

EINFLUSS DER ALPENTÄLER AUF DIE SENKRECHTE THERMISCHE SCHICHTUNG DER ATMOSPHERE

Wann sind die Chancen für Streckenflüge am grössten? Jean Oberson analysierte alle CCC-Flüge der Jahre 1985 bis 1989. Hier der erste Teil seines Berichts.

Die wenigen Meteorologie-Lehrbücher, die dem Hängegleiterpiloten zur Verfügung stehen, sagen nur wenig aus über die Auswirkung der senkrechten thermischen Schichtung der Atmosphäre auf die Qualität der Konvektion und fast nie etwas über den Einfluss der topographischen Gegebenheiten (Seen, Haupt- und Nebentäler, Flachland) auf die senkrechte thermische Schichtung der Atmosphäre selbst. Diese zwei Fragen erscheinen mir jedoch wichtig, ganz besonders bei uns, wo die Bodenbeschaffenheiten so abwechslungsreich ist. So sind zum Beispiel die Zustandskurven der Luft über Sion, Fiesch, Montreux und Fribourg sehr unterschiedlich. Die Bedeutung dieser bekannten Temperaturkurven auf die Qualität der thermischen Aufwinde ist den meisten Piloten jedoch nur mehr oder weniger genau bekannt.

Diese zwei Lücken haben mich dazu bewegt, in ungefähr fünfzig Fachartikeln und -büchern nachzuschlagen (Bibliothek der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Laboratorium für Atmosphärenphysik der ETH in

Zürich). Die gefundenen Artikel behandeln Erfahrungen und Studien im Zusammenhang mit meteorologischen Atmosphärenmessungen an verschiedenen Orten (Tälern, Meeresküsten, Uferzonen etc.). Diese Messungen können manchmal mit denen der Radiosonden verglichen werden, sofern diese existieren und regelmässig in der Umgebung durchgeführt werden (meist in Payerne, und München). Daraus können dann Schlussfolgerungen gezogen werden in Bezug auf die Auswirkung der Topographie auf die senkrechte thermische Schichtung der Atmosphäre.

Bevor wir versuchen, die erwähnten zwei Probleme zu lösen, ist es noch nützlich, kurz den allgemeinen Tagesablauf der senkrechten thermischen Schichtung der Atmosphäre über einer Erdoberfläche zu beschreiben.

Schauen wir uns Bild 1a an. Während der Nacht bildet sich auf mehreren hundert Meter über dem Boden eine Inversionsschicht. Diese Temperaturumkehr entsteht nachts infolge infraroter Wärmeabstrahlung der Erdober-

fläche. Vor Tagesanbruch erreicht die Lufttemperatur unmittelbar über dem Boden ihren tiefsten Wert (=Tmin). Oberhalb dieser Inversion nimmt die Lufttemperatur normalerweise allmählich, jedoch unregelmässig, wieder ab. Zwischen 1500m und 4500m variiert insgesamt das Temperaturgefälle – auch Temperaturgradient genannt – je nach dem von 0,4 bis 0,9°C je 100m. (Bild 1b-1e).

Bei Sonnenaufgang erwärmt sich die Erdoberfläche und gibt die gespeicherte Energie in Form von Wärme an die darüberliegende Luft ab. Die Lufttemperatur nimmt in Bodennähe stetig zu. Der Erwärmungsprozess setzt sich nach oben durch Konvektion fort. Vom Boden bis zum Punkt S entsteht eine Luftschicht, die im Laufe des Tages allmählich zunimmt und einen negativen Temperaturgradienten von 1°C je 100m aufweist. Man spricht von einer adiabatischen Kurve, in diesem Fall vom Temperaturgradient. Zwischen 10 und 12 Uhr hat sich die nächtliche Inversion vollständig aufgelöst (Bild 1c). Jetzt verlangsamt sich die Tempera-

(Fortsetzung auf Seite 14)

INFLUENCE DES VALLÉES ALPINES SUR LA STRUCTURE THERMIQUE VERTICALE DE L'ATMOSPHERE

Quand aura-t-on les meilleures chances pour un vol de distance? Jean Oberson a approfondi la question et nous fournit ci-après sur la base des recherches faites ses explications.

Les quelques ouvrages et manuels classiques de météorologie à disposition du pilote de vol libre ne parlent que peu de l'influence de la structure thermique verticale de l'atmosphère sur la qualité des convections et presque jamais de l'influence de la topographie (bassin lacustre, vallées principales, vallées secondaires, Plateau ...) sur la structure thermique verticale de l'atmosphère elle-même. Ces deux questions me semblent pourtant essentielles, particulièrement dans notre pays dont les formes et la nature du terrain sont si variées. Par exemple, à la même heure, les courbes de température de l'air au-dessus de Sion, Fiesch, Montreux, Fribourg sont assez différentes les unes des autres. Or tous les pilotes connaissent, plus ou moins intuitivement et précisément, l'importance de ces fameuses courbes de température sur la qualité des ascendances thermiques.

Ces deux lacunes m'ont encouragé à passer quelques heures à consulter environ une cinquantaine d'articles et d'ouvrages spécialisés qui se trouvent en partie, soit à la bibliothèque de l'institut suisse

de météorologie, soit au laboratoire de physique atmosphérique LAPETH à l'EPFZ (les deux établissements se trouvant à Zürich). Les articles que j'ai trouvé traitent d'expériences et d'études sporadiques de mesures météorologiques de l'atmosphère en différents endroits (vallées, côtes maritimes et lacustres, etc.). On peut parfois comparer ces mesures avec celles de radiosondages, s'ils existent et sont effectuées régulièrement au voisinage (Payerne et Munich le plus souvent). On peut alors tirer des conclusions à propos de l'influence de la topographie sur la structure thermique verticale de l'atmosphère, si déterminante pour la qualité des ascendances.

Avant de tenter de résoudre les deux problèmes posés au début, il peut être utile de rappeler brièvement l'évolution diurne générale de la structure thermique verticale de l'atmosphère au-dessus d'une surface terrestre.

Observons la figure 1a. Une couche d'air de forte inversion de température se forme pendant la nuit sur quelques centaines

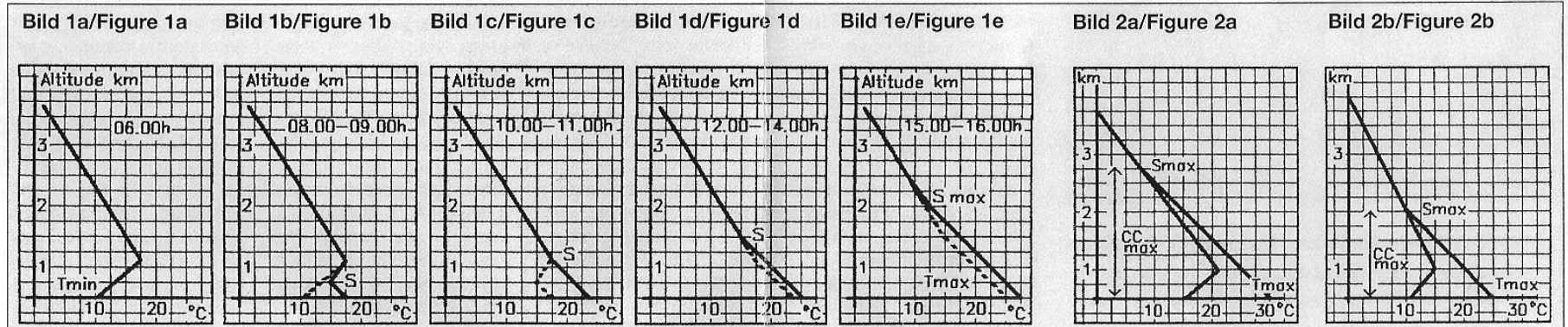
de mètres au-dessus du sol. Ceci est dû à la perte nocturne de chaleur par rayonnement infrarouge de la surface terrestre. A la fin de la nuit, la température de l'air juste au-dessus du sol atteint sa valeur minimale (= Tmin). Au-dessus de cette inversion, la température de l'air décroît en général progressivement mais irrégulièrement. Le taux de décroissance (appelé gradient de température) global entre 1500 et 4500m varie, suivant les jours de 0,4 à 0,9°C par 100 m. (Figure 1b à 1e).

Dès le lever du soleil sous l'action de son rayonnement, l'air s'échauffe. La température de l'air au sol augmente progressivement. Cet échauffement se propage plus haut par convection. Du sol jusqu'au point S il se forme ainsi une couche d'air dont l'épaisseur augmente progressivement durant la journée et où le gradient de température décroît de 1°C par 100m. On parle de courbe adiabatique dans ce cas particulier de gradient de température. A partir de 10.00 à 12.00h environ l'inversion nocturne au sol a disparu (figure 1c). Dès ce moment, la température de

(Suite à la page 14)

Konvektive Entwicklung der Luftzustandskurve tagsüber über der Erdoberfläche. S = Obergrenze der KS (CC) Tmin = minimale Lufttemperatur am Boden. Tmax = maximale Lufttemperatur am Boden. Evolution convective diurne de la courbe de température de l'air au-dessus d'une surface terrestre. S = sommet de la C.C., Tmin = température minimale de l'air au niveau du sol, Tmax = température maximale de l'air au niveau du sol

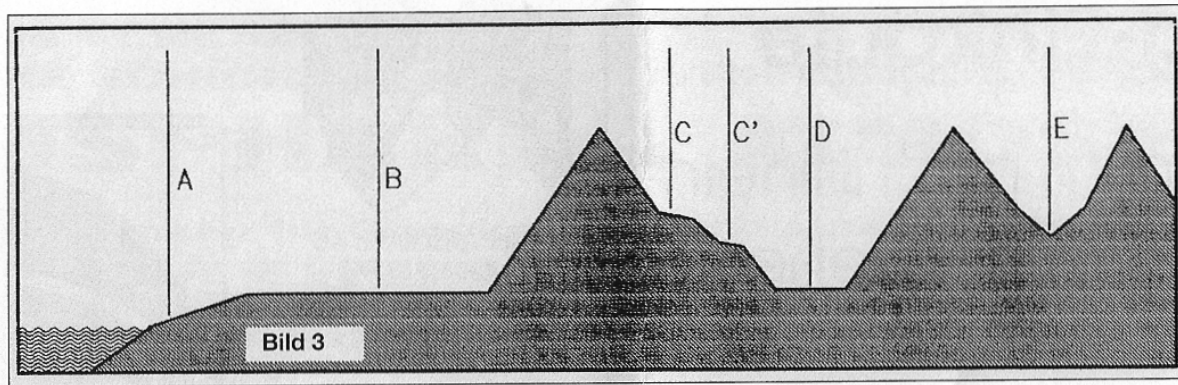
Zwei verschiedene Temperaturgradienten um ein Uhr und ihr Einfluss auf die Ausdehnung der KS (CC), die sich am Nachmittag entwickelt. Deux différents gradients de température à 01.00h et leur influence sur l'épaisseur de la C.C. qui se développe dans l'après-midi



turzunahme der Luft am Boden, die Obergrenze S der adiabatischen Schicht hingegen wird sich rasch anheben (Bild 1d). Zwischen 15 und 16 Uhr (Bild 1e) haben Temperatur am Boden und Punkt S ihren höchsten Stand erreicht. Die adiabatische Luftschicht, die sich vom Boden bis zur Obergrenze S erstreckt und dessen Temperaturgradient -1°C je 100m beträgt, wird auch konvektive Schicht (KS) genannt.

Diverse statistischen und empirische Untersuchungen zeigen, dass die Qualität und mittlere Stärke der Aufwinde in direktem Bezug zur Breite dieser konvektiven Schicht stehen. Je dicker die KS ist, um so besser die Aufwinde. Damit gute Streckenflüge in flachen Gebieten möglich sind, sollte die maximale KS einen Durchmesser (nicht mit der Höhe über Meer zu verwechseln) von über 1400–1800m haben. Wann wird diese KS genügend breit sein? Natürlich in erster Linie nachmittags (Bild 1d und e), aber auch wenn der Temperaturgradient über der Inversion am Morgen nicht zu schwach ist (Bild 2a). Bild 2b zeigt einen schwachen Temperaturgradient über der Inversion am Morgen. Die maximale KS, die nachmittags ihre volle Ausdehnung gewinnt, wird schmaler und die Aufwinde werden im allgemeinen entsprechend schwächer.

Über einer gegebenen Gegend ist die KS eher homogen, d.h. ihre Breite und Temperatur auf entsprechender Höhe sind mehr oder weniger identisch. Die maximale KS im Schweizer Mittelland lässt sich leicht vorauszeichnen, indem man eine Adiabate von der voraussichtlich maximalen Temperatur am Boden (auf ca. 500m Höhe) bis zum Schnittpunkt dieser Linie mit der Temperaturkurve der Ein-Uhr-Radiosonde von Payerne zieht. Dieser Schnittpunkt ergibt die Höhe der oberen Grenze der maximalen KS, die sich am Nachmittag entwickeln wird (Bild 1e). Den maximalen Durchmesser dieser KS erhält man, indem man 500m abzieht. Diese Me-



thode trifft aber für den Jura, die Alpentäler und Seen nicht zu, auch nicht, wenn sich tagsüber die Zustandskurve in der Höhe verändert (Advektion, Absinktendenz).

In unserem Land mit seinen grossen topographischen Gegensätzen sind die senkrechte thermische Schichtung der Atmosphäre und die Ausdehnung der KS von Region zu Region unterschiedlich und variieren auch im Laufe der Flugsaison. Es ist deshalb unmöglich, eine einzige maximale KS für die ganze Schweiz zu zeichnen. Schematisch gesehen können in der Schweiz fünf Hauptregionen (Bild 3) und zwei Jahresperioden definiert werden: A=Küsten- und Seegebiete, B=Mittelland, C und C'=Hänge tiefer Haupttäler (z.B. Zentralwallis), D=Mitte eines breiten Haupttales, E=Nebentäler. Hinzu käme noch der Jura. Leider konnte ich darüber nicht genügend Informationen erhalten. Die erste Periode erstreckt sich ungefähr von April bis Mitte Juni, die zweite von Mitte Juni bis August.

Die Tagesamplitude der Temperaturen an Ufergebieten unter dem mässigen Einfluss grosser Wasserflächen ist viel schwächer als an anderen Orten. Das heisst, am Morgen ist die Bodeninversion klein und die minimale Lufttemperatur in Bodennähe mässig tief; nachmittags bleiben die Bodentemperaturen relativ niedrig, was zu einer dünnen KS führt. In den Tälern hingegen ist diese Amplitude grösser. Am Morgen ist die Atmosphäre im Tal kühler und nachmittags im allgemeinen wärmer als anderswo in der Schweiz. Verglichen mit dem Flachland ist hier das aufgeheizte oder abgekühlte Luftvo-

lumen im Verhältnis zu den grossen Flächen (Berghänge) kleiner. Die Luft am Morgen ist in den Tälern bis auf ca. 3000 m im allgemeinen kühler als anderswo. Darüber ist die Temperaturverteilung im ganzen Land ziemlich gleich. Die Luft in den Niederungen in der Nähe von Seeufnern ist hingegen wärmer als im Mittelland und in den Tälern.

In der ersten Periode der Flugsaison gleicht die senkrechte thermische Atmosphärenschichtung am Nachmittag dem Modell auf Bild 4a, in der zweiten Periode dem auf Bild 4b. In beiden Fällen kann beobachtet werden, dass eine stabile Luftschicht, die mehrere hundert Meter breit ist und einen Temperaturgradienten von weniger als 1°C je 100m aufweist, sich im Zentrum eines tiefen Tales zu bilden beginnt (Bild 4a und b). Diese stabile Schicht (=SS) bildet eine Sperrschicht für die vom Talboden aufsteigenden Aufwinde. Über den Hängen hingegen (vor allem über kleinen Hochebenen und Geländevertiefungen) und in kleinen Nebentälern kann diese SS durch eine stärkere Erwärmung (E-, C- und C'-Kurve) aufgelöst werden. Die SS entsteht unter der Absinktendenz der Luft in der Mitte des Tales. Die leicht absinkende Luft kompensiert automatisch die seitlich aufsteigenden konvektiven Luftströme und heizt sozusagen

l'air au sol va croître plus lentement mais le sommet S de la couche adiabatique va s'élever plus rapidement (figure 1d). Vers 15.00–16.00h (figure 1e) la température au sol a atteint son maximum et le sommet S est au plus haut, (c'est-à-dire que l'épaisseur de la couche adiabatique est maximale). Cette couche d'air adiabatique qui s'étend du sol au sommet S et où la température décroît de 1°C par 100m est appelée aussi la couche convective (C.C.) car les ascendances sont limitées à cette couche.

Differentes recherches statistiques et empiriques ont montré que la qualité et la force moyennes des thermiques dépendent de l'épaisseur de cette C.C. Plus celle-ci est épaisse, meilleures tendent à devenir les thermiques. Comme ordre de grandeur, il semble que l'épaisseur (à ne pas confondre avec l'altitude au-dessus de la mer) de la C.C. maximale doit être supérieure à environ 1400–1800m, sur un pays plat, pour que de bons vols de distance soient possibles. Quand est-ce que cette C.C. devient-elle suffisamment épaisse? Premièrement, dans l'après-midi bien sûr (figure 1d et e) mais aussi lorsque le gradient de température matinal au-dessus de l'inversion nocturne n'est pas trop faible. (figure 2a). La figure 2b montre un faible gradient de température matinal

au-dessus de l'inversion. La C.C. maximale, qui se développe dans l'après-midi, devient alors peu épaisse et on risque par conséquent de trouver des ascendances en général faibles.

Sur une région donnée, la C.C. semble plutôt homogène, c'est-à-dire que son épaisseur et ses températures à altitude correspondante sont plus ou moins identiques d'un endroit à l'autre. Sur le Plateau suisse, on peut prévoir assez simplement la C.C. maximale en tirant une température maximale prévue au sol (à environ 500m d'altitude) jusqu'à l'intersection de cette droite avec la courbe de température du radiosondage de Payerne de 01.00. La hauteur de l'intersection donne alors l'altitude du sommet S de la C.C. maximale qui se développera dans l'après-midi. (Voir figure 1e). On obtient bien sûr l'épaisseur maximale de la C.C. en soustrayant 500m de cette altitude. Comme nous allons le voir, cette méthode n'est pas valable pour le Jura, les vallées alpines et les régions lacustres, mais non plus si la courbe de température en altitude change en cours de journées (advection, subsidence).

Sur notre pays, aux forts contrastes topographiques, la structure thermique verticale de l'atmosphère et la formation de la C.C. varient d'une région à l'autre et aussi au cours de la saison de vol. On ne peut donc pas prévoir une seule C.C. maximale pour toute la Suisse. Schématiquement on peut distinguer en Suisse 5 régions principales et 2 périodes. La figure 3 montre ces 5 régions: A = basses et littoraux lacustres, B = Plateau, C et C' = pentes d'une profonde vallée prin-

cipale (Valais central par exemple), D = centre d'une large vallée principale, E = vallée secondaire. On devrait encore ajouter le Jura mais je n'ai pas pu obtenir assez d'informations à son sujet. La première période s'étend d'avril à mi-juin environ, la deuxième de mi-juin à août.

D'une façon générale, les littoraux, à cause de l'action modératrice d'une grande surface d'eau, présentent une amplitude diurne de température plus faible qu'ailleurs, c'est-à-dire qu'au matin l'inversion de température au sol est petite et la température minimale de l'air au sol modérément basse, et que dans l'après-midi, les températures au sol sont relativement peu élevées et la C.C. peu épaisse. Dans les vallées, au contraire, cette amplitude est plus grande. Le matin, l'atmosphère y est plus froide et l'après-midi, dans l'ensemble, plus chaude qu'ailleurs en Suisse. Par rapport à une région plate, ceci est dû principalement au plus petit volume d'air refroidi (nuits) ou réchauffé (jours) par une plus grande surface (= parois montagneuses enfermant ce petit volume d'air). L'air dans les vallées est en général plus froid qu'ailleurs jusqu'à 3000m environ. En dessus, la répartition de la température est assez semblable dans tout le pays. L'air en basse altitude près des littoraux est par contre plus chaud que sur le Plateau et dans les vallées.

Dans l'après-midi, le modèle de structure thermique verticale de l'atmosphère tend à ressembler à celui de la figure 4a pour la première période de la saison de vol et à celui de la figure 4b pour la deuxième période. On peut remarquer que dans les deux cas une couche atmosphérique stable de quelques centaines de mètres d'épaisseur et où le gradient de température reste inférieur à 1°C par 100m tend à se développer au centre d'une vallée profonde (voir figures 4a et b). Cette couche stable (=C.S.), bloque les ascendances venant du fond de la vallée elle-même. Par contre, au-dessus des pentes (particulièrement au-dessus des petits

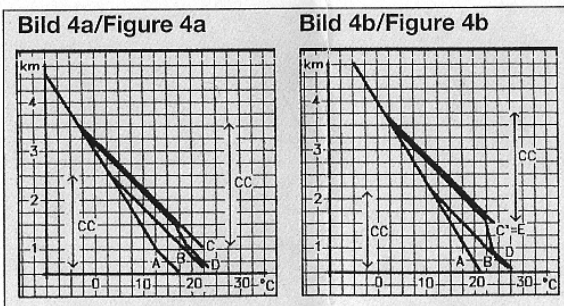
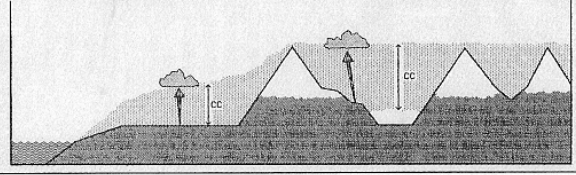


Bild 5a/Figure 5a



die Talatmosphäre von oben her auf. Von April bis August mit dem stetem Rückgang der Schneegrenzen verstärkt sich allmählich diese SS, als würden die freigewordenen Hänge die Atmosphäre von oben her effizienter aufheizen als es der Talboden ursprünglich von unten machte. Mehrere Beobachtungen weisen auf dieses Phänomen hin. So nehmen zum Beispiel die Lufttemperaturunterschiede (nachmittags) zwischen dem Talboden in Sion (500m) und den Sonnenhängen in Montana (1500m) während der Flugsaison tendenziell ab. Diese Unterschiede variieren im Durchschnitt von 6 bis 10°C an den Nachmittagen der ersten Periode und von 4 bis 8°C während der zweiten Periode.

Von April bis August sieht es aus, als würden sich die alpine KS und ihre konvektiven Strömungen langsam nach oben verlagern (Bild 5). Dieses Phänomen verdeutlicht, warum im Juli und August Piloten sehr oft Mühe haben, in der Nähe von tiefen Tälern, z.B. das Zentralwallis, einen verwendbaren Thermikeinstieg zu finden. Die stabile Schicht blockiert an den tiefen und mittelhohen Hängen jeglichen thermischen Aufwind. Lediglich an hochgelegenen Hängen und in höheren seitlichen Tälern, in denen eine wirkliche KS mit adiabatischer Kurve vorhanden ist, können thermische Aufwinde benutzt werden.

Auf Bild 4a + b beobachtet man ebenfalls, dass insgesamt und unabhängig von der Jahresperiode die gesamte Alpenatmosphäre bis auf 3000–4000 m wärmer ist und dass die alpine KS, auch wenn ziemlich hoch beginnend, im allgemeinen dicker ist als anderswo in der Schweiz (Bild 4 und 5). Deshalb ist die Alpenthermik im Gegensatz zur Flachlandthermik um einiges stärker. Das Temperaturdefizit und die magere oder fehlende

KS an Seeufnern wird wiederum klar, besonders an heißen Tagen, an denen der See die unteren Luftschichten effizient abkühlt. Wir verstehen jetzt auch, warum sich im Sommer alle Piloten in Fiesch verweilen und andere beim Fliegen in Seenähe oft (nicht immer) frustriert sind.

Bruno Neininger stellt empirisch fest, dass, wenn im Sommer die Obergrenze der maximalen alpinen KS unterhalb von etwa 3700 m liegt, die Aufwinde eher schwach sind. Diese Grenze von 3700 m scheint nur für die zweite Flugperiode (Mitte Juni bis August) gültig zu sein, einer Zeit, in der die alpinen Thermikquellen eine Durchschnittshöhe von 1500 m aufweisen. Während der ersten Periode (April bis Mitte Juni), in der die Thermikquellen niedriger sind, liegt meines Erachtens die optimale obere Grenze der maximalen alpinen KS bei 3200–3500 m.

Eine einfache empirische Methode zur ungefähren Berechnung der maximalen KS in den Alpentälern schlägt uns G. Truog vor. Die Methode scheint nur für die zweite Flugperiode angebracht zu sein. Fünf Grad Celsius werden von der im Flachland erwarteten maximalen Temperatur abgezogen. Dieser neue Wert ergibt dann ungefähr die allgemeine maximale Temperatur auf 1500 m in den Alpentälern und wird auf dieser Höhe eingetragen. Von diesem Punkt aus zieht man eine Adiabate bis zum Schnittpunkt Sa dieser Linie mit der Temperaturkurve der Ein-Uhr-Radiosonde von Payern. Die maximale alpine KS liegt dann zwischen 1500 m und der Höhe von Sa; Sa ist die Spitze dieser max. KS (und Sp die der max. KS im Mittelland). Verwendet man diese Methode mehrmals bei schönem Wetter, so kann man beobachten, dass Sa die 3700 m von Neiningen nur dann erreicht,

wenn der Temperaturgradient der Ein-Uhr-Radiosonde von Payern zwischen 2000 und 4000 m $0,6^\circ\text{C}$ je 100 m oder mehr beträgt. Demnach ist es einfacher, sich nur die $6^\circ\text{C}/100\text{m}$ zwischen 2000 und 4000 m zu merken, als sich jeden Morgen mit dem vereinfachten Emagramm von Truog abzumühen, das ohnehin nur einen approximativen Wert ergibt.

Im nächsten Artikel werden wir sehen, dass diese $0,6^\circ\text{C}/100\text{m}$ -Grenze auch in den statistischen Studien aus fünf Jahren CCC-Flüge als optimale Voraussetzung für den Streckenflug hervorgeht.

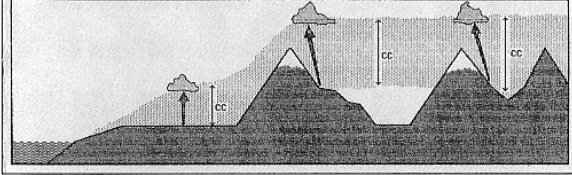
Jean Oberson

Figur 3
Schema der fünf klimatologischen Gebiete der Schweiz. Die s-senkrechten A, B, C, C', D und E zeigen an, wo Temperaturmessungen durchgeführt wurden.

Figur 4
Temperaturkurven am Nachmittag der auf Bild 3 dargestellten fünf Regionen. Bild 4a: von April bis Juni (erste Periode). Bild 4b: von Mitte Juni bis August (zweite Periode).

Figur 5
Entwicklung der alpinen KS(CC) im Laufe der Flugsaison und Vergleich mit denen des Mittellands. Bild 5a: erste Periode. Bild 5b: zweite Periode.

Bild 5b/Figure 5b



plateaux et dans les concavités du terrain) et dans les petites vallées secondaires, cette C.S. peut disparaître grâce à un échauffement plus efficace (courbes E, C et C'). Cette C.S. est le résultat du lent affaissement d'air (subsidence) au-dessus du centre de la vallée qui compense mécaniquement les courants convectifs latéraux et qui réchauffe en quelque sorte l'atmosphère de la vallée par le haut. D'avril à août, au fur et à mesure du retrait de la couverture de neige, cette C.S. a progressivement tendance à se renforcer comme si les pentes élevées, progressivement libres de neige, réchauffaient l'atmosphère par en haut plus efficacement que le fond de vallée le faisait par en bas. Plusieurs observations révèlent ce phénomène. Par exemple, les différences (après-midi) de température de l'air entre Sion, au fond de la vallée (500 m), et Montana, sur les pentes de l'adret (1500 m), tendent à diminuer au cours de la saison de vol. En moyenne, ces différences varient de 6 à 10°C durant les après-midis de la première période (avril à mi-juin) et de 4 à 8°C durant ceux de la deuxième période.

D'avril à août, tout se passe comme si la C.C. alpine et ses courants convectifs se déplaçaient progressivement vers le haut (figure 5). Ce phénomène peut expliquer pourquoi, en juillet et en août, les pilotes ont souvent de la peine à utiliser les ascendants près des vallées profondes comme le Valais central par exemple. La couche stable bloque toute ascendance provenant de sources thermiques se trouvant sur les pentes situées à basse et moyenne altitude. Ce n'est qu'au-dessus des pentes plus élevées et dans les hautes vallées latérales où l'on trouve une vraie C.C. avec une courbe adiabatique que les ascendants thermiques sont exploitables.

Sur les figures 4, on remarque aussi que, dans l'ensemble et quelque soit la période de l'année, toute l'atmosphère alpine est plus chaude jusqu'à 3000–4000 m et que la C.C. alpine, même si elle commence d'assez haut, est en général plus épaisse qu'ailleurs en Suisse (figures 4 et 5). Cela explique la plus grande force (en général) des thermiques alpins par rapport à ceux de plaine. Par contre, sur les littoraux lacustres le déficit de température et la chétivité, voire l'inexistence, de la C.C. sont évidents, particulièrement lors d'une chaude journée où l'effet rafraîchissant du lac au niveau des basses couches de l'atmosphère est très efficace. On comprend mieux maintenant pourquoi tous les pilotes se retrouvent à Fiesch en été et que d'autres soient souvent (pas toujours) frustrés en volant sur des sites influencés par l'atmosphère lacustre.

Bruno Neininger a empiriquement trouvé qu'en été, si l'altitude du sommet de la C.C. alpine maximale est inférieure à environ 3700 m, les ascendants sont plutôt faibles. Cette limite de 3700 m ne semble valable que pour la deuxième période de vol à voile (mi-juin à août) pendant laquelle les sources thermiques alpines ont une altitude moyenne de 1500 m. Pour la première période (avril à mi-juin), pendant laquelle les sources thermiques sont plus basses, la limite supérieure de la C.C. alpine maximale favorable me semble se situer plutôt vers 3200–3500 m.

G. Truog propose une méthode empirique simple pour prévoir approximativement la C.C. maximale dans les vallées alpines. Cette méthode ne semble être valable que pour la deuxième période de la saison de vol. Il s'agit de soustraire 5°C de la température maximale prévue en plaine. Cette valeur nouvelle représente à peu près la température maxi-

male générale à 1500 m dans les vallées alpines et est reportée à cette altitude. De ce point on peut tirer une adiabatique jusqu'à l'intersection Sa de cette droite avec la courbe de température donnée par le radiosondage de Payerne de 01.00h. La C.C. alpine maximale se situe alors entre 1500 m et l'altitude de Sa, Sa représentant le sommet de cette C.C. max. (et Sp celui de la C.C. maximale sur le Plateau). En appliquant cette méthode à plusieurs exemples de jours ensoleillés, on remarque que pour que l'altitude de Sa atteigne au moins les 3700 m de Neiningen, il faut que le gradient de température du radiosondage de 01.00h de Payerne soit environ égal ou supérieur à $0,6^\circ\text{C}$ par 100 m entre 2000 et 4000 m. Il est donc finalement plus simple de retenir cette limite de $0,6^\circ\text{C}/100\text{m}$ entre environ 2000 et 4000 m que de «perdre» du temps chaque matin à construire l'émagramme simplifié de Truog, qui est de toute façon approximatif. Nous verrons dans le prochain article, que cette limite de $0,6^\circ\text{C}/100\text{m}$ est aussi retrouvée dans l'étude statistique de 5 années de vols CCC comme une des conditions optimales de vols de distance.

Jean Oberson

Figure 3:
Vue schématique de 5 régions climatologiques de la Suisse. Les verticales A, B, C, C', D et E indiquent où les mesures de température sont effectuées.

Figure 4:
Courbes de température dans l'après midi dans les 5 régions décrites à la figure 3. Figure 5a: d'avril à mi-juin environ (= première période); Figure 4b: de mi-juin à août (= deuxième période)

Figure 5:
Evolution de la C.C. alpine au cours de la saison de vol et comparaison des C.C. alpines avec celles du Plateau. Figure 5a: première période; Figure 5b: deuxième période