inversément, une surface claire et lisse (neige, rochers blancs) reflète beaucoup et absorbe peu ce rayonnement. Or, c'est le rayonnement absorbé par le sol qui se transforme en chaleur et peut chauffer efficacement celui-ci et la mince couche d'air susjacente. Le rayonnement reflété n'est pas utilisable pour le réchauffement puisque son énergie est rejetée telle qu'elle dans l'espace.

-Humidité du sol: le sol doit être sec. Une grande partie de l'énergie solaire absorbée par une surface humide est dispersée en profondeur (eau = bon conducteur calorique) et est utilisée pour l'évaporation si bien que peu d'énergie est encore disponible pour élever la température du sol.

-Couverture végétale: la végétation doit être sèche, peu active et dispersée. Une surface recouverte d'une végétation profuse et active (verdoyante) utilise beaucoup d'énergie pour l'évaporation. Cette surface et l'air susjacent resteront donc relativement frais.

-Protection contre le vent: la surface abritée d'un vent fort permet à la couche d'air susjacente de s'échauffer par conduction et de développer finalement une thermoconvection tandis qu'une surface balayée par un courant d'air horizontal ne donne pas le temps à cette couche d'air de s'échauffer. (Figure 26).

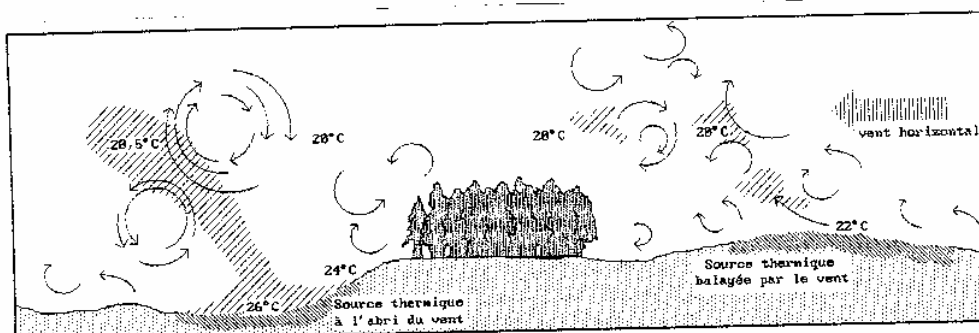


Figure 26:

Influence du vent horizontal sur la formation d'une thermoconvection.

En résumé, une source thermique idéale est sèche, foncée, non recouverte d'une végétation active et à l'abri du vent.

Structure des thermoconvections alpines

La Structure fondamentale des thermoconvections alpines n'est probablement pas différente de celle des convections des pays plats (figure 27). Au-dessus de la source, l'air est surchauffé par rapport à l'atmosphère libre à la même altitude. En montant, la température de l'air de la convection rejoint très vite celle de l'atmosphère libre.

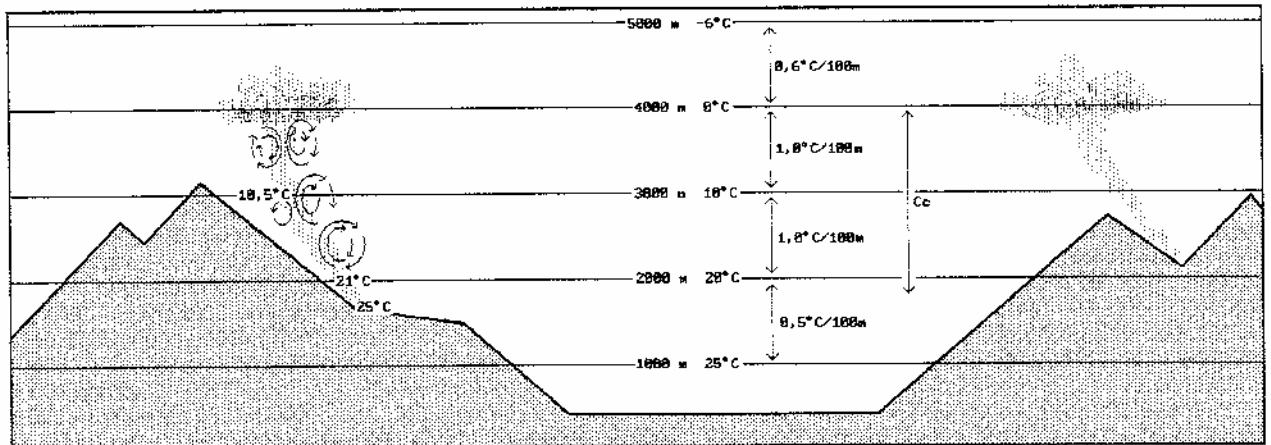


Figure 27:

Structure probable d'une convection alpine. La différence de température entre l'atmosphère libre et l'air de la convection n'est sensible qu'au départ de l'ascendance.

Les convections alpines semblent être néanmoins plus fortes, plus étroites et plus fréquentes que celles de plaines. Elles commencent plus tôt et finissent plus tard dans la journée. De plus, elles ont une tendance plus marquée à prendre la forme de colonnes ascendantes.

L'expérience de vol a montré que l'on peut distinguer 2 types de convections alpines (figure 28):

-Les thermoconvections principales sont les colonnes d'air ascendant, assez éloignées de la pente, utili-

sables par le pilote. Ces ascendances sont souvent marquées par des cumuli.

-Le vent anabatique (à ne pas confondre avec abiatique), moins fort et d'extension verticale limitée, est une mince couche d'air ascendant qui glisse le long de presque toutes les pentes ensoleillées.

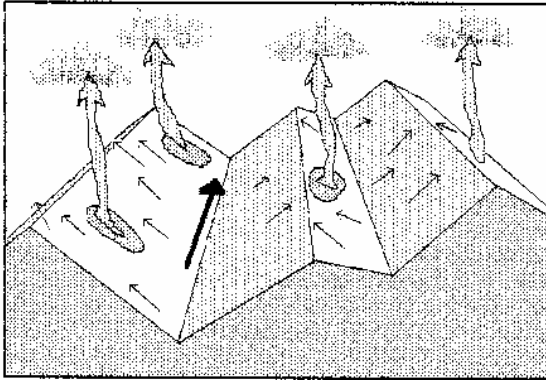


Figure 28:

Thermoconvections principales naissant des sources thermiques (taches foncées) et vents anabatiques.

Deux facteurs principaux expliquent la supériorité relative des thermoconvections alpines sur celles de plaines.

-La couche convective est plus épaisse.

-Les contrastes de température de l'air sont plus importants. (Pentes ensoleillées à côté de pentes à l'ombre, de l'atmosphère libre de la vallée ou de l'air au-dessus des glaciers et des névés).

Une couche convective utile épaisse n'augmente d'ailleurs pas seulement la force de l'ascendance mais augmente aussi le degré de liberté du pilote.

Puisque les convections alpines prennent naissance vers 1500-2500 m d'altitude environ, la base des nuages convectifs est notablement plus haute (3000 à 4000 m) en montagne qu'en plaine (1500 à 2500 m). La base des nuages ne correspond d'ailleurs pas forcément avec l'altitude de la limite supérieure de la couche convective. L'altitude de la base des cumuli dépend plus de l'humidité de l'air. Plus l'atmosphère est humide et plus les nuages convectifs sont bas et nombreux. (Figure 29).

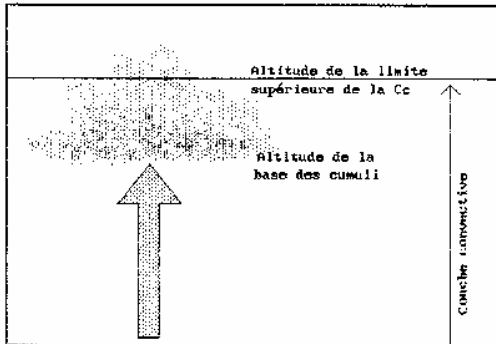


Figure 29:

Altitude de la limite supérieure de la couche convective et altitude de la base des cumuli.

Caractéristiques des sources thermiques alpines

Seules les surfaces sur lesquelles l'échauffement de l'air est maximal sont sources de puissantes thermoconvections en colonne. Sur les autres pentes ensoleillées, le vent anabatique ne permet en général pas à un planeur de pente de s'élever jusqu'au plafond.

-Inclinaison et orientation de la surface des sources thermiques.

La surface devrait être le plus perpendiculaire possible au rayonnement solaire pour que celui-ci chauffe la surface le plus efficacement possible. Pour cette raison les sources orientées SE et S sont actives en début de vol et celles orientées SW et W en fin de vol. Puisque les vols de journées favorables se prolongent jusqu'au soir où le soleil se couche, les sources orientées W peuvent être assez inclinées. (Figure 30).

-Nature et forme de la surface des sources thermiques.

Pratiquement, ce sont les sols foncés et rougeâtres (recouverts de brindilles et d'épines) des forêts de conifères dispersés et secs qui semblent être les meilleures sources thermiques alpines. Il y a aussi les surfaces recouvertes de terres foncées et de roches. Les meilleures sources thermiques alpines semblent

également se situer dans les concavités du terrain alpin (combes, ravins). (Figure 31).

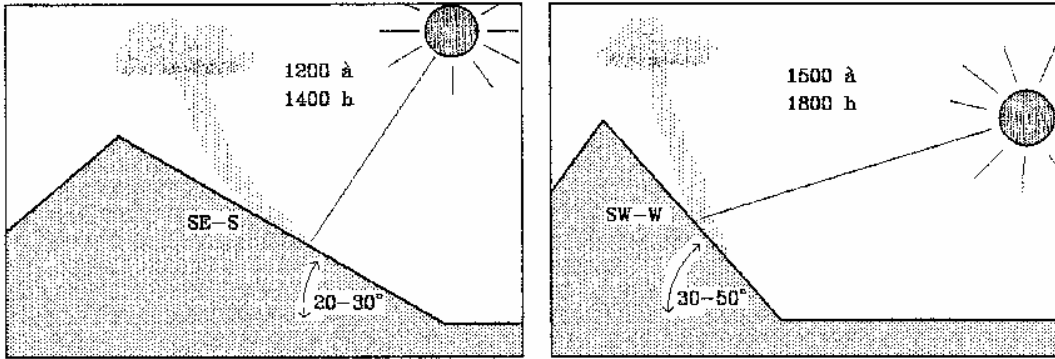


Figure 30:
Inclinaison et orientation de la surface des sources thermiques en fonction du moment de la journée.

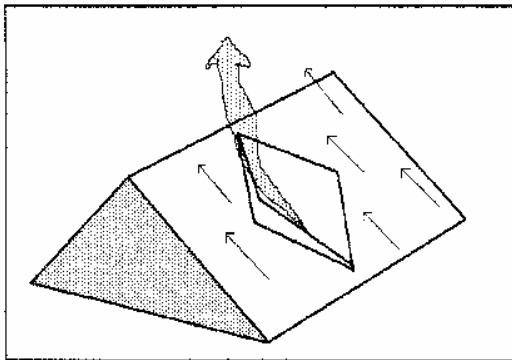


Figure 31:
Source thermique dans une concavité du terrain alpin.

-Altitude de la surface des sources thermiques.
Puisque la limite inférieure de la couche convective alpine ne se situe pas au fond de la vallée, les sources thermiques doivent se situer aux alentours de 1000 à 1500 m d'altitude au printemps et aux alentours de 1500 à 2000 m en été.

La concentration de brume diminue progressivement avec l'altitude. Ce fait contribue également à un meilleur échauffement des sources thermiques alpines, car en altitude, le rayonnement solaire est moins gêné par la brume qu'en basse altitude.

-Situation des sources thermiques. Les meilleures sources sont celles situées au fond de petites vallées

suspendues, à l'abri de tout vent latéral (vent de vallée par exemple) troublant l'échauffement de l'air. (Figure 32).

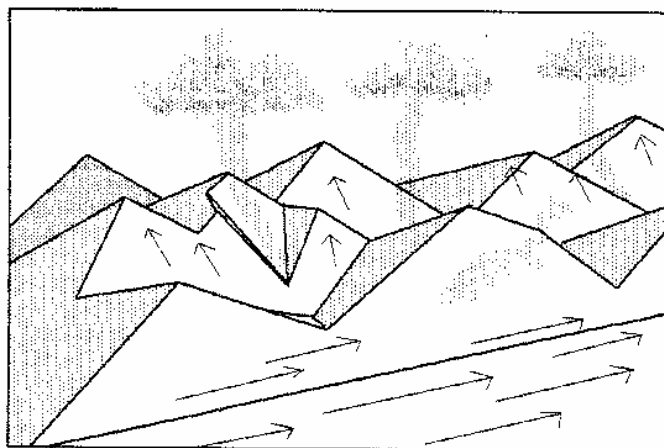


Figure 32:

Situation des sources thermiques. Celles qui sont soumises à l'action du vent de la vallée principale donnent naissance à des convections faibles et hâchées.

A cause de leur altitude relativement élevée, de leur encaissement (meilleur échauffement) et de leur vent de vallée en général plus faible, les sources situées dans les vallées secondaires sont en général meilleures que celles situées sur le flanc de la profonde et large vallée principale, particulièrement en été.

Observation du ciel matinal

L'observation personnelle du ciel matinal donne au pilote également quelques informations très utiles pour affiner et compléter la prévision météorologique de la journée basée sur les valeurs des paramètres aérologiques.

-Vents au sol: au fond des vallées, l'air doit être calme ou bien il peut souffler un petit vent d'amont (descendant). Cela démontre qu'il s'agit d'un jour à faible gradient horizontal de pression et que le système des brises locales des vallées (vent descendant faible ou nul le matin et vent d'aval modéré l'après-midi) n'est pas perturbé. A l'inverse, un vent d'aval matinal persistant, même faible, est un mauvais signe. Il y a

alors de fortes chances que la pression au nord des Alpes soit nettement plus forte qu'au sud et que les vents du secteur nord en altitude soient plutôt forts.

-Nébulosité: le ciel doit être serein. Tout au plus, il peut y avoir quelques petits cirri stationnaires (vents faibles en altitude). Une nébulosité chargée de bon matin (figure 33) est un mauvais signe car elle traduit une forte humidité de l'air ou/et des pluies la veille.

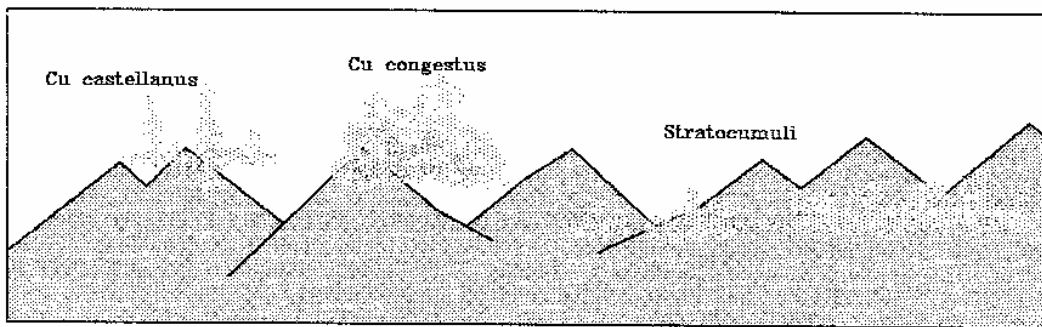


Figure 33:
Exemples de nébulosité matinale chargée.

Un peu plus tard doivent apparaître les premiers cumuli, minuscules, stationnaires (vents faibles) et éphémères, déjà à une bonne altitude (minimum 2500m). La formation trop précoce de cumuli matures traduit une atmosphère trop humide. La figure 34 offre une explication graphique à l'évolution des cumuli des journées favorables au vol de distance.

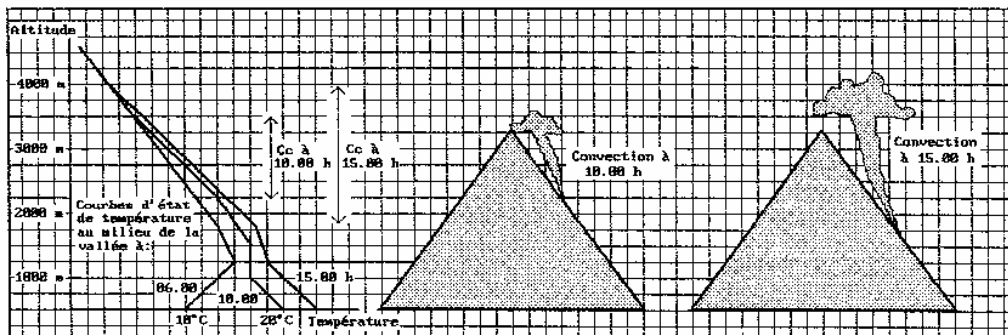


Figure 34:
Evolution de la structure thermique et des convections alpines en cours de journée.

-Visibilité: elle doit être bonne ou tout au moins moyenne. Une forte brume est un obstacle au rayonnement solaire et parfois un signe de forte humidité atmosphérique.

DEUXIEME PARTIE :

ETUDE STATISTIQUE DES CONDITIONS DE VOLS DE DISTANCE EN VALAIS

Après avoir énuméré les 5 facteurs météorologiques essentiels qui favorisent les vols de distance dans les Alpes et après avoir expliqué l'essentiel des lois de la thermodynamique atmosphérique appliquée aux thermoconvections, il est nécessaire de trouver le plus exactement possible les valeurs limites des paramètres aérologiques déterminant les conditions favorables au vol.

Une façon raisonnable de procéder est de comparer les valeurs des paramètres aérologiques de journées ensoleillées quelconques ou même de toutes les journées avec celles des journées où des vols CCC alpins ont été réalisés.

En jetant rapidement un coup d'oeil sur les valeurs de l'insolation absolue à Sion pendant les journées de vols CCC dans le Valais et alentours (Chamonix, Andermatt), on remarque vite que pour plus de 90% de ces journées, l'insolation dépassait 9.9 heures. C'est donc cette limite inférieure qui va définir les autres journées ensoleillées quelconques où un ou des vols CCC n'ont pas été réalisés dans le Valais.

Sources des données

Résultats des vols de distance CCC:

Les explications au sujet du concours CCC ont déjà été données précédemment. Seuls les vols effectués dans le Valais ou depuis cette région entre le 11 avril et le 20 août, c'est à dire la grande majorité de tous les vols CCC, sont sélectionnés. Seules les années 1985 à 1989 sont choisies.

Les résultats ne sont malheureusement pas publiés chaque année par le "Delta Info", journal officiel de la FSVL, avec la même précision et la même minutie. D'une année à l'autre, l'ensemble des données n'est ainsi pas homogène. Il faut donc considérer les résultats d'une façon assez grossière. C'est pourquoi la tentative de vouloir étudier séparément les journées de performances différentes échoue. De plus, le nombre de vols CCC alpins en 5 ans n'est pas assez grand pour pratiquer une étude aussi fine.

Les jours CCC sont donc définis ainsi:

La limite inférieure de distance est arbitrairement fixée à 85 km. Tous les jours où au moins un vol de distance supérieur ou égal à cette limite a été effectué sont considérés dans le collectif des jours CCC, quelque soit le type de vol (aller simple, aller et retour, triangle).

Paramètres aérologiques:

Deux sources sont choisies:

Premièrement, le bulletin suisse de météorologie, publié chaque jour et où l'on trouve le résultat des mesures des principales stations météorologiques suisses à 0700, 1300 et 1900, une carte synoptique de la situation météo de l'Europe à 0100 et un graphique peu précis du résultat du radiosondage de Payerne à 0100 et 1300.

Deuxièmement, les annales suisses de météorologie, en principe publiées chaque année, et où l'on trouve une quantité inépuisable de mesures et de résultats de calculs statistiques journaliers ou mensuels concernant le radiosondage de Payerne et toutes les stations météorologiques suisses.

Elaboration d'une base de données

En tenant compte des critères sélectionnés ci-dessus, 177 jours ensoleillés quelconques (Insolation absolue ≥ 10.0 h à Sion) et 87 jours CCC (où des vols de distance CCC ≥ 85 km, Valais et alentours) peuvent être collectés. Les figures 35a et b montrent la répartition des jours CCC et des jours ensoleillés non CCC par année et par période de 10 à 11 jours. Les années 86 et 88 sont des années riches en journées de vols CCC, tandis que l'année 87 en est pauvre. La période la plus favorable (de 85 à 89) se situe entre le 10 et le 31 juillet.

Avant d'entreprendre une étude comparative des conditions météorologiques entre les jours CCC et les autres, il faut regrouper et ranger toutes les informations en une base de données (c'est à dire une sorte de tableau bien structuré et homogène). Pour chaque jour, les données suivantes ont été collectées et introduites dans une base de données informatique:

-Date.

-Type de journée: s'agit-il d'un jour à vols CCC ou non (jour ensoleillé quelconque).

-Paramètres aérologiques à Sion à 0700h: force (en noeuds) et direction (en degré) du vent. Couverture nuageuse en octats (8ème). Quantité de précipitations la veille (en mm. de 0700 à 0700h). Insolation absolue en heures. Insolation absolue la veille.

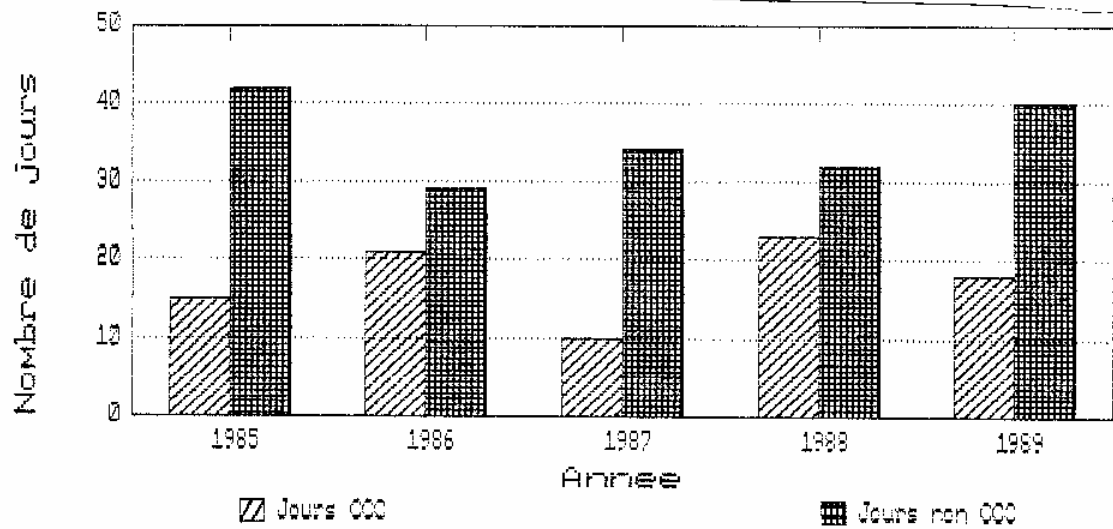


Figure 35a:
Répartition des jours CCC et des jours non CCC ensoleillés par année, de 1985 à 1989.

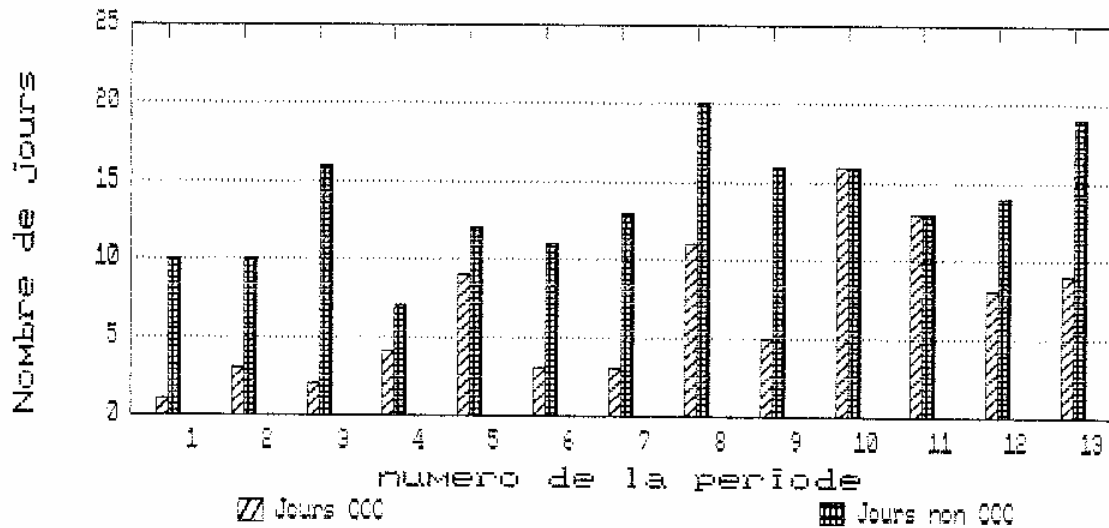


Figure 35b:
Répartition des jours CCC et des jours non CCC ensoleillés par période de 10 à 11 jours.

Périodes:

1...11 au 20.04	6...01 au 10.06	10...11 au 20.07
2...21 au 30.04	7...11 au 21.06	11...21 au 31.07
3...01 au 10.05	8...21 au 30.06	12...01 au 10.08
4...11 au 20.05	9...01 au 10.07	13...11 au 20.08
5...21 au 31.05		

-Paramètres aérologiques à Montana à 0700h: force (en noeuds) et direction (en degré) du vent. Quantité de précipitations la veille (en mm. de 0700 à 0700h). Humidité relative. Quantité de précipitations la veille (en mm. de 0700 à 0700h).

-Paramètres aérologiques au Jungfrauoch à 0700h: force (en noeuds) du vent, humidité relative et température.

-Température au Sântis à 0700h.

-Pression barométrique à 0700h à Lugano et à Zürich en hectoPascal.

-Paramètres aérologiques du radiosondage de Payerne à 0100h au niveau des couches 850, 700 et 500 hPa. Pour chaque couche les données suivantes sont collectées: altitude de la couche (en mètres), température de l'air (en °C), humidité relative (en %), direction (en °) et force (en noeuds) du vent. (*).

-Altitude moyenne de la couche 500 hPa. Elle dépend de la période de l'année. A la latitude de la Suisse, elle est de 5570 m entre le 16 et le 20 avril et de 5780 m (maximun) entre le 4 et le 8 août. Entre ces 2 groupes de 5 jours cette valeur moyenne augmente progressivement (par chaque groupe de 5 jours). De cette valeur, l'écart à la moyenne de l'altitude de la couche 500 hPa du jour considéré peut être calculé très simplement par soustraction.

A partir des paramètres ci-dessus, les grandeurs journalières suivantes peuvent être calculées:

-Les gradients de températures à 01.00 h de l'atmo-

(*) Les couches isobariques de 850, 700 et 500 hPa sont des niveaux standards où la pression atmosphérique est constante et égale respectivement à 850, 700 et 500 hPa. L'altitude de la couche 850 hPa varie entre 1500 et 1600 m, celle de la couche 700 hPa entre 3000 et 3200 m et celle de la couche 500 hPa entre 5500 et 5900 m. La moyenne des altitudes de ces couches est maximale au milieu de l'été et minimale au milieu de l'hiver.

sphère libre au-dessus du Plateau suisse entre les couches 850 et 700 hPa, entre les couches 700 et 500 hPa et entre les couches 850 et 500 hPa.

-La différence de température à 0700 h entre le Säntis et le Jungfraujoch.

-La différence horizontale de pression barométrique entre le nord et le sud des Alpes à 07.00 h.

-La différence d'altitude de la couche 500 hPa par rapport à la moyenne.

Le tableau 1 montre un petit extrait imprimé de la base de donnée. L'annexe II montre l'ensemble des données.

Date	Sion07	Sion07	Jfj07	Mta07	Baro07	850Hpa01		700Hpa01		500Hpa01		500Hpa	T07	GdT01	807	8A500						
année	DD	FF	Insolj	UU	DD	FF	Zurich	Alti	TT	Alti	TT	Alti	TT	Altim	Jfj	8-7	7-5	8baro	j-moy	front		
JJ-MM	W	RR.R	Insolv	FF	UU	RR.R	Lugano	UU	DDD	FF	UU	DDD	FF	UU	DDD	FF	Activ	Sän	8-5	8TS-J	j-vei	CCC
1987	00	00	13.8	91	09	01	956.3	1535	7.7	3104	-3.2	5705	-17.2	5730	-7	.69	.54	27.2	-25	NW2		
27 06	0	16.8	00.0	13	88	16.8	983.5	76	310	07	88	324	09	43	353	23	5742	1	.60	8	-37	n
1987	00	00	13.5	59	12	02	959.5	1576	11.2	3174	3.3	5853	-9.8	5730		.49	.49	31.5	123	4		
28 06	0	00.0	13.8	14	77	00.0	991.0	61	119	02	75	340	18	23	348	18	5705	6	.49	6	148	n
1987	00	00	13.5	39	08	03	959.9	1594	15.7	3221	8.9	5918	-9.1	5730	5	.42	.67	34.5	188	4		
29 06	2	00.0	13.5	10	65	00.0	994.4	58	082	13	34	100	03	44	229	03	5853	12	.57	7	65	o
1987	08	03	13.1	36	09	02	958.4	1603	17.9	3231	7.3	5922	-8.0	5740	5	.65	.57	33.0	182	NW3		
30 06	0	00.0	13.5	07	71	00.0	991.4	58	208	06	44	241	09	27	190	07	5918	10	.60	5	4	o

Tableau 1:

Extrait de la base de données des paramètres aérologiques des jours CCC et des jours ensoleillés non CCC.

Triage, recherche et classification des données

La base de données décrite ci-dessus va permettre de rechercher et de regrouper des données pour mieux les interpréter. Il serait très fastidieux de décrire toutes les recherches dans le moindre détail. Voici un exemple avec la force du vent au Jungfraujoch à 0700h. Seul

l'essentiel du résultat des recherches concernant les autres paramètres sont ensuite interprétés et présentés sous forme de texte. Les détails et les histogrammes des autres paramètres peuvent être consultés dans l'annexe III.

Les valeurs de la force du vent au Jungfraujoch sont regroupées en classes de valeurs proches. Arbitrairement on choisit les classes regroupant les vitesses de 0 à 4 noeuds, 5 à 9 n., 10 à 14 n. etc. jusqu'à 25 à 29 n. Il s'agit maintenant de dénombrer pour chaque classe combien il y a de jours CCC et de jours ensoleillés quelconques non CCC. Le résultat est présenté sous forme de graphique (histogramme) qui représente la fréquence relative (=le pourcentage) des jours CCC et celle des jours non CCC pour chaque classe de valeurs. (Voir figure 36). Par exemple, on peut remarquer qu'il y a

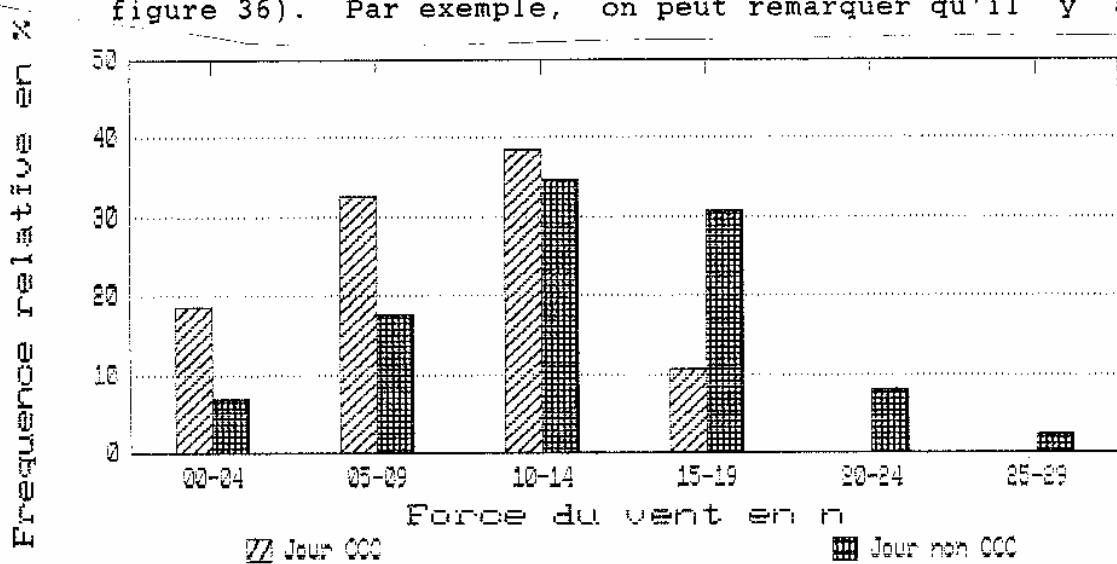


Figure 36:
Histogramme des fréquences relatives des classes de valeurs de la force du vent au Jungfraujoch à 0700.

environ 33% des jours CCC et seulement 18% des jours non CCC où des vents entre 5 et 9 noeuds soufflent à 0700 h au Jungfraujoch. Il est évident que de telles vitesses au jungfraujoch favorisent les vols de distance. En considérant maintenant tout le graphique, on remarque

que pour la grande majorité (90%) des jours CCC, les vitesses sont inférieures à 15 noeuds et que pour la totalité des jours CCC, elles sont inférieures à 20 noeuds. Il est alors clair que des vents matinaux de 15 à 19 noeuds au Jungfrauoch réduisent fortement les chances de vols de distance et que des vents supérieurs à 20 noeuds semblent n'offrir aucune chance. Ceci est d'autant plus vrai que des vitesses supérieures à 14 noeuds existent effectivement assez souvent (plus de 40% des cas) lors de journées ensoleillées quelconques.

En comparant la fréquence des jours CCC et celle des jours non CCC pour chaque classe de fréquence, on remarque que le rapport de fréquences le plus favorable concerne la première classe (0 à 4 noeuds). C'est pour cette classe en effet que la fréquence des jours CCC est la plus grande par rapport à celle des jours non CCC. Au fur et à mesure que la vitesse du vent augmente (classes suivantes) le rapport des 2 fréquences devient de plus en plus défavorable, c'est à dire que la fréquence des jours CCC devient de plus en plus petite par rapport à celle des jours non CCC. On peut déduire que des vents très faibles (0 à 4 noeuds) sont les plus favorables aux vols de distance dans le Valais et qu'au fur et à mesure de l'augmentation de la vitesse du vent les chances de distance diminuent progressivement.

La comparaison des 2 fréquences d'une classe de valeur d'un paramètre aérologique nous amène à la notion de probabilité de rencontrer un jour CCC en ne considérant que ce seul paramètre. Si, par exemple, on rencontre (année 1985 à 1989) 16 jours CCC avec 0 à 4 noeuds au Jungfrauoch à 0700 et 12 jours non CCC avec les mêmes valeurs, on peut dire que la chance qu'il s'agisse d'un jour à distance, en ne considérant que le vent au jungfrauoch, est de $16/(16+12)=0.57$ si le vent est inférieur à 5 noeuds. Ce petit calcul n'est valable que si les services de météorologie ont annoncé un temps ensoleillé puisque les jours non CCC, collectifs de référence et de comparaison, sont des jours ensoleillés.

Résultat des recherches

Après la description de la méthode, on peut enfin passer à l'énumération et à l'analyse succincte de tous les paramètres:

-Vitesse du vent et humidité de l'air au Jungfraujoch à 0700h:

L'influence du vent a été suffisamment expliquée quelques lignes plus haut. En ce qui concerne l'humidité de l'air, on remarque qu'une valeur supérieure à 80% est rare lors des jours CCC mais plutôt fréquente pendant les jours ensoleillés non CCC. Il n'y a pas de différence significative entre les 2 types de jours pour les autres valeurs d'humidité. Une humidité de l'air supérieure à 80% au Jungfraujoch à 0700h semble donc défavorable aux vols de distance dans les Alpes.

-Humidité de l'air à Montana à 0700h.

L'humidité optimale semble se situer entre 50 et 80%. C'est entre ces valeurs que se trouvent celles de la grande majorité (80%) des jours CCC. Dans le 20% des cas restants, on trouve des valeurs entre 81 et 90%. Dans cette classe de valeurs, on trouve aussi environ 20% des jours ensoleillés non CCC. Par contre, on ne trouve aucun jour CCC avec une humidité de plus de 90% alors qu'on trouve 13% des jours ensoleillés non CCC.

-Nébulosité à Sion à 0700h:

Pour 90% des jours CCC, on trouve un ciel serein ou seulement 2/8ème de couverture nuageuse. Il faut dire que dans ce cas, la comparaison avec les jours non CCC n'est pas très adaptée car par définition ces derniers sont des jours très ensoleillés. La probabilité de trouver une nébulosité chargée à 0700h est donc logiquement aussi très faible pour les jours non CCC. On trouve d'ailleurs effectivement 0 à 2/8ème dans 77% des jours

non CCC. La différence avec les jours CCC n'est donc pas énorme mais elle existe (90% contre 77%). Si on considère par contre tous les jours, grâce à une statistique de 30 ans (1931 à 1961) des Annales suisses de météorologie (*), on trouve que 30 à 45% seulement des jours ont une matinée sereine ou très peu couverte à Sion. La différence avec les jours CCC est maintenant notablement plus frappante et démontre l'importance de la faible nébulosité matinale à Sion sur la qualité "aérogologique" de la journée.

-Direction et force du vent à Sion et à Montana à 0700h:

Un vent d'aval (soufflant de l'ouest) semble très défavorable car on ne trouve que 2 jours CCC où souffle un tel vent à Sion à 0700h. De plus, la vitesse du vent ne dépasse pas 1 noeud dans les deux cas. Parmi les jours ensoleillés non CCC, on en trouve 27 (15% des jours non CCC) où le vent matinal souffle d'aval avec des vitesses s'élevant de 01 à 08 noeuds. Si on étudie les jours quelconques, on remarque que la différence est encore plus frappante. Max Bouët (*) donne le résultat d'une recherche sur 6 années. Environ 40% (au printemps) et 30% (en été) des jours quelconques subissent un vent d'aval à Sierre, à quelques kilomètres de Sion, à 0700h.

Un vent d'aval matinal au fond de la vallée principale du Rhône est donc un signe fiable qu'il existe un fort excès de pression au nord des Alpes par rapport au sud et un fort vent du secteur nord en altitude. L'après-midi, le vent de vallée est alors nettement renforcé. On parle de vent d'aval dominant.

Lorsqu'il existe une répartition uniforme de la pression atmosphérique de part et d'autre des Alpes, le système des brises locales, dites de "beau temps" n'est pas perturbé, et le vent souffle faiblement d'amont au

(*) Voir bibliographie.

petit matin et modérément d'aval (vent de vallée) l'après-midi.

Les situations de vents d'aval dominant sont donc légèrement plus fréquentes au printemps qu'en été.

Pour les vents à Montana, sur les pentes de l'adret valaisan, on trouve des résultats très semblables. Un faible vent d'est à sud-est à 0700h est fréquent, donc favorable lors des jours de vols CCC, alors que des vents de sud-ouest, ouest, nord-ouest ou nord sont rares. Ces derniers se rencontrent par contre dans environ 30% des autres jours et indiquent une situation de vent d'aval dominant.

-Quantité de pluie la veille et la nuit précédente entre 0700 et 0700h, pendant 24h, à Sion et à Montana:

Il n'y a pas de pluie la veille à Montana et à Sion dans plus de 90% des jours CCC et on ne peut noter qu'une quantité de précipitations minime (moins de 5mm) dans les 10% restants. Par comparaison, seulement 60 à 70% des jours ensoleillés non CCC ont des veilles non pluvieuses dans ces deux stations et environ 10% de ces jours ont des veilles où il est tombé une quantité importante de précipitations (plus de 5mm). L'importance de la quasi absence de pluie la veille pour favoriser le développement des thermoconvections est donc évidente.

-Insolation absolue la veille à Sion:

La différence entre les deux catégories de jours est frappante. D'une part les jours CCC ont des veilles souvent (80% des cas) très ensoleillées, d'autre part les jours ensoleillés quelconques n'ont des veilles elles-mêmes très ensoleillées (plus de 9,9 heures) que dans 45% des cas. Peut-être qu'une veille ensoleillée permet un réchauffement préalable de la basse atmosphère (bon gradient de température) et un assèchement efficace du sol ce qui favorise des conditions de fort développement thermoconvectif pour le jour suivant.

-Différence de Pression atmosphérique entre le nord et le sud des Alpes:

Les 2 stations choisies sont celles de Zürich (Altitude: 556 m et pression atmosphérique moyenne: 950 hPa) au nord et Lugano (Altitude:273m et pression atmosphérique moyenne: 984.5) au sud des Alpes. Puisque leur altitude n'est pas identique leur pression atmosphérique diffère également. On peut considérer que la différence de pression atmosphérique moyenne, c'est à dire $984.5 - 950 = 34.5$ hPa, entre les stations représente à peu près une différence de pression nulle entre le nord et le sud des Alpes, à altitude identique.

94% des jours CCC ont une différence de pression nord-sud se situant autour 34,5 hPa, plus exactement entre 30 et 37,5 hPa. Les 6% restant voient des valeurs entre 27,5 et 29,9 hPa. Si on examine les jours non CCC, seuls 62% ont une différence de pression se situant autour de 34,5 hPa tandis que les 38% restants ont des pressions inférieurs à 27,5 hPa. Dans ce cas, il y a nettement surpression atmosphérique au nord des Alpes.

Une différence de pression faible de part et d'autre des Alpes est donc nettement favorable aux jours CCC.

En considérant tous les jours, sur une moyenne de 20 ans (1951 à 1970), M. Bouët retient la statistique suivante (*): (voir figure 37)

3 conclusions peuvent être tirées de ce graphique:

-La proportion de jours à faible différence de pression nord-sud augmente progressivement d'avril à août, ce qui laisse déjà deviner que la chance de rencontrer un jour favorable aux vols de distance augmente d'avril à juillet.

-Les jours quelconques semblent présenter une surpression nord (dans environ 20 à 25% des cas) moins souvent que les jours ensoleillés à Sion (38%), ce qui laisse supposer que les jours à surpression nord sont favorables à l'ensoleillement en Valais central.

(*) Voir bibliographie, Bouët M., le climat en Suisse romande.

-Aucun jour ensoleillé ni même CCC ne présente une surpression sud (tendance foehn) alors qu'il existe pourtant un petit nombre de jour quelconque (5 à 10%) avec une telle situation, probablement parce que celle-ci n'est vraiment pas favorable ni à l'ensoleillement maximal ni aux vols de distance en Valais.

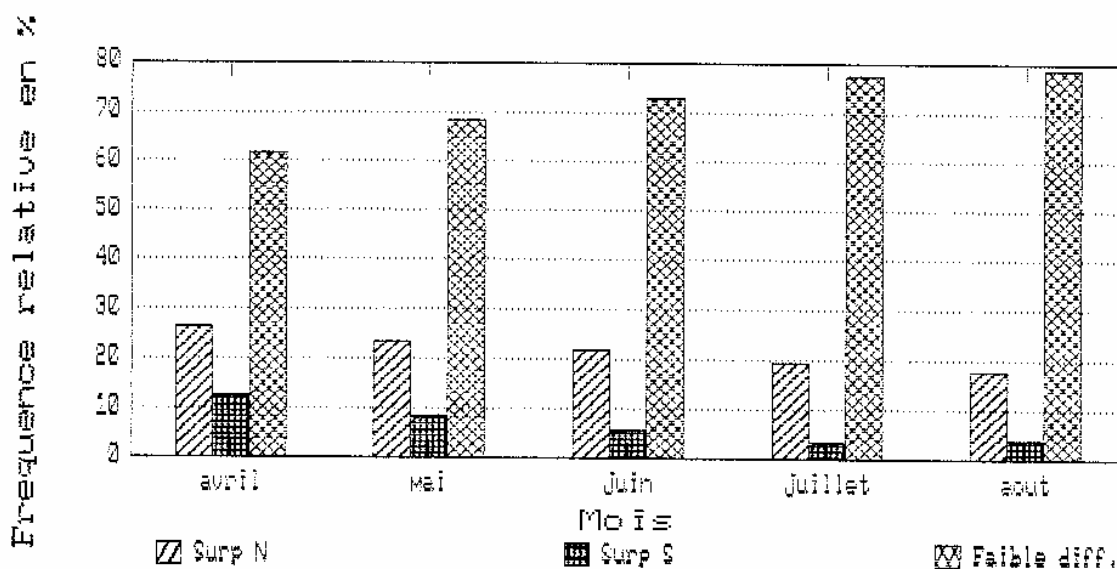


Figure 37:

Proportion en % des jours à faible différence horizontale de pression atmosphérique (<5 hPa) entre le nord et le sud des Alpes, des jours à surpression nord et des jours à surpression sud.

Statistique sur 20 années, (Tous les jours de 1951 à 1970).

-Vents au niveau des couches 850, 700 et 500 hPa à 0100h:

Les résultats sont proches de ceux se rapportant à la force du vent au Jungfraujoch. Au niveau de la couche 850 hPa, la comparaison des 2 catégories de jours n'est pas très concluante jusqu'à des valeurs de 20 noeuds. On peut simplement dire qu'il n'existe aucun jour CCC avec un vent de plus de 20 noeuds alors qu'il y a environ 10% de jours non CCC avec des vents plus forts que 20 noeuds. Cette dernière valeur représente peut-

être une limite à ne pas dépasser, mais comme les jours non CCC où souffle un vent plus fort sont relativement peu fréquents (10% rappelons-le), le paramètre de la force du vent à 850 hPa semble n'avoir pas beaucoup d'importance.

Au niveau de 700 hPa, la différence entre les deux catégories de jours est plus parlante, mais néanmoins pas aussi nette qu'au Jungfraujoch. Un peu moins de 50 % des jours CCC contre seulement 20 % des jours non CCC ont des vents de moins de 10 noeuds. Les jours non CCC deviennent plus nombreux par rapport aux jours CCC à partir de 20 noeuds et quasiment aucun jour CCC voit des vents supérieurs à 30 noeuds. En ce qui concerne la direction du vent au niveau de 700 hPa, les vents du secteur nord sont sensiblement moins favorables que les vents d'autres directions.

Au niveau de la couche 500 hPa (environ 5600 à 5800m), la différence entre les deux catégories de jours est encore étonnamment significatives. Dans 90% des jours CCC contre 55% des jours non CCC, les vitesses du vent sont inférieures à 30 noeuds. Les 10% des jours CCC restant ont des vents soufflant entre 30 et 49 noeuds alors qu'on trouve 35% des jours non CCC avec de telles valeurs de vent. Aucun jour CCC n'a des vents soufflant à plus de 50 noeuds contre 10% des jours non CCC.

-Gradients de température dans l'atmosphère libre à 0100h entre les couches 850, 700 et 500 hPa:

Les gradients de températures entre 700 et 500 hPa et entre 850 et 500 hPa sont les plus significatifs. Un gradient de 0,6 à 0,7°C/100m semble optimal. Aux alentours de 0,5 à 0,6°C/100m, la chance de réussir une performance de vol de distance diminue déjà sensiblement. En dessous de 0,5°C/100m, il n'y a quasiment aucune chance. En ce qui concerne les gradients de température entre les couches 850 et 700 hPa, la différence entre les 2 catégories de jours (CCC et non CCC) n'est pas spectaculaire. On peut seulement dire qu'aucun jour CCC ne présente des gradients inférieurs à 0,3°C/100m alors qu'on rencontre 6% de jours non CCC avec de telles

valeurs. L'influence relativement peu déterminante du gradient de température au-dessous de 3000m montre, une fois de plus, que la couche convective alpine se situe à une certaine altitude (1500-4000m).

-Humidité de l'air au niveau des couches 850, 700 et 500 hPa à 0100h:

Des valeurs d'humidité au-dessus de 80% (*) pour les couches 850 et 700 hPa et au-dessus de 60% (*) au niveau de 500 hPa semble pénaliser significativement une journée. C'est au-dessus de ces valeurs citées qu'on note effectivement une différence entre les deux catégories: les jours CCC sont relativement beaucoup moins nombreux que les jours non CCC lorsque les journées sont si humides.

-Ecart à la moyenne de l'altitude de la couche 500 hPa à 0100h:

L'altitude de la couche 500 hPa est supérieure à la moyenne dans 90% des cas de jours CCC. 50% de ces jours voient d'ailleurs un écart positif situé entre 50 et 99m. Il semble donc que ces deux dernières limites définissent les valeurs optimales d'écart positif à la moyenne. Alors qu'on ne trouve que 10% des jours CCC qui présentent des écarts négatifs à la moyenne, 35% des jours non CCC subissent ces écarts négatifs.

Il est difficile d'interpréter ces résultats et de trouver pourquoi la pression en altitude joue un rôle si déterminant sur les conditions de vols. Peut-être qu'une pression élevée en altitude favorise simplement une atmosphère sèche ou/et des vents faibles?

(*) 80% et 60% correspondent respectivement à des différences entre la température et le point de rosée d'environ 4°C et 7°C. (Voir annexe I). Des différences plus petites sont donc défavorables.

Scores individuels et globaux.

Après avoir évalué les paramètres soigneusement l'un après l'autre, il faut les considérer globalement à partir des résultats de la comparaison individuelle. En effet, les conditions de vol ne dépendent pas uniquement d'un seul paramètre mais de l'ensemble de ceux-ci. Nous verrons d'ailleurs qu'en considérant l'ensemble des paramètres plutôt qu'un seul, les jours CCC se distinguent encore beaucoup plus des jours ensoleillés non CCC.

Pour évaluer les conditions de vol d'une journée dans son ensemble, il faut élaborer un système de scores individuels (pour chaque paramètre) et de scores globaux, ces derniers résultant de l'action conjuguée de plusieurs scores individuels.

Reprenons l'exemple du vent au Jungfrauoch. La notion de probabilité de rencontrer un jour CCC en considérant une classe de force du vent a été expliquée plus haut. La probabilité qu'il s'agisse d'un jour CCC est ainsi de 0,57 pour la classe 00 à 04 noeuds, de 0,47 pour la classe 05 à 09 n., de 0,35 pour la classe 10 à 14 n., de 0,14 pour la classe de 15 à 19 n., et de 0,01 pour les classes s'étendant de 20 à 29 n. Même si on peut théoriquement obtenir des probabilités = 0, la limite minimale est arbitrairement choisie à 0,01 pour que le score global (résultant de la multiplication de plusieurs scores individuels) ne soit pas lui-même nul. On remarque en passant que la probabilité chute brusquement lorsque la force du vent dépasse 15 noeuds.

Puisque finalement les probabilités individuelles vont être multipliées entre elles pour obtenir le score final, il faut que la probabilité maximale de chaque paramètre aie un effet neutre dans la multiplication. Il faut donc ramener cette probabilité à la valeur 1. Les autres valeurs de probabilité sont ensuite augmentées proportionnellement. Par cette dernière correction, ces probabilités deviennent les scores individuels. Nous obtenons ainsi pour les classes du vent au Jungfrauoch

respectivement les scores individuels suivants: 1,00 0,83 0,62 0,25 et 0,02.

Les détails pour chaque paramètre peuvent être consultés dans l'annexe III.

Les scores globaux, rappelons-le, sont obtenus par la multiplication de plusieurs scores individuels. Le "grand" score d'une journée tient compte des scores individuels de tous les paramètres soit 21 au total. Le "petit" score tient compte d'une partie des paramètres, ceux qui sont considérés comme les plus significatifs et ceux qu'on obtient facilement dans les annales suisses de météorologie, soit 11 seulement.

Ce petit score va nous aider à analyser les jours de fin de printemps et de début d'été des 13 dernières années (voir 3ème partie) afin de mieux définir une période de l'année où la probabilité de rencontrer un jour favorable au vol de distance est maximale.

Voici la liste des 11 paramètres qui entrent en jeu pour le "petit" score:

La direction du vent et la nébulosité (le degré de couverture nuageuse) à Sion à 0700h.

La quantité de précipitations et l'insolation la veille à Sion.

La force du vent à 700 et 500 hPa à 0100h.

L'humidité de l'air à 850, 700 et 500 hPa à 0100h.

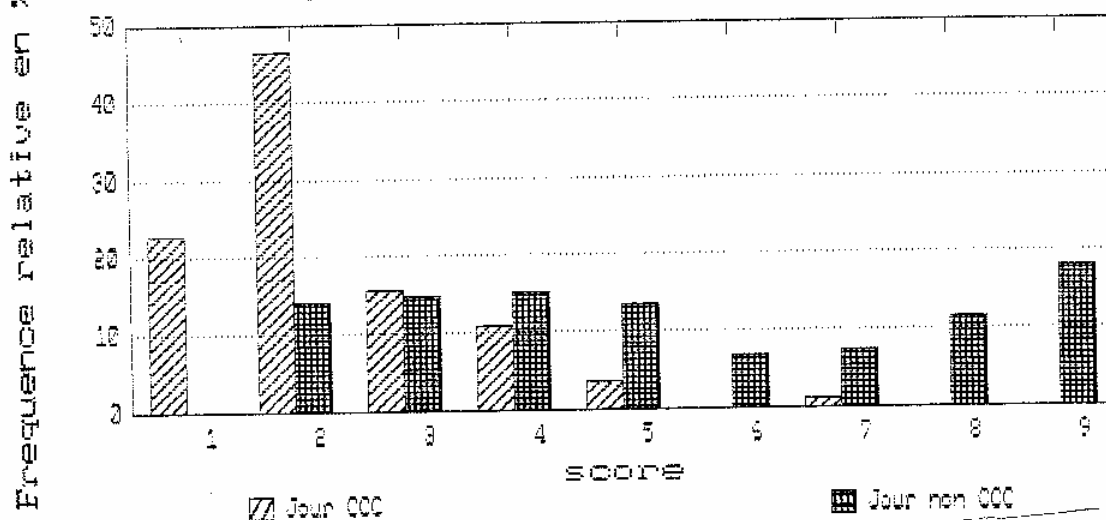
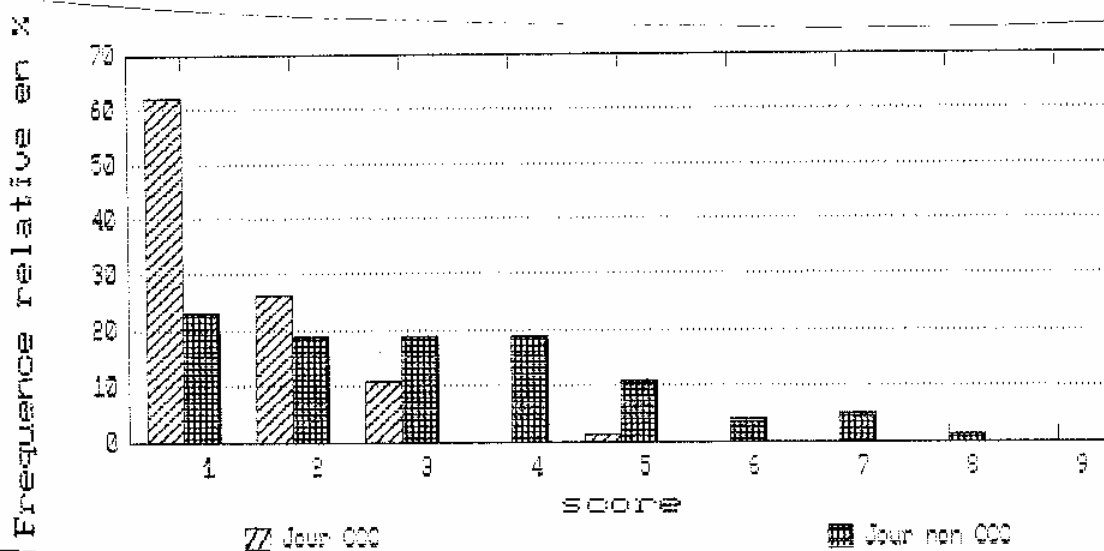
Le gradient de température entre 700 et 500 hPa à 0100h.

L'écart à la moyenne de l'altitude de la couche des 700 hPa à 0100h.

Les figures 38a et b montrent la répartition des des 2 catégories de journées (CCC et non CCC) selon les classes de valeurs du petit score et du grand score.

Par rapport à la comparaison sur la base d'un seul paramètre, on remarque alors que les journées de vols CCC se différencient nettement plus des journées ensoleillées quelconques. Cela prouve que les valeurs de plusieurs paramètres doivent être optimales pour qu'une

journée soit favorable au vol de distance, c'est à dire que la qualité d'une journée ne dépend pas que d'un seul paramètre mais dépend de plusieurs facteurs. Cela montre aussi que les conditions météorologiques des journées favorables au vols de distance alpin se ressemblent.



Figures 38a (en haut) et 38b (en bas).
Répartition des deux catégories de jours (CCC et nonCCC) selon les classes de valeurs du "petit" score (en haut) et du "grand" score (en Bas).
Numéro des scores:
1 pour des scores compris entre 1 et 0,1; 2 pour des scores < 0.1 et ≥ 0.01 ; 3 pour des scores < 0.01 et ≥ 0.001 ; etc.

Selon ces 2 systèmes de score, il semble qu'une journée qui porte un score inférieur à 0.01 a peu de chance d'être favorable à la distance. On ne rencontre même aucune journée non CCC avec un grand score supérieur à 0.1, ce qui signifie que de 1985 à 1989, les pilotes de distance concourant la CCC, n'ont jamais manqué des jours quasiment idéaux.

TROISIEME PARTIE:

RECHERCHE D'UN CALENDRIER DE PERIODES FAVORABLES AUX VOLS DE DISTANCE

L'élaboration du "petit" score dans la 2ème partie permet d'analyser des journées ensoleillées à des époques où le concours CCC (Cross Country Cup) n'existait pas encore.

Toutes les journées ensoleillées avec un score favorable peuvent être recherchées et regroupées par périodes de 10 ou 11 jours. On peut alors mettre en évidence la ou les périodes où l'on rencontre le plus grand nombre de jours favorables.

L'avantage de cette méthode, par rapport à celle qui consisterait simplement à regrouper les jours CCC des années 85 à 89, est qu'elle est d'abord plus objective et rigoureuse puisqu'elle se base sur des critères purement météorologiques et surtout qu'elle peut s'appliquer sur un plus grand nombre d'années puisqu'elle n'a pas besoin de savoir si un vol de distance a eu lieu ou non. La recherche d'une période favorable sur un plus grand nombre d'année est évidemment plus significative que sur les 5 années du concours CCC. La méthode est suffisamment précise puisque en ce qui concerne le petit score la distinction entre jours CCC et jours non CCC est nette.

Méthode

La première étape consiste à reprendre de la base de données précédente (voir annexe II) les informations utiles pour la nouvelle base de données. Les quelques journées CCC avec une insolation inférieure à 10 heures

sont laissées de côté. On ne reprend que les données concernant les 11 paramètres déterminant le "petit" score.

La deuxième étape consiste à compléter cette nouvelle base de données par des informations provenant des années antérieures à 1985.

A la troisième étape, il faut que le programme informatique calcule les petits scores de chaque journée.

La quatrième et dernière étape consiste à regrouper les journées par période de 10 ou 11 jours et par classes de valeur de scores.

La première, la troisième et quatrième étapes s'effectuent très rapidement, automatiquement et sûrement par ordinateur. Ce n'est que la deuxième étape, longue et fastidieuse, qui a nécessité l'entrée par le clavier de toutes les données. Ce travail a été heureusement effectué par plusieurs personnes.

Résultats

Sans plus attendre, voici les résultats (voir figure 39): le mois de juillet semble le plus favorable aux vols de distance. On dénombre en effet 124 jours avec un score $\geq 0,01$ pour les mois de juillet de 1977 à 1989, ce qui correspond à une moyenne de 124 j./13 a. = 9,5 jours favorables par mois (1 jour sur 3 environ). Ce résultat est nettement supérieur à ceux des autres périodes (1 jour sur 5 à 6 voire 1 jour sur 10 au début du mois de mai).

Les plus mauvais mois de juillet sont ceux de 1980 et de 1987 avec respectivement 5 et 4 jours seulement et les meilleurs sont ceux de 1983, 84 et 85 avec respectivement 15, 15 et 13 jours.

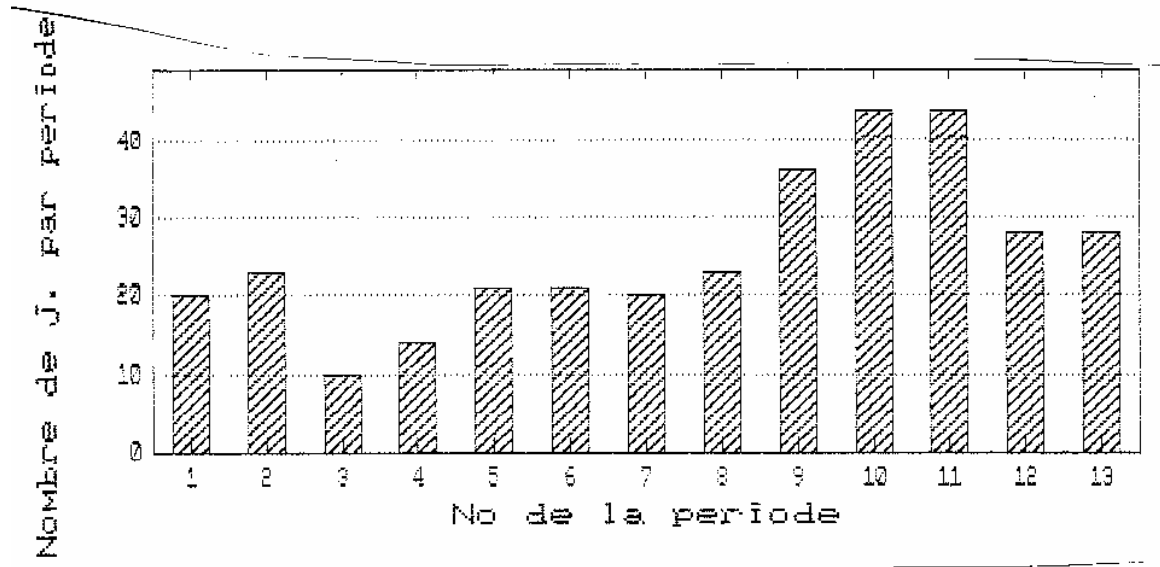


Figure 39:
Répartition des jours favorables (score $\geq 0,01$) par période de 10 à 11 jours. De 1977 à 1989 (13 années).

En comparant ces résultats à ceux de la figure 35b, on remarque de petites différences:

-Le mois de juillet se détache mieux des autres périodes de l'année dans l'étude sur 13 ans que dans celle sur 5 années.

-Les périodes favorables de fin mai et de fin juin ne se retrouvent pas dans l'étude sur 13 années.

L'étude sur 13 années est certainement plus fiable et plus représentative de la tendance générale, d'autant plus qu'elle se base uniquement sur les conditions météorologiques alors que sur la figure 35b on dénombre simplement les jours CCC.

Une dernière constatation intéressante est que le nombre de jours favorables (score ≥ 0.01) aux vols de distance en début de saison (d'avril au 14 juin) semble influencer quelque peu le nombre de jours favorables en fin de saison (du 15 juin à août). Quand le début de

saison est en général mauvais (peu de jours favorables), la fin de saison tend à se "rattrapper" et à être bonne. Cependant, cette constatation ne se base que sur 13 années. Il faut donc rester prudent. (Voir figure 40).

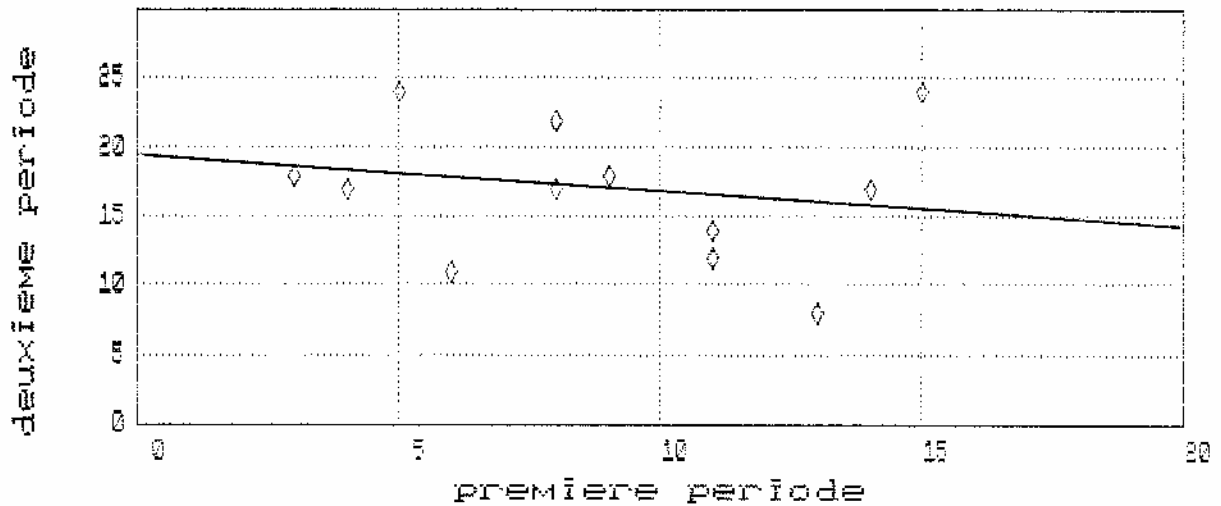


Figure 40:

Corrélation entre le nombre de jours favorables en début de saison (abscisse) et celui de la fin (ordonnée). Droite de régression. Coefficient de régression = environ $-0,18$.

CONCLUSIONS ET RESUME

La journée idéale

A partir des résultats de la 2ème partie, on peut décrire la journée idéale qui remplit toutes les conditions atmosphériques optimales pour effectuer un vol de distance dans les Alpes. Les paramètres ci-dessous sont tous mesurés vers 0700h du matin ou à 0100h.

La situation anticyclonique doit être bien établie depuis quelques jours avec une veille ensoleillée et sans pluie. La pression atmosphérique doit être élevée en altitude, ce qui se remarque par l'altitude élevée de la couche 500 hPa par rapport à la moyenne de la période de l'année. Cela laisse le temps aux basses couches de se réchauffer et permet à un bon gradient de température de se former. En plus, une situation météorologique établie est le plus souvent associée à de faibles vents en altitude.

Les vents doivent être faibles en altitude (<20 kmh) et le gradient horizontal de pression atmosphérique au sol doit être très faible de parts et d'autres des Alpes (différence de pression entre le nord et le sud des Alpes < 2 à 3 hPa). Cela permet le développement de convections bien organisées et raisonnablement turbulentes.

Pour le développement d'une nébulosité idéales (1 à 3/8ème de Cu à plus de 3000m), l'humidité atmosphérique ne doit pas dépasser environ 50% à 1500 m et à 5500m et 80% à 3000 m.

Enfin, le gradient de température entre 2000 et 5000 m environ doit se situer entre 0,6 et 0,8 °C/100m, ce qui correspond respectivement à une différence de température de 12 à 16 °C entre 2000 et 4000 m. (La différence de température est plus vite calculée que le gradient).

A part ces critères purement aérologiques et mesurables, d'autres éléments entrent en ligne de compte:

Les services de prévision météorologique doivent annoncer un temps ensoleillé, sans arrivée de nuages élevés et sans que les vents forcissent en altitude.

Le pilote doit pouvoir observer, du fond de la vallée et très tôt le matin, une bonne visibilité, un air calme (ou une discrète brise d'amont), un sol sec et un ciel serein.

Ces facteurs, gage de réussite, ne sont pas nombreux ni difficiles à retenir. Avec un peu d'habitude le pilote peut lui-même estimer rapidement (quelques secondes) et avec autant de précision qu'un météorologue professionnel les conditions de vols d'une journée.

Le plus souvent, une journée favorable ne remplit malheureusement pas toutes les conditions individuelles optimales. Un ou deux paramètres ne sont souvent pas favorables. L'importance de l'influence néfaste de ces derniers dépend de leur écart aux valeurs optimales et de leur nombre. Un vent de 50 kmh à 3000 m est certainement plus défavorable que quelques menues gouttes de pluie la veille. Quelques petits altocumuli matinaux vite dissipés, seul ombre au tableau, sont sûrement moins défavorables qu'un vent N de 30 kmh associé à un gradient de température de 0,5 °C/100 m.

Probabilité ne signifie pas certitude

Les valeurs optimales des paramètres ont été déterminées par une étude statistique. De ces valeurs, on ne peut donc donner que des prévisions basées sur la probabilité des possibilités de vols de distance. Les formules mathématiques précises et absolues n'existent pas pour la prévision des journées favorables. Il faut compter sur un certain degré d'incertitude, voire même d'erreur.

Enfin, il est peut-être encore nécessaire de préciser que si une journée offre des conditions favorables aux vols de distance cela ne garantit pas à chaque pilote la réussite d'une performance, mais cela signifie qu'un certain nombre de pilotes réussiront probablement une telle performance.

Que se passe-t-il hors des Alpes?

Les conclusions tirées de cette étude ne devraient pas être utilisées pour la prévision des conditions de vol de distance sur le Plateau ou dans le Jura. Celles-ci semblent bien différentes des conditions régnant dans les Alpes.

L'échauffement moins efficace de l'atmosphère des régions plates périalpines exige une advection d'air froid (mais relativement sec) en altitude et en cours de journée pour assurer une couche convective suffisamment épaisse. De telles advections sont relativement fréquentes juste après le passage d'un front froid. Malheureusement, le passage d'un front est souvent associé à de la pluie qui humidifie le sol et empêche l'échauffement efficace de l'atmosphère.

En contrepartie, l'effet néfaste du vent est moins marqué sur le Plateau que dans les Alpes. En effet, au-dessus des régions plates, la couche convective est

située à des altitudes plus basses où les vents soufflent moins fort. De plus il n'y a pas de vallée qui canalise et accélère localement le vent ni d'obstacle majeur (crête) qui crée des puissants rotors et vents descendants.

Utilité d'une étude statistique objective

Certains pilotes expérimentés feront remarquer qu'ils connaissaient déjà, par expérience et intuitivement, les valeurs optimales de la plupart de ces paramètres. Certes, avant d'entreprendre ce travail, mes expériences de vols et la lecture de plusieurs ouvrages de météorologie m'avaient déjà donné une idée générale sur des conditions de vols dans les Alpes. Mais il me restait toujours des doutes sur certains points. Une confrontation rétrospective, objective et systématique des conditions atmosphériques avec les performances de vols de distance CCC, réalisée par ordinateur, m'a permis de supprimer plusieurs de ces doutes. De plus, certains détails, comme l'influence de l'insolation de la veille ou de l'altitude de la couche 500 hPa, ont été presque découverts après le traitement des données.

La connaissance intime de l'aérologie et des conditions atmosphériques favorables au vol de distance devrait permettre au pilote de ne choisir que les jours où la probabilité de vol de distance est maximale et d'éviter tous les autres jours où les conditions sont dangereuses (vent modéré à fort, mauvaise visibilité, orages) et frustrantes ("vache" prématurée). Certains pilotes rétorqueront que cette façon de voler ne permet pas d'acquérir suffisamment d'expérience de vols. Je peux alors leur demander à quoi servent les expériences de vol et la connaissance des conditions météorologiques si elles ne sont pas utilisées pour améliorer les performances et la "rentabilité" des vols de distance et pour augmenter la sécurité et finalement le plaisir de voler.

Les quelques années d'expérience de vols de distance m'ont donné l'intime conviction, comme déclare le juge, que des conditions de vol dangereuses sont incompatibles avec des conditions favorables aux vols de distance. Qu'il provienne du célèbre Foehn, d'une situation orageuse ou du vent du nord, c'est le vent modéré à fort qui est presque exclusivement la condition météorologique la plus dangereuse et la plus sournoise pour le vol, particulièrement dans les Alpes. Dommage que beaucoup de pilotes, notamment en compétition, ne tiennent pas compte de cette constatation, pourtant facile à comprendre et à se souvenir.

Evolution future du climat et influence sur les conditions de vols

Le sujet est à la mode. Les médias ont beaucoup parlé du réchauffement de la planète et de l'effet de serre puisque le thème a un côté spectaculaire donc particulièrement attractif pour les journalistes.

Quel est l'effet de ce réchauffement sur nos conditions de vol dans les Alpes?

La réponse est purement spéculative et n'a en fait peut-être pas beaucoup d'importance, puisqu'elle risque d'être inexacte.

Rappelons brièvement et simplement le phénomène. Des détails peuvent être lus dans quelques uns des récents articles (André, Houghton et Woodwell, Le Treut,)(*). Le gaz carbonique et d'autres gaz polluants comme le méthane sont actuellement rejetés en quantité excessive dans l'atmosphère. Leur concentration augmente sensiblement au fil des années. Au rythme actuel, on prévoit un doublement de concentration vers l'an 2030. Ces gaz sont transparents aux rayonnements solaires mais beaucoup moins aux rayonnements infrarouges qu'émet la terre. L'énergie thermique reste ainsi

(*) voir bibliographie.

piégée dans la basse atmosphère, comme l'air très chaud qui stagne dans une voiture au soleil d'été toutes portes et fenêtres fermées. Puisqu'il y a augmentation de concentration des gaz à effet de serre, on peut s'attendre raisonnablement à un réchauffement progressif de la basse atmosphère. Si tous les spécialistes semblent actuellement unanimes sur la réalité inéluctable du phénomène, on est loin d'être d'accord sur l'amplitude de celui-ci.

Selon les modèles (simulation), il semble qu'on puisse s'attendre aux changements suivants, en Europe, pour un doublement de gaz carbonique:

-Augmentation de température: 2 à 8°C, particulièrement en hiver et au nord.

-Diminution des précipitations et de l'humidité de l'air surtout en été et sur le pourtour méditerranéen: 0 à -2mm/jour.

-Déplacement de la ceinture tropicale anticyclonique et de celle des dépressions de l'Europe septentrionale vers le nord, ce qui entraînerait une "tropicalisation estivale" plus marquée de notre climat.

Tout porte donc à croire que les changements climatiques qui devraient lentement s'effectuer entraîneraient plutôt des changements favorables aux conditions atmosphériques alpines de vol de distance: réchauffement de la basse atmosphère et augmentation du gradient de température, diminution des précipitations et de l'humidité de l'air, diminution des vitesses du vent (tropicalisation).

De 1977 à 1989 il n'est en tout cas pas possible de déceler une augmentation progressive du nombre de jours favorables (avec un "petit" score ≥ 0.01) par année. Cependant il ne s'agit que de 13 années consécutives dont le nombre n'est probablement pas suffisant pour être représentatif. En ne considérant que la période du 21 juin au 31 juillet, on peut simplement noter que les années 83, 84, 85 et 86 étaient de bonnes années et que les années 80, 81 et 87 de mauvaises années.