

METEOROLOGISCHE ASPEKTE DES STRECKENSEGELFLUGES

– THERMIK VON A BIS Z –



VON

DETLEF MÜLLER UND CHRISTOPH KOTTMEIER

IBSN 3-925145-00-1

Dr. Ch.Kottmeier Aternstraße 24 , 3000 Hannover 1

Dipl.-Met. D.Müller Hannoversche Str. 20, 3003 Ronnenberg 4

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover

Selbstverlag

Alle Rechte vorbehalten

März 1985

Vorwort

Im Jahr 1959 veröffentlichte Prof. Walter Georgii sein Buch "Meteorologische Navigation des Segelfluges". Er begann das Vorwort zu dem Buch mit den Sätzen:

"Die Zeit der Erforschung noch unbekannter Leistungsmöglichkeiten des Segelfluges ist abgeschlossen. Wir kennen alle in der Atmosphäre vorkommenden Aufwinde, die dynamischen und thermischen, so daß wir kaum noch Überraschungen erwarten können."

Im gleichen Jahr 1959 wurde bei den Deutschen Segelflugmeisterschaften in Karlsruhe zum ersten Mal ein 300km-Dreieckszielflug als Wettbewerbsaufgabe gegeben. Die Teilnehmer der Standardklasse, von denen 21 die Ka 6 flogen, waren sehr beeindruckt von der Größe der Aufgabe. Nur vier dieser Spitzenpiloten schafften es, bei recht brauchbarem Wetter das Dreieck zu umrunden.

Heute, nach 25 Jahren, bildet in vielen Luftsport-Ver-einen ein 300km-Dreieckszielflug mit einer Ka 6 den Abschluß der Streckenflugausbildung.

Wir Segelflieger haben in diesen Jahren in der uns umgebenden Atmosphäre manches entdeckt, was vorher unbekannt war, und wir haben gelernt, mit den Naturkräften besser umzugehen, sie besser zu nutzen.

Dieses Büchlein nun enthält die gegenwärtig bekannten Fakten des den Segelflieger interessierenden Wettergeschehens, und es gibt Hinweise auf seine Deutung und Nutzung für den Streckensegelflug. Wir werden damit wieder ein bißchen besser fliegen können.

Alle offenen Fragen können aber auch hier noch nicht erschöpfend beantwortet werden. Und das ist gut so. So bleibt der Streckensegelflug eines der letzten Abenteuer unserer Zeit.

Horst Schlüter

Inhaltsverzeichnis	Seite
--------------------	-------

Einleitung	1
I. Das Erscheinungsbild und die zeitliche Entwicklung der Thermik	3
I.1 Die zeitliche Entwicklung der Thermik	3
I.2 Die Auflösung thermischer Aufwinde	11
I.3 Die Struktur des Aufwindes	17
I.4 Der Aufwind unter Windeinfluß	26
I.5 Rotierende Aufwinde	29
I.6 Der typische Abstand zwischen den Aufwinden	32
I.7 Das mittlere Sinken zwischen den Aufwinden	33
I.8 Vertikale Verteilung des Steigens im Aufwind	35
I.9 Der Tagesgang der Thermik	36
I.10 Das mittlere Steigen der Aufwinde	43
I.11 Geordnete Thermik	48
II. Grundlagen und Methoden der Thermikkartierung	54
II.1 Die Faktoren, die die Thermik regional beeinflussen	54
II.2 Methoden und Hilfsmittel der Thermikkartierung	63
III. Die Wetterlagen für Streckensegelflüge	73
III.1 Jahreszeitliche Statistik von Streckensegelflügen	73
III.2 Bewertungsfaktoren für die verschiedenen Wetterlagen	77
III.3 Die Bedeutung der Luftmassen für die Streckenflugmöglichkeiten	81
III.4 Bewertung der jahreszeitlichen Streckenflugmöglichkeiten	92

IV.	Meteorologische Informationsmöglichkeit und deren Auswertung	96
IV.1	Der Rundfunk- und Fernsehweatherbericht	96
IV.2	Der Segelflugweatherbericht	101
IV.3	Die Wetterbeobachtung	102
IV.4	Der Inhalt des Segelflugweatherberichts der Flugweatherwarten	103
IV.5	Beispiel einer Auswertung eines Segelflugweatherberichtes	109
IV.6	Das De-Briefing	112
	Literaturverzeichnis	113
	Anhang	117

Einleitung

Die Entwicklung des Segelfluges ist nahezu untrennbar mit der Erkundung der Thermik verbunden, die den Segelflieger in die Lage versetzt, seine Flüge über mehrere Stunden und viele Streckenkilometer auszudehnen.

Erstmals "entdeckt" wurde die Thermik von den Pionieren des Segelfluges während der Rhönwettbewerbe in den zwanziger Jahren. Hierdurch eröffneten sich ganz neue Möglichkeiten des motorlosen Fliegens, eine Entdeckung, die auch heute noch für den Flugschüler ein Erlebnis besonderer Art ist.

Glücklicherweise bleiben dem Flugschüler heute einige unliebsame Begleitumstände solcher "Entdeckungen" erspart. So wurde das von Wolf Hirth entwickelte Kreisen im Aufwind Anfang der 30er Jahre nicht nur zum Flug unter der Cumuluswolke genutzt, sondern auch zum Flug in Gewitterwolken. Dabei mußte man feststellen, daß in Gewittern neben starken Aufwinden ebenfalls auf engstem Raum entsprechende Abwinde und ausgeprägte Turbulenzen auftreten. Gelegentlich brachen dann die Flugzeuge durch die Überanspruchung auseinander, und der Segelflieger mußte probieren, ob die Entwicklung der Fallschirme seinem fliegerischen Mut entsprechend vorangeschritten war.

Auch der baulichen Entwicklung neuer Segelflugzeuge wurden durch die Thermik neue Grenzen gesetzt. Eine Reihe kühner Neuentwicklungen, z.B. die legendäre Austria (Elefant) mit 30m Spannweite, war dem Fliegen und der Turbulenz in den Aufwinden nicht gewachsen. Sie brach während eines Fluges auseinander und setzte dem Bau von Segelflugzeugen mit sehr großer Spannweite zunächst ein Ende. Erst neue Werkstoffe veranlaßten die Akaflieg Braunschweig zu Beginn der 70er Jahre, ähnliche Flügelstreckungen mit der SB 10 zu verwirklichen.

In der Folge soll nun eine Übersicht der seit den 20er Jahren gewonnenen Erkenntnisse über die Thermik gegeben werden. Dabei wird zunächst das Phänomen "Thermik" mit Hilfe

einer Reihe von Abbildungen näher erläutert. Anschließend sollen weitere meteorologische Aspekte zum Thema Thermik und Streckensegelflug aufgeführt werden, die vor allem der meteorologischen Streckenflugplanung dienen können.

I. Das Erscheinungsbild und die zeitliche Entwicklung der Thermik

Was ist überhaupt Thermik?

Im Prinzip ist diese Frage einfach zu beantworten: Unter dem Begriff Thermik versteht man die Aufwärtsbewegung von einzelnen, gegenüber der Umgebung leichteren Luftkörpern. Wodurch werden aber nun diese aufsteigenden Luftkörper erzeugt, und wie sehen sie aus? Auf diese Fragen soll nun etwas näher eingegangen werden:

I.1 Die zeitliche Entwicklung der Thermik

Thermik entwickelt sich im allgemeinen über Landflächen an Tagen mit Sonneneinstrahlung und bildet einen Mechanismus für den Transport von Wärme von den untersten Luftschichten in die höheren Bereiche der Atmosphäre. Die Erwärmung der bodennahen Luftschicht erfolgt durch die Absorption der Sonnenstrahlung an der Erdoberfläche, die die Wärme an die anliegende Luft durch langwellige Wärmestrahlung und Wärmeleitung abgibt. Die direkte Erwärmung der Luft durch kurzwellige Sonnenstrahlung ist so gering, daß sie gegenüber den anderen Wärmetransportmöglichkeiten zu vernachlässigen ist.

Was passiert nun im Laufe des Vormittags, wenn die Sonnenstrahlung den Erdboden und damit auch die bodennächste Luftschicht erwärmt?

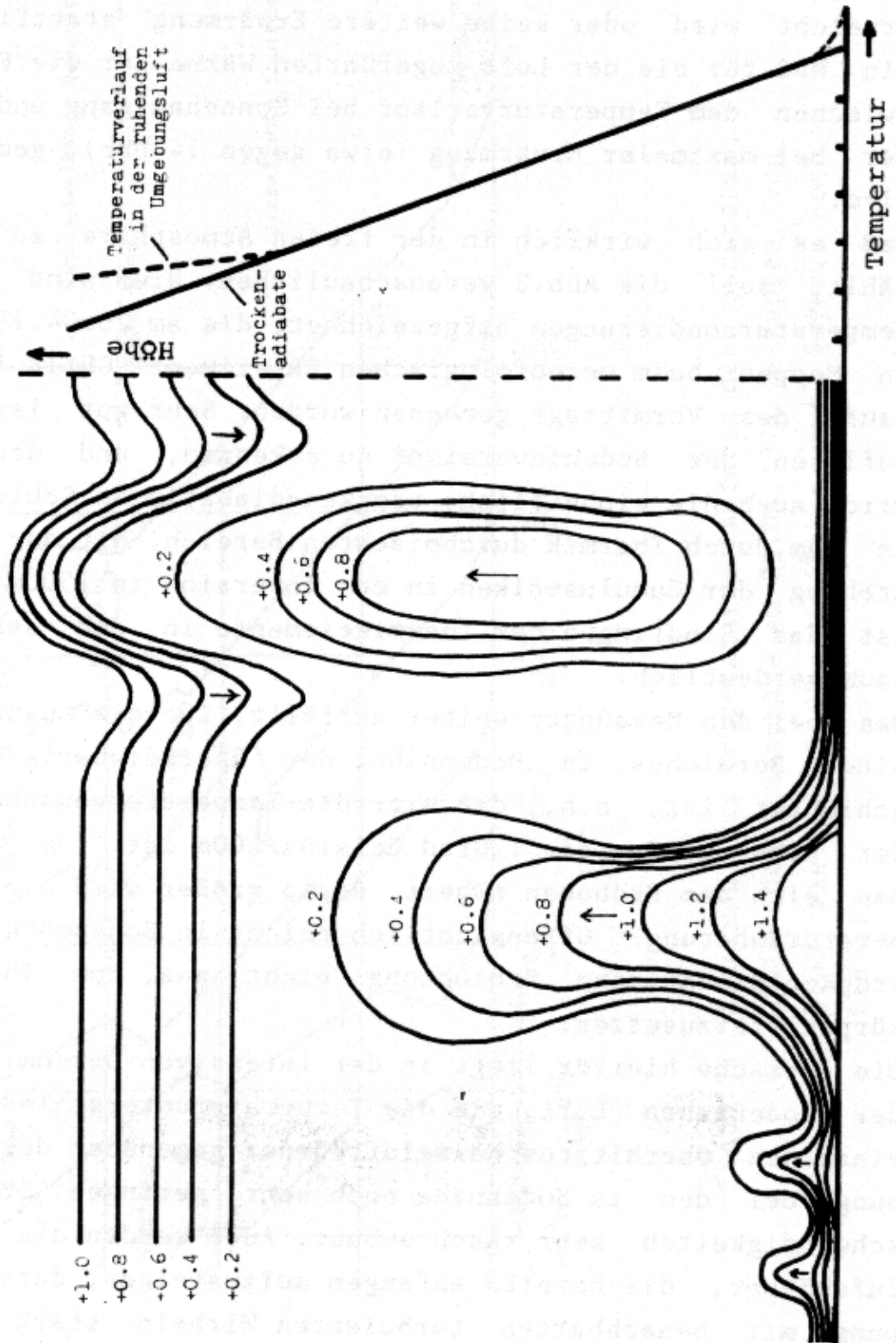
Mit der Erwärmung der auf dem Boden aufliegenden Luftschicht bilden sich örtlich über besonders erhitzten Flächen Warmluftkörper, die bei einem ausreichenden horizontalen Temperaturgefälle zur kühleren Umgebung (etwa 2 Grad Celsius) aufsteigen können, da wärmere Luft eine geringere Dichte besitzt und damit leichter ist als die Umgebungsluft. Die aufsteigende Luft kühlt sich trocken-

adiabatisch* ab, d.h., daß sie durch Verrichtung von Ausdehnungsarbeit beim Aufstieg in Bereiche mit geringerem Luftdruck an Wärme verliert. Beendet wird der Aufstieg erst, wenn als Folge der adiabatischen Abkühlung (trockenadiabatisch 1 Grad Celsius/100m) die Temperatur des aufsteigenden Körpers unter die Temperatur der Umgebungsluft absinkt und der Aufstieg abgebremst ist.

Mit dem Aufsteigen von Luftkörpern ist ein ausgleichendes Absinken zwischen den Steiggebieten verknüpft (Abb.1). Die Abwärtsbewegung ist mit einer trockenadiabatischen Erwärmung verbunden. Da an der Obergrenze des thermisch durchmischten Raumes die aufsteigende wie absinkende Luft etwa gleiche Temperatur haben, stellt sich im weiteren Verlauf auch der gleiche trockenadiabatische Temperaturgradient in der Umgebungsluft ein. Das heißt, daß die Schichtung im allgemeinen im thermisch durchmischten Raum adiabatisch, also indifferent* ist. Neue, stärker erwärmte Thermikkörper steigen in dem adiabatisch geschichteten Bereich auf und stoßen in die darüber liegende stabilere, noch nicht durchmischte Zone. Die Atmosphäre wird

mit * sind Begriffe gekennzeichnet, zu denen im Anhang eine Erläuterung zu finden ist.

Abb.1: Auslösung eines thermischen Aufwindes aus einer überhitzten bodennahen Luftschicht. Die Isolinien stellen Linien gleicher Temperaturabweichung vom trockenadiabatischen Temperaturverlauf in dem dargestellten Höhenbereich dar. (nach Verfasser, 1978)



also allmählich von unten her trockenadiabatisch aufgeschichtet, und zwar so lange, bis das Kondensationsniveau erreicht wird oder keine weitere Erwärmung stattfindet. Ein Maß für die der Luft zugeführten Wärme ist die Fläche zwischen dem Temperaturverlauf bei Sonnenaufgang und dem, der bei maximaler Erwärmung (etwa gegen 14 Uhr) gemessen wird.

Daß es sich wirklich in der freien Atmosphäre so verhält, soll die Abb.2 veranschaulichen. Hier sind sechs Temperatursondierungen aufgezeichnet, die am 26.04.1974 in Meppen beim meteorologischen Experiment "GREIV I" im Laufe des Vormittags gemessen wurden. Sehr gut ist das Auflösen der Bodeninversion* zu erkennen, und deutlich wird auch die einheitliche trockenadiabatische Schichtung in dem durch Thermik durchmischten Bereich. Mit der Entstehung der Cumuluswolken in der Inversion in 1500m Höhe ist das Eindringen der Thermikelemente in den stabilen Raum verdeutlicht.

Was bei den Messungen weiter auffällt, ist die Ausbildung eines Bereiches in Bodennähe, der überadiabatisch geschichtet ist, d.h., daß hier die Temperaturabnahme mit der Höhe größer als 1 Grad Celsius/100m ist. Je weiter man sich dem Erdboden nähert, desto größer wird die Temperaturänderung. Offensichtlich reicht in Bodennähe eine trockenadiabatische Schichtung nicht aus, um Thermikkörper freizusetzen.

Die Ursache hierfür liegt in der intensiven Durchmischung der bodennahen Luft, die die Temperaturunterschiede der einzelnen überhitzten Wärmeluftkörper gegenüber der Umgebung bei den in Bodennähe noch sehr geringen Steiggeschwindigkeiten sehr rasch abbaut. Auch werden die Wärmeluftkörper, die bereits anfangen aufzusteigen, durch Reibung mit benachbarten turbulenten Wirbeln stark abgebremst. Erst wenn die Schichtung so labil geworden ist, daß bei geringem Aufsteigen eines Luftkörpers der Auftrieb aufgrund der anwachsenden Übertemperatur sehr groß wird, kann er die bodennahe Luftschicht verlassen und

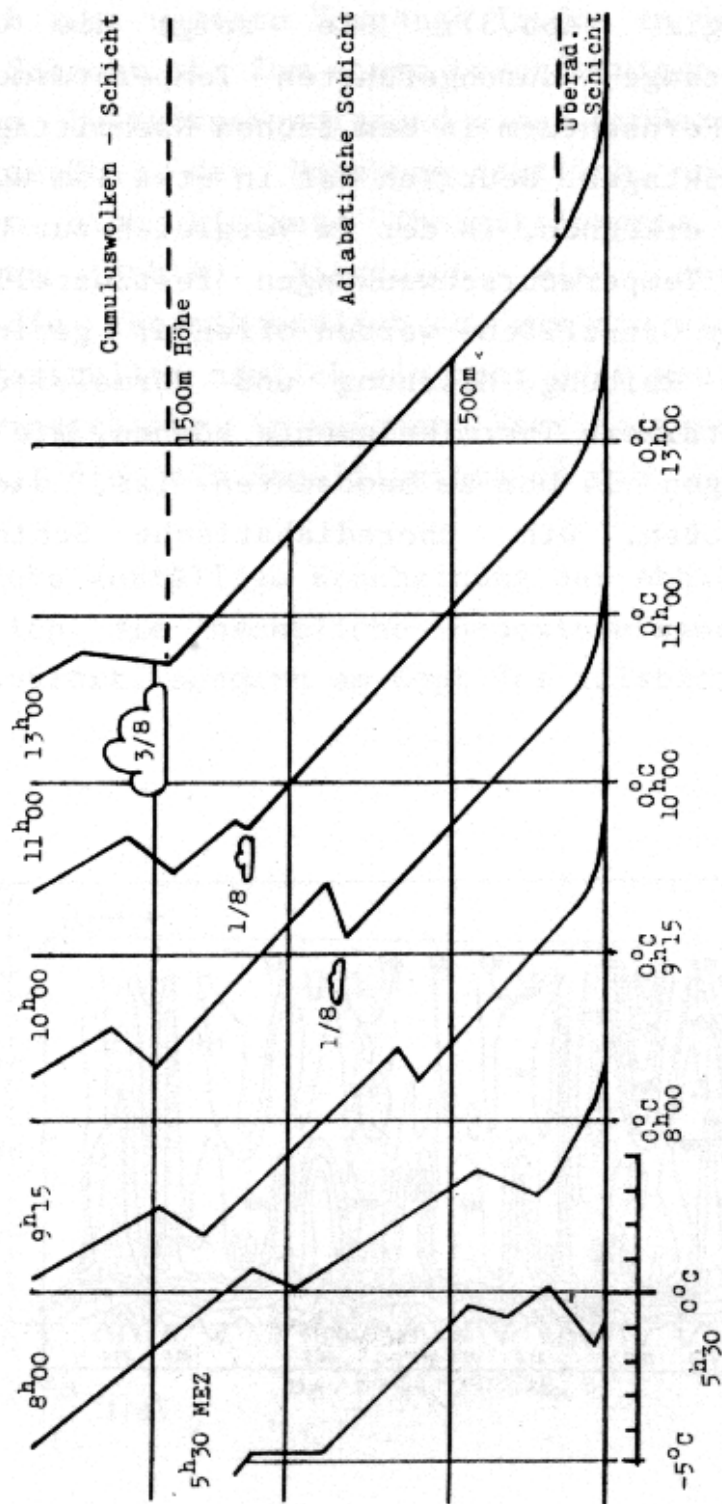


Abb.2: Änderung des Temperaturverlaufs in den untersten 2000m der Atmosphäre am 26.04.1974 in Meppen von 5:30 bis 13:00 Uhr. (Daten aus Beyer, Roth (1976))

weiter aufsteigen.

Eine interessante Darstellung der Rolle der bodennahen überadiabatischen Luftschicht findet man in W.Georgii's Buch "Flugmeteorologie" (Abb.3): Sie zeigt die von G.Fritsche und R.Stange durchgeführten Temperaturmessungen am Leipziger Fernsehturm in den frühen Nachmittagsstunden eines Thermiktages. Deutlich ist in etwa 15m Höhe eine Grenzfläche zu erkennen, in der im Vergleich zur Umgebung nur geringe Temperaturschwankungen festzustellen sind. Bis zu dieser Grenzfläche werden offenbar geringe Überhitzungen durch Reibung, Mischung und Wärmeleitung abgebaut, und nur stärkere Thermikelemente können, wie in der Darstellung gegen 14 Uhr zu beobachten ist, diese Grenzfläche durchstoßen. Die überadiabatische Schicht

wirkt also praktisch wie eine Art Filter, der nur Luftpakete aufsteigen läßt, die ein ausreichendes horizontales Temperaturgefälle zur Umgebung aufweisen.

Aber noch zwei weitere Vorgänge laufen in der überadiabatischen Schicht ab: Zum einen beschleunigen sich die aufsteigenden Luftpakete aufgrund einer größeren Übertemperatur gegenüber der Umgebung deutlich, und zum andern vereinigen sich kleinere Thermikelemente zu größeren, kräftigeren (Abb.4). Hierdurch wird oberhalb dieser Schicht die Thermik endlich so, wie sie sich dem Segelflieger darstellt, nämlich als mehr oder weniger ausgedehnte Aufwindgebiete, in welchen Vertikalgeschwindigkeiten vorliegen, die ein Segelflugzeug in die Höhe befördern können.

Eine andere auffällige Erscheinung der Abb.2 ist, daß offensichtlich die nächtliche Bodeninversion sich nicht einfach auflöst, sondern am Kopf des adiabatisch geschich-

teten Bereichs mit angehoben wird, und erst in größeren Höhen endgültig verschwindet. Daß das auch wirklich in der Praxis zu beobachten ist, wird jeder bestätigen können, der beim Ausfliegen der ersten Bärte des Tages vor Erreichen der Auslösetemperatur für Cumuluswolkenbildung an der Obergrenze der thermisch durchmischten Schicht gelangt ist. Hier läßt das Steigen im allgemeinen sehr rasch nach, was auf das Eindringen der Thermik in die angehobene Bodeninversion hindeutet. Dieses Anheben der Bodeninversion ist zum einen dadurch zu erklären, daß die aufsteigenden Luftpörper jeweils in die vorhandene Inversion eindringen und dabei der Temperatursprung am Kopf des Aufwindes erhalten bleibt. Zum anderen sinkt aus der wärmeren Umgebung der Aufwinde in der stabilen Zone Luft trockenadiabatisch erwärmend ab. Somit bleibt eine Schicht mit rascher Temperaturzunahme auch in der Umgebung der Aufwinde erhalten (siehe hierzu auch Abb.1).

I.2 Die Auslösung thermischer Aufwinde

Die Auslösung thermischer Aufwinde läßt sich am besten anhand der im Abschnitt I.1 erklärten Zweiteilung des Konvektionsraumes* erläutern. Die unterste etwa 100m dicke Luftschicht ist durch einen überadiabatischen Temperaturgradienten, d.h., eine Temperaturabnahme mit der Höhe von mehr als 1 Grad Celsius/100m, gekennzeichnet. Die darüberliegende Schicht zeichnet sich dadurch aus, daß sich in ihr aufgrund der Durchmischung durch eine Vielzahl von auf- und absteigenden Luftkörpern ein trockenadiabatischer Temperaturgradient (1 Grad Celsius/100m) entwickelt.

Um die Auslösung der einzelnen Warmluftblasen zu verstehen, muß man sich die bodennahe labile Schicht ansehen. Labil geschichtet bedeutet zunächst nur, daß zwangsweise aus dem Gleichgewicht gebrachte Luftpakete Kräfte erfahren, die sich noch weiter aus der Ausgangslage fortbewegen. Labile Schichtung bedeutet nicht, daß etwa spezifisch leichtere Luft unter spezifisch schwererer liegt. Erst bei einer noch größeren Temperaturabnahme von mindestens 3,4 Grad Celsius/100m ist die Bedingung für "schwerere Luft über leichtere Luft" gegeben (Georgii, 1956).

Tatsächlich werden größere Temperaturabnahmen als 3,4 Grad Celsius/100m (an Thermiktagen) in Bodennähe häufig gemessen. Direkt sichtbar wird dies, wenn z.B. über erhitzten Straßenbelägen eine Spiegelung von Gegenständen auftritt. Die Spiegelung ist nur dadurch möglich, daß die Strahlen auf eine spezifisch und damit auch optisch dünnere Luftschicht auftreffen. Ein Beobachter stellt dann unter geeignetem Blickwinkel diese Spiegelung fest.

Noch nicht erklärt ist, wieso bei einem so großen Temperaturgradienten nicht die labile Luftschicht als ganzes mit der darüberliegenden schwereren Luft ausgetauscht wird. Der Grund ist der, daß auch eine labil geschichtete bodennahe Schicht einen Gleichgewichtszustand darstellt. Erst

eine Störung, die dafür sorgt, daß leichtere Luft neben schwerere gelangt, gibt der leichteren die Möglichkeit, die bodennahe Schicht zu verlassen. In jedem Landschaftsraum gibt es solche Ursachen für die Entstehung horizontaler Temperaturunterschiede innerhalb der labilen bodennahen Schicht. Über ebenem Gelände werden unterschiedliche Oberflächen, z.B. Felder im Wechsel mit Wäldern oder Wiesen, durch die Einstrahlung unterschiedlich erhitzt. Dies wirkt sich auf die darüberliegende Luft aus, indem dort ebenfalls horizontale Temperaturunterschiede auftreten. Ist ein Gelände nicht eben, sondern geneigt, so ist auch die überhitzte Luftschicht am Boden geneigt, die Temperatur daneben in größerem Abstand vom Untergrund aber niedriger (Abb.5).

Unter Windeinfluß treten immer dann Störungen in der labilen Luftschicht am Boden auf, wenn ein Hindernis die Luft zu Vertikalbewegungen zwingt. Stellt man sich beispielsweise vor, ein Luftkörper mit der Temperatur von 20

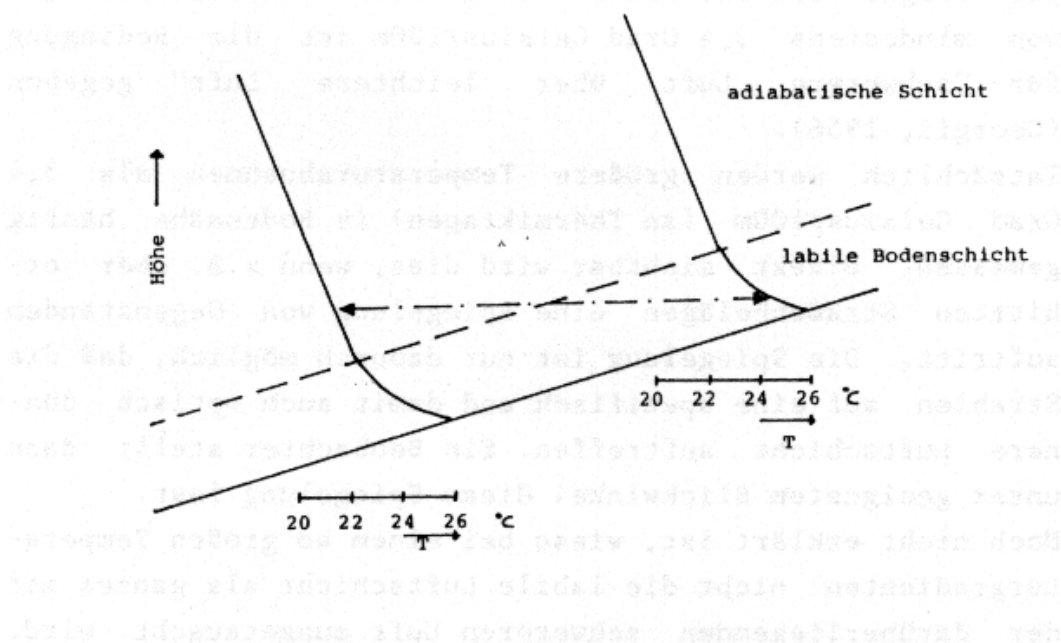


Abb.5: Bei geneigtem Untergrund sind horizontale Unterschiede der Temperatur zwangsläufig.

Grad Celsius am Boden werde an einer Waldkante um 10m angehoben (Abb.6). Nach der Hebung hat er sich um 0,1 Grad Celsius abgekühlt und besitzt eine Temperatur von 19,9 Grad Celsius. Die Umgebungsluft dagegen hat entsprechend dem Verlauf des Temps* eine Temperatur von 17 Grad Celsius, und ist somit deutlich schwerer als der angehobene Luftkörper. Der notwendige Ausgangsimpuls ist somit gegeben.

Abb.7 veranschaulicht den weiteren Aufstieg des Luftkörpers, sowie die Bahn und die Struktur des gesamten Aufwindes. Die Pfeile sollen das Nachströmen bodennaher Luft darstellen.

Wie sind nun aus diesen Überlegungen praktische Schlüsse für die Thermiksuche zu ziehen? Sehr treffend schlägt Helmut Reichmann (1975) hierzu vor, "in Gedanken spazieren zu gehen", d.h., die unten liegende Landschaft nach wärmeren und kälteren Stellen zu erkunden, Strömungs-

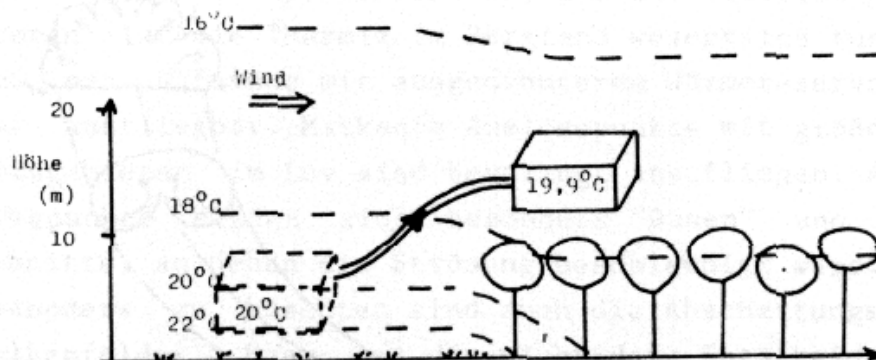


Abb.6: Durch erzwungenen Aufstieg an Hindernissen gewinnen Luftkörper eine ausreichende Übertemperatur zum weiteren freien Aufsteigen.

hindernisse zu erkennen, ansteigendes und abfallendes Gelände zu berücksichtigen.

Einige neue Regeln lassen sich neben den von Helmut Reichmann in seinem Buch "Streckensegelflug" aufgestellten formulieren, wenn man zusätzliche Überlegungen einbezieht:

1) Es gibt immer übergeordnete und untergeordnete Einflüsse auf die Thermikauslösung. Eine gedankliche Bewertung verschiedener Einflüsse ist notwendig:

Bei schwachen Wind oder Windstille spielt die unterschiedliche Erwärmung des Geländes die entscheidende Rolle.

Bei mäßigem Wind wird die Thermik sowohl durch lokal überhitzte Gebiete als auch durch das Abreißen an Hindernisse ausgelöst. Die Auslösung von Thermik an Hindernissen ist ein Grund, warum die herkömmliche Vorstellung, daß Wälder Absink- und Felder Aufwärtsbewegungen hervorrufen, allgemein nicht richtig ist. Über Wäldern findet man häufig Aufwinde, da die Waldkanten bevorzugt Gebiete der Thermik-

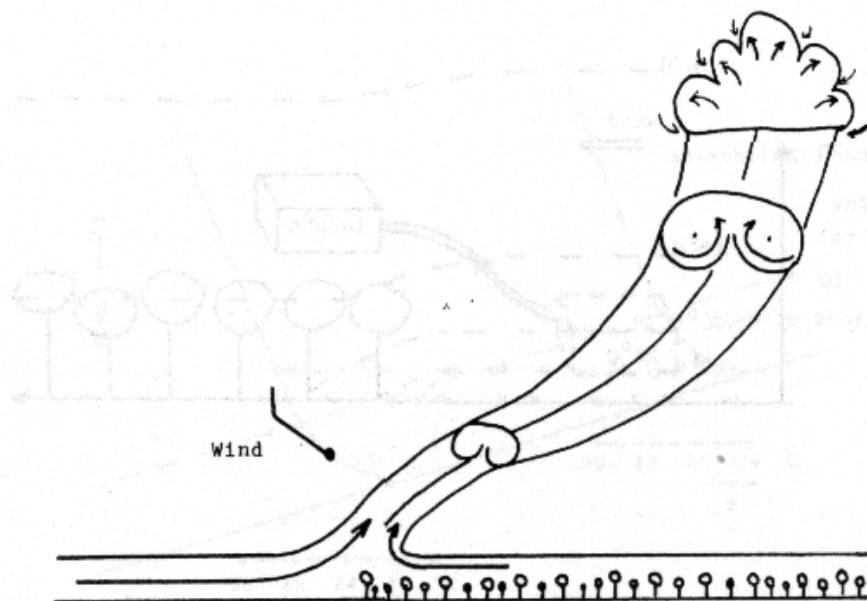


Abb.7: Bahn eines Aufwindes nach Auflösung an einer Waldkante.

auslösung sind und die Bärte mit dem Wind versetzt über Wäldern anzutreffen sind. Erfahrungsgemäß sind Kahlschläge häufig Ausgangspunkte kräftiger Aufwinde. Wälder können aber auch direkt die Quelle von Aufwinden sein. So kann sich die bodennahe Luft in den auf sandigen Böden stehenden, lichten Kiefernwäldern des norddeutschen Flachlandes nahezu unbeeinflusst vom Wind aufheizen. Ähnliches gilt im Frühjahr für die dann noch laubfreien Wälder der Mittelgebirge.

Die Geländeneigung kann ebenfalls zum wesentlichen Faktor bei der Auslösung werden. Die Sonnenhänge erwärmen sich stärker und sind besonders dann thermikauslösend, wenn sie im Luv liegen. Vielfach ist dann der Grad des Bergrückens der Auslösepunkt der Thermik.

Bei kräftigem Wind sind in flachem und bergigem Gelände Unterschiede festzustellen. In flachem Gelände ist es allgemein weniger turbulent, wodurch die Aufwinde leichter ausfliegbar sind. Eine Auslösung durch reine Überhitzung in Bodennähe tritt kaum noch auf, stattdessen sind Hindernisse, z.B. Waldkanten, die wichtigen Thermikauslöser.

Durch die Höhe der Hindernisse und ihr vielfältiges Auftreten ist die Thermik im Bergland wesentlich turbulenter und nur Aufwinde mit ausgedehnterem Wärmereservoir sind gut ausfliegbar. Markante Auslösepunkte mit größeren Aufheizgebieten im Luv sind bevorzugt anzufliegen. Als Auslösepunkte eignen sich besonders "Düsen" und Hangeinschnitte, an denen die Strömung beschleunigt wird.

Besonders zu beachten sind auch die Abschattungen durch Wolkenfelder. Hier ist die wichtigste Entscheidung, die sonnenbeschienenen Gebiete anzufliegen. Der Grund liegt darin, daß in abgeschatteten Gebieten sehr rasch die Oberflächentemperatur und damit auch bodennahe Lufttemperatur abnimmt.

2) Ebenfalls wichtig ist es, die Wahrscheinlichkeit zu bedenken, die ein angeflogener Auslösepunkt für Thermik hat. In einer sehr einheitlich bewachsenen und orogra-

phisch ungegliederten Landschaft sind die wenigen Auslösepunkte auch sichere Auslösepunkte. Beispielsweise sind Waldlichtungen in großen Waldgebieten und Düsen an Bergflanken relativ sichere Thermikquellen. Diese Punkte können auch ohne großes Absaufrisiko niedriger angeflogen werden. Im Extremfall können solche Punkte sogar zu festen Thermikquellen werden, d.h., gar keine Pausen in der Thermikentwicklung zeigen.

Sind prinzipiell vom Gelände her viele Auslösepunkte möglich, so sollte man auch möglichst viele von ihnen anfliegen, und somit bereits in ausreichender Höhe mit der Thermiksuche beginnen. Man sollte sich die Höhe so einteilen, daß man immer noch rechtzeitig die am sichersten erscheinende Thermikquelle anfliegen kann.

I.3 Die Struktur des Aufwindes

Wie sieht nun der einzelne Aufwind aus, welche Bewegungen laufen also in ihm selbst und um ihn herum ab?

Die Vorstellung eines Luftkörpers, der sich unbeeinflusst von der Umgebung aufwärts bewegt, erweist sich als unrealistisch. Meteorologische Modellversuche helfen hier eine bessere Vorstellung zu bekommen.

Die Abbildungen 8 und 9 zeigen Beispiele von Laborversuchen in Flüssigkeiten von P.M. Saunders. Es sind die Stromlinien einer "Blase" (Abb.8) und eines "Schlauches" (Abb.9) in einer dichteren Umgebung dargestellt. die Ähnlichkeit zur Thermik in der Atmosphäre ist dadurch gegeben, daß in beiden Fällen die Ursache für die Bewegung der Dichteunterschied zur Umgebung ist. Der Fall der "Blase" läßt sich am besten als ein Ringwirbel beschreiben, der sich einerseits insgesamt in der Umgebung bewegt und

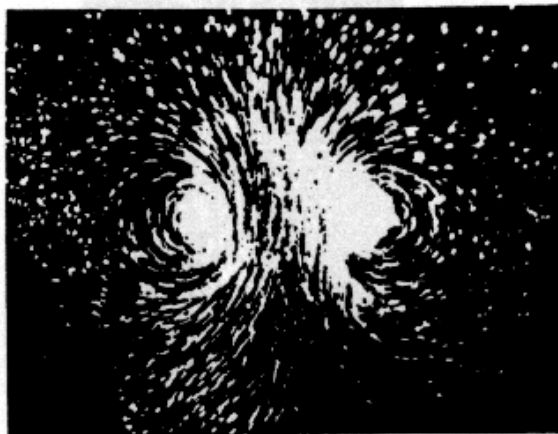


Abb.8: Modellversuch zur Veranschaulichung des Strömungsfeldes bei Thermikblasen, (Photographiert von P.M. Saunders, Turner, 1979)

andererseits durchströmt wird. In Bezug auf die absolute Bewegung bedeutet dies, daß im Kern höhere Aufwindgeschwindigkeiten vorliegen als sie die Blase selbst besitzt. In den Randgebieten kommt es durch Reibung mit der Umgebungsluft zu geringeren Vertikalgeschwindigkeiten. Durch die Durchmischung im Randbereich (Entrainment*) wird Umgebungsluft mit in die Wirbelströmung einbezogen. Somit verbreitert sich der Wirbel im Laufe der Zeit und der Dichteunterschied zur Umgebung wird abgebaut. Bekanntlich sind Aufwindgebiete in der Atmosphäre i.a. vertikal länger gestreckt. Deshalb wird die Abb.9 einige Sachverhalte der Thermik besser darstellen. Die langgestreckte Form ergibt sich im Modellversuch durch die länger andauernde Zuführung von Flüssigkeit. In der Atmosphäre entspricht dies dem Nachströmen warmer bodennaher Luft unter einer abgelösten Blase. Auch in diesem Fall sind am Rand Verwirbelungen zu erkennen, die die gleiche Wirkung wie die bei der Blase haben. Hierdurch verbreitert sich der Schlauch mit der Höhe und der Dichteunter-

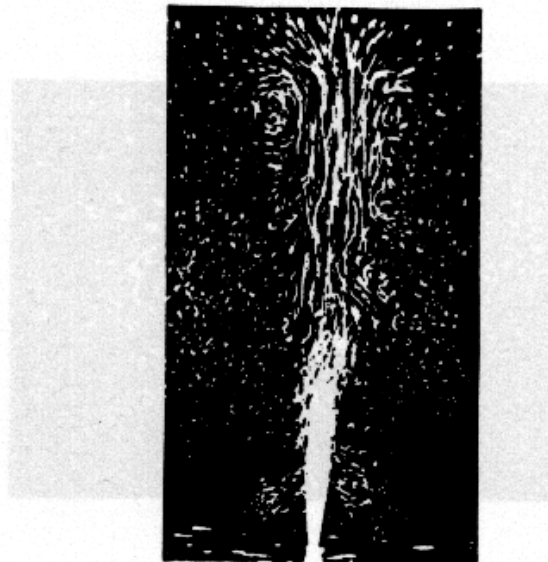


Abb.9: Modellversuch zur Veranschaulichung des Strömungsfeldes bei Thermikschläuchen. (Photographiert von P.M.Saunders, Turner, 1979)

schied zur Umgebung wird geringer. Der Kopf des Aufwindschlauches ist dem der Blase recht ähnlich und wird auch bei der Bildung einer Cumuluswolke "sichtbar". Deshalb ist es sehr anschaulich, sich das Aussehen von Cumuluswolken vorzustellen, um daraus auf die Thermik zu schließen. Ähnlich uneinheitlich wie die Cumuluswolken bei verschiedenen Wetterlagen aussehen, ist auch die Thermik anzutreffen. Die Abb.8 und 9 stellen deshalb nur vereinfachte Formen dar. Abb.10 nach Scorer entspricht nach den obigen Überlegungen ebenfalls nur dem Kopf des Aufwindes und stellt nicht den gesamten Aufwind dar.

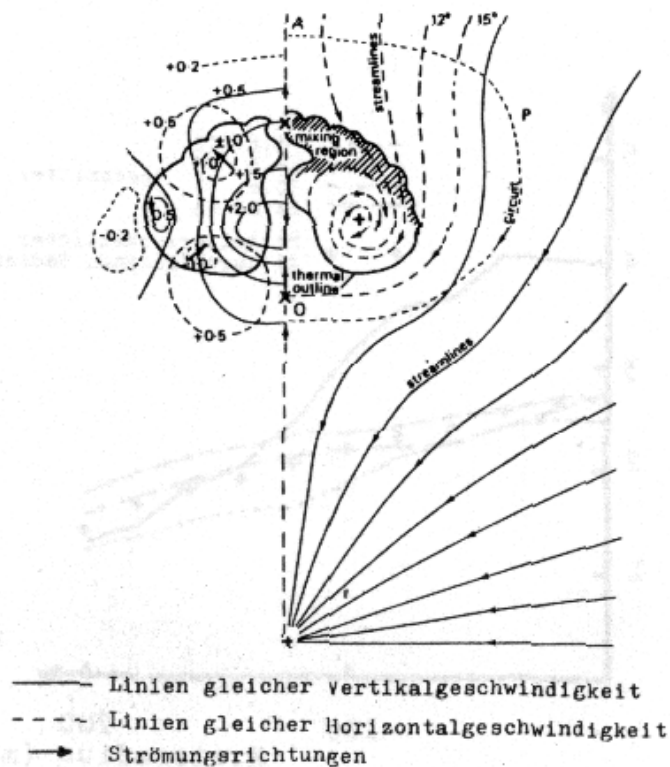


Abb.10: Darstellung des vertikalen und horizontalen Strömungsfeldes einer Thermikblase. (R.S.Scorer, 1978)

Über die Verteilung des Steigens in der Thermik und über den Durchmesser der Aufwinde wurden von verschiedenen Autoren Untersuchungen veröffentlicht. Konovalov unterschied nach der Auswertung von 377 über Estland gewonnenen Aufwindprofilen zwei typische Aufwindverteilungen, zum einen einen weiten flachen Typ mit im Mittel vier Steiggeschwindigkeitsmaxima, und zum anderen einen engeren Typ mit nur einem kräftig ausgebildeten Maximum. Der mittlere Durchmesser betrug 440 bzw. 260m, das maximale Steigen 1,7 bzw. 4m/s. Der mittlere Gradient -also die mittlere Zunahme des Steigens zum Kern- betrug im letzten Fall 0,03m/s pro m (0,03 l/s) (siehe H. Reichmann: Streckensegelflug).

C. Lindemann kommt bei eigenen Untersuchungen im Raum von Oerlinghausen auf einen recht hohen Gradienten von etwa

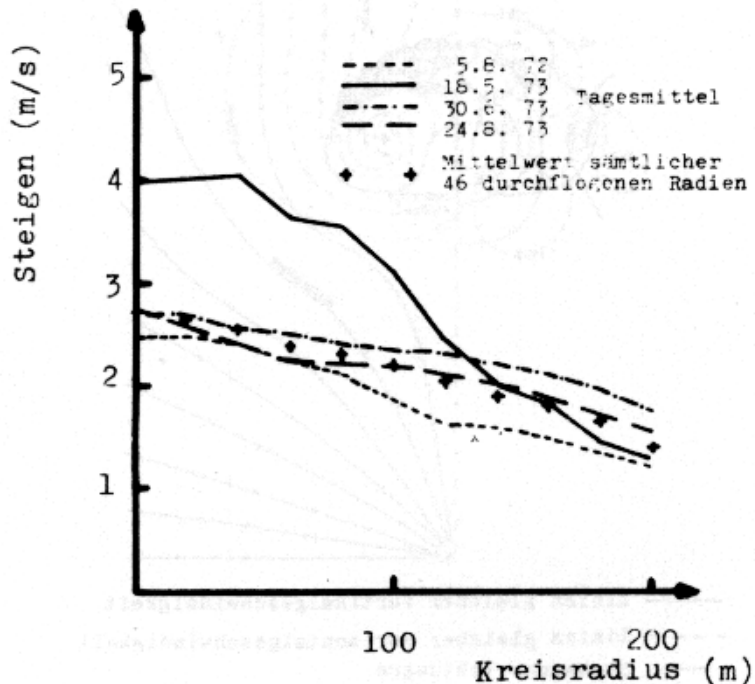
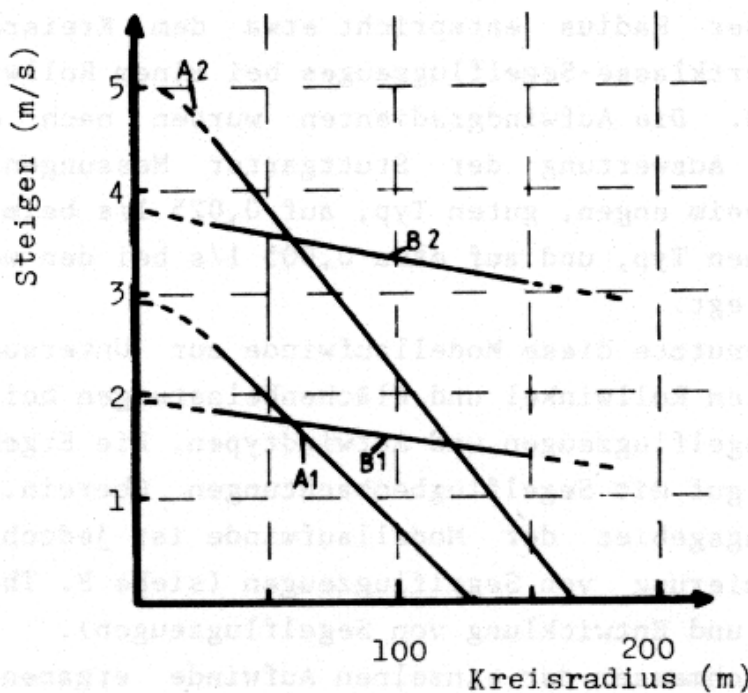


Abb.11: Mittlere Aufwindprofile von 4 Tagen, die mit Hilfe eines Segelflugzeuges bestimmt wurden. (W. Martin, 1974)

0,05 l/s. Im Mittel zeigten seine vermessenen Aufwinde zwei Steiggeschwindigkeitsmaxima. Lindemann erklärt die Vielzahl der Maxima mit dem Zusammenschließen benachbarter Aufwinde.

Die Akaflieg Stuttgart veröffentlichte die Ergebnisse von vier Meßflugtagen im Bereich der Schwäbischen Alb. Auch hier zeigte sich, daß über die Form eines Thermikprofils keine allgemeingültigen Regeln aufgestellt werden können. Ein statistisch erstelltes Durchschnittsprofil zeigt ein-



Aufwindmodelltypen:

A1: eng, schwach B1: weit, schwach

A2: eng, gut B2: weit, gut

Abb.12: Modellaufwindverteilungen zur Berechnung der mittleren Steiggeschwindigkeit von Segelflugzeugen.
(K.H. Horstmann, 1977)

en Gradienten von nur 0,0075 l/s bei einem mittleren Durchmesser der Aufwinde von 600m. Von den vier mittleren Profilen der einzelnen Meßtage zeigt nur der Tag mit dem besten Steigen einen deutlich größeren Gradienten (Abb.11).

Auf den Messungen der Akaflieg Stuttgart basieren auch die Modellaufwindverteilungen von K.H. Horstmann. Er unterscheidet vier Aufwindtypen: einen engen, schwachen und einen engen, guten Typ, sowie einen weiten, schwachen und einen weiten, guten Typ (Abb.12). Die Aufwindprofile sind so definiert, daß sowohl der enge als auch der weite Typ bei einem Kreisradius von 60m um das Steigzentrum die gleiche Steiggeschwindigkeit von 1,75m/s bzw. 3,5m/s besitzen. Dieser Radius entspricht etwa dem Kreisradius eines Standardklasse-Segelflugzeuges bei einem Rollwinkel von 40 Grad. Die Aufwindgradienten wurden nach einer zusätzlichen Auswertung der Stuttgarter Messungen auf 0,035 l/s beim engen, guten Typ, auf 0,025 l/s beim engen, schwachen Typ, und auf etwa 0,005 l/s bei den weiten Typen festgelegt.

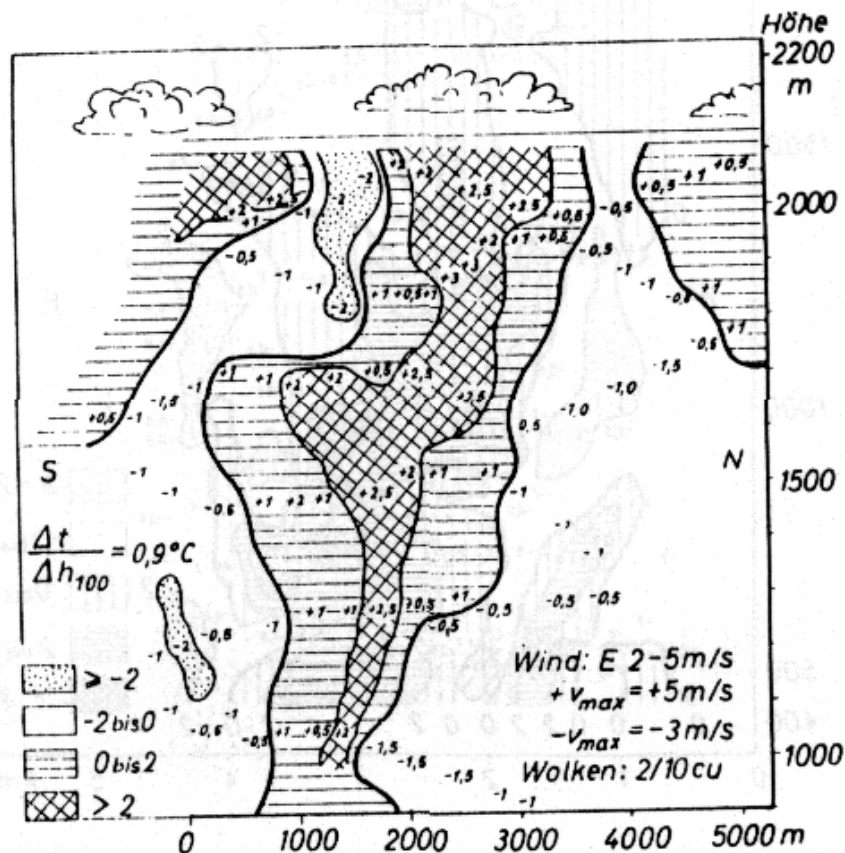
Horstmann benutzte diese Modellaufwinde zur Untersuchung der günstigsten Rollwinkel und Flächenbelastungen bei verschiedenen Segelflugzeugen und Aufwindtypen. Die Ergebnisse stimmen gut mit Segelflugbeobachtungen überein. Das Hauptanwendungsgebiet der Modellaufwinde ist jedoch die Entwurfsoptimierung von Segelflugzeugen (siehe F. Thomas: Konstruktion und Entwicklung von Segelflugzeugen).

Für den Durchmesser der einzelnen Aufwinde ergaben die Untersuchungen eine allgemeine Zunahme mit der Höhe.

Lindemann kommt auf mittlere Durchmesser von 400m im unteren Thermikbereich, im oberen Bereich auf Werte von etwa 800m. Bei Konovalovs Messungen ließ das Steigen bei Annäherung an die Cumuluswolkenbasis nach. Mit der Verringerung des Steigens war auch eine Verkleinerung des Durchmessers der Aufwinde verbunden. Innerhalb des unteren Bereiches ähnelten die Ergebnisse denen von Lindemann.

Die offensichtlich sehr großen Durchmesser der Thermik stehen scheinbar im Widerspruch zur Erfahrung beim Thermikfliegen. Das beste Steigen wird i.a. mit Querneigung von 40 Grad und einem entsprechenden Kreisdurchmesser von nur 120m erreicht. Hierfür sind zwei Gründe zu nennen. Zum einen hat sich bei den Messungen gezeigt, daß starke Thermik zwar auch großflächig sein kann, aber gerade im Bereich des geflogenen Kreisradius den stärksten Gradienten besitzt (siehe Abb.11, 18.5.1978). Zweitens ist es wichtig, daß ein ausgedehntes Aufwindgebiet häufig aus mehreren Teilaufwinden gebildet wird und somit auch mehrere ausfliegbare Zentren hat.

Die Abb.13a und b zeigen nun zwei von Ursula Vieweg-Pielsticker vermessene Beispiele für die verschiedenar-



tigen Strukturen von Aufwinden. In Abb.13a ist das vermessene Feld der Vertikalbewegungen unter einer flachen Cumuluswolke zwischen 900 und 2100m Höhe zu sehen. Deutlich ist die Vergrößerung des Durchmessers des schlotartigen Aufwindes erkennbar, er nimmt von 1km in 900m Höhe auf 2km in 2000m zu. Gleichzeitig verbreitert sich der Aufwindkern mit einer Steiggeschwindigkeit von mehr als 2m/s. Abb.13b zeigt einen wesentlich unregelmäßigeren Verlauf der Steiggeschwindigkeit mit der Höhe. Das Aufwindfeld

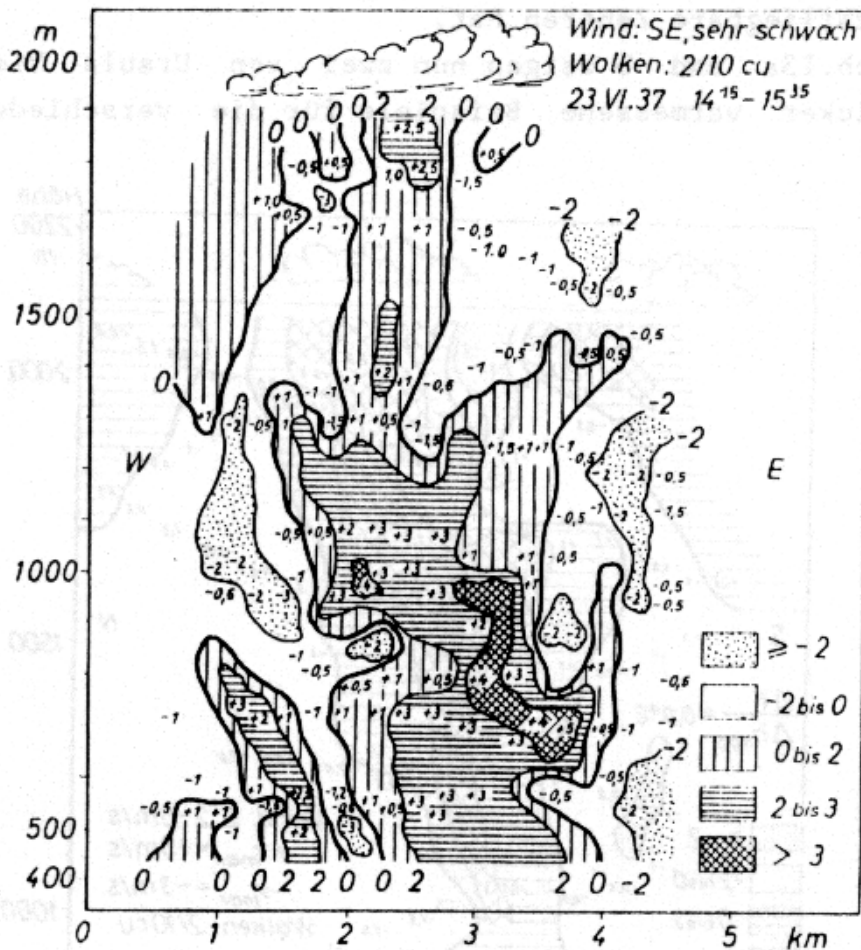


Abb.13b: Felder der Vertikalbewegung unter abgeplatteten Cumuli. (Georgii, 1956)

holt Aufwinde mit Perioden von 12 bis 15 Minuten ablösen, und stellt somit ein Beispiel für pulsierende Thermik dar. In 1800m Höhe befindet sich ein Aufwindkern von 2,5m/s Steiggeschwindigkeit, der nach unten an Energie verliert. Zwischen 500 und 1300m folgt ein frischer Aufwindstoß.

Die beiden Beispiele verdeutlichen, daß ein Aufwind-schlauch unterschiedliche vertikale Erstreckung haben kann, die im wesentlichen von der Größe des Wärmereservoirs am Boden abhängt. Es können somit Aufwinde durchgehend vom Boden bis zu einer Cumuluswolke angetroffen werden, oder aber im pulsierenden Fall nur in einem begrenzten Höhenintervall.

I.4 Der Aufwind unter Windeinfluß

In den vorangegangenen Beschreibungen der Aufwindstruktur wurde der Windeinfluß unberücksichtigt gelassen. Doch wie steht ein Aufwind bei Wind in der Atmosphäre? Steht er senkrecht unter einer Cumuluswolke und driftet er mit der Strömung, oder steht er schräg, mit dem Wind versetzt?

Die Antwort auf die letzte Frage beantwortet Helmut Reichmann in seinem Buch "Streckensegelflug" mit Hilfe dreier Abbildungen in der Form, daß beides möglich ist. Bei Aufwinden mit fester Thermikquelle verläuft das Steiggebiet mit dem Wind versetzt. Bei länger anhaltender Warmluftnachfuhr verharzt der Aufwind damit ortsfest im Lee des Auslösers oder der Warmluftquelle. Dementsprechend muß eine sich hier bildende Cumuluswolke ebenfalls stationär bleiben. Beobachtungen dieser stationären Cumuli bei Wind zeigen, daß sie sich -ähnlich wie Lenticulariswolkenständig auf der Luvseite aufbauen und im Lee zerfallen.

Wie groß der Windeinfluß auf einen aufsteigenden Thermikkörper ist und wie sich ein veränderndes Wind- und Vertikalgeschwindigkeitsprofil eines Aufwindes auswirken, zeigt das linke Beispiel der Abb.14. Ausgegangen wird hier von einer durchaus realistischen vertikalen Aufwindgeschwindigkeitsverteilung, die in 100m ein Steigen von 1m/s aufweist und bis in 400m auf 2,5m/s ansteigt. Darüber soll die Vertikalgeschwindigkeit bis 800m konstant sein und dann schließlich bis zur Basis einer gut ausgebildeten Cumuluswolke bis auf 4m/s wieder zunehmen. Die sich bei dem abgebildeten realistischen Windprofil ergebende Bahnkurve eines trägheitsfrei aufsteigenden Thermikkörpers läßt nun folgende Schlüsse zu:

- Stationäre Aufwinde beschreiben schon bei geringen Windgeschwindigkeiten eine stark geneigte Bahnkurve,
- bei zunehmender Vertikalgeschwindigkeit oder abnehmender Windgeschwindigkeit bei konstantem Steigen steilen sich die Aufwinde auf,

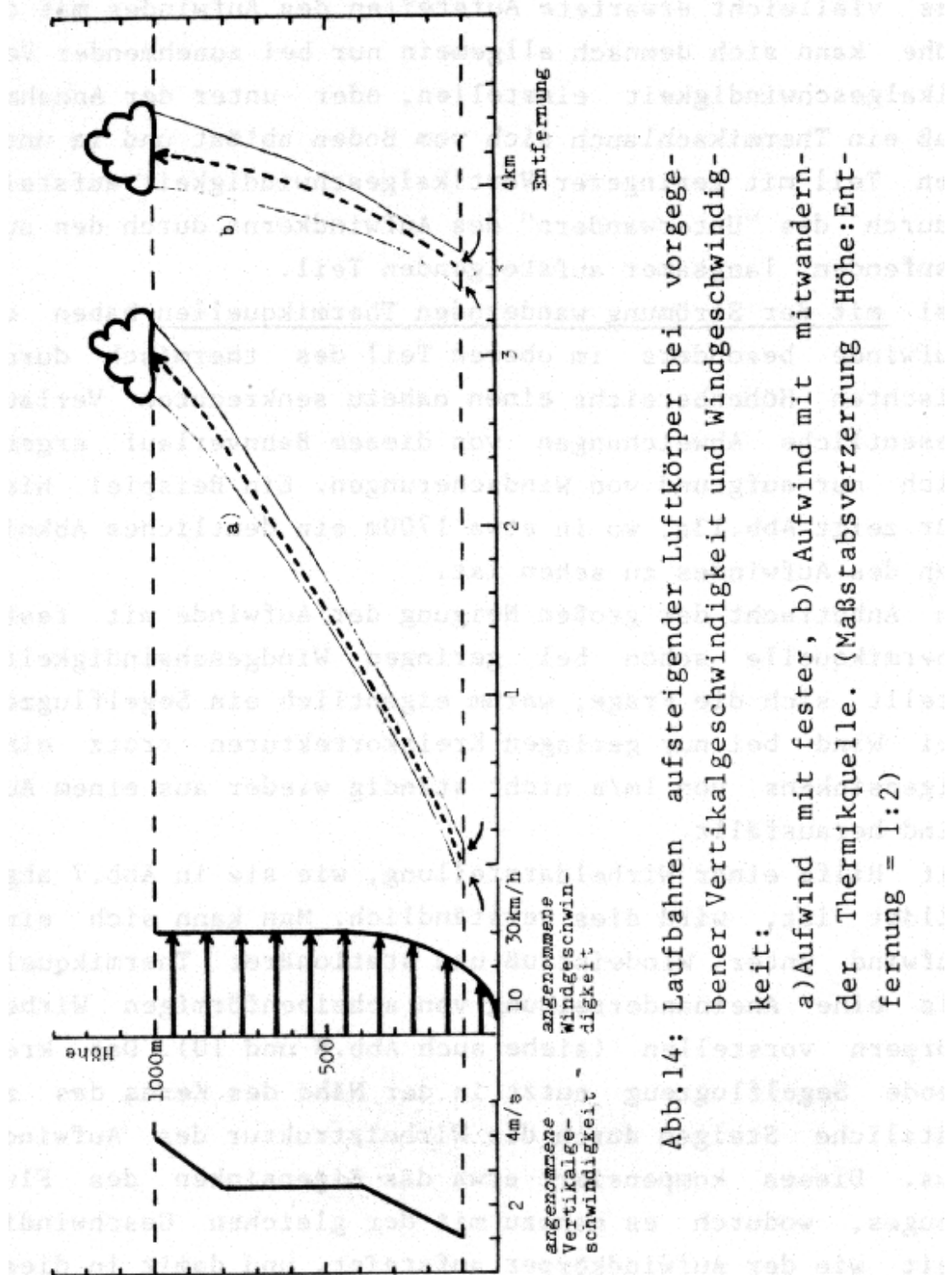


Abb.14: Laufbahnen aufsteigender Luftkörper bei vorgegebener Vertikalgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit:

a) Aufwind mit fester, b) Aufwind mit mitwandernder Thermikquelle. (Maßstabsverzerrung Höhe:Entfernung = 1:2)

- bei abnehmender Vertikalgeschwindigkeit oder zunehmender Windgeschwindigkeit bei konstantem Steigen verflacht die Bahnkurve.

Das vielleicht erwartete Aufsteilen des Aufwindes mit der Höhe kann sich demnach allgemein nur bei zunehmender Vertikalgeschwindigkeit einstellen, oder -unter der Annahme, daß ein Thermikschlauch sich vom Boden ablöst und im unteren Teil mit geringerer Vertikalgeschwindigkeit aufsteigt - durch das "Unterwandern" des Aufwindkerns durch den auslaufenden, langsamer aufsteigenden Teil.

Bei mit der Strömung wandernden Thermikquellen haben die Aufwinde besonders im oberen Teil des thermisch durchmischten Höhenbereichs einen nahezu senkrechten Verlauf. Wesentliche Abweichungen von diesem Bahnverlauf ergeben sich nur aufgrund von Windscherungen. Ein Beispiel hierfür zeigt Abb.13a, wo in etwa 1700m ein deutliches Abknicken des Aufwindes zu sehen ist.

In Anbetracht der großen Neigung der Aufwinde mit fester Thermikquelle schon bei geringen Windgeschwindigkeiten stellt sich die Frage, warum eigentlich ein Segelflugzeug bei Wind bei nur geringen Kreiskorrekturen trotz eines Eigensinkens von 1m/s nicht ständig wieder aus einem Aufwind herausfällt.

Mit Hilfe einer Wirbeldarstellung, wie sie in Abb.7 abgebildet ist, wird dies verständlich. Man kann sich einen Aufwind unter Windeinfluß und stationärer Thermikquelle als eine Aneinanderreihung von scheibenförmigen Wirbelkörpern vorstellen (siehe auch Abb.8 und 10). Das kreisende Segelflugzeug nutzt in der Nähe des Kerns das zusätzliche Steigen durch die Wirbelstruktur des Aufwindes aus. Dieses kompensiert etwa das Eigensinken des Flugzeuges, wodurch es nahezu mit der gleichen Geschwindigkeit wie der Aufwindkörper aufsteigt, und damit in diesem verbleibt.

I.5 Rotierende Aufwinde

Ein ewiger Streitpunkt unter den Segelfliegern ist, ob sich die Aufwinde nun um ihre Hochachse drehen oder nicht. Staubteufel oder hochwirbelne Blätter lassen ein Rotieren der Aufwinde zumindest in Bodennähe vermuten. Doch sollen sich die Aufwinde bei Durchmessern von einigen hundert Metern in größeren Höhen auch noch drehen?

1983 veröffentlichte T.Hauf Untersuchungen zu dieser Frage. Die Auswertung von Meßflügen unter Wolkenstraßen über der Deutschen Bucht ergaben zum Teil deutliche Windrichtungsänderungen innerhalb von Cumuluswolken (Abb.15a). Diese Windrichtungsänderungen ließen sich nur durch ein Rotieren der Aufwinde, die die Wolken gebildet hatten, erklären (Abb.15b).

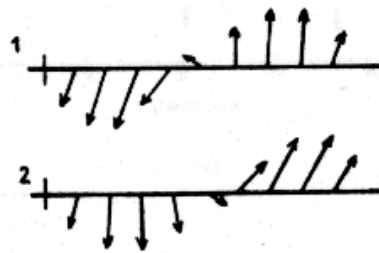


Abb.15a: Gemessene Abweichungen des Windes von der mittleren Strömung beim Durchfliegen einer Cumuluswolke (Aufsicht). (T.Hauf, 1983)

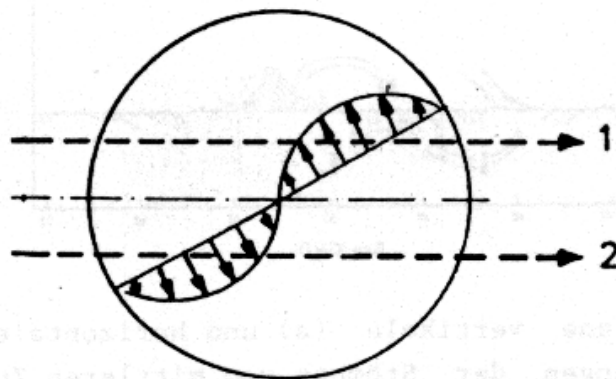


Abb.15b: Skizze eines horizontalen Wirbels, der die in Abb.15a gemessenen Windabweichung auf den eingezeichneten Flugwegen erklärt. (T.Hauf, 1983)

Ähnliche Windrichtungsänderungen zeigen auch die Fesselballonvermessungen von Aufwinden in und unter Cumuluswolken von M. Kitchen und S.J. Caughey (Abb.16).

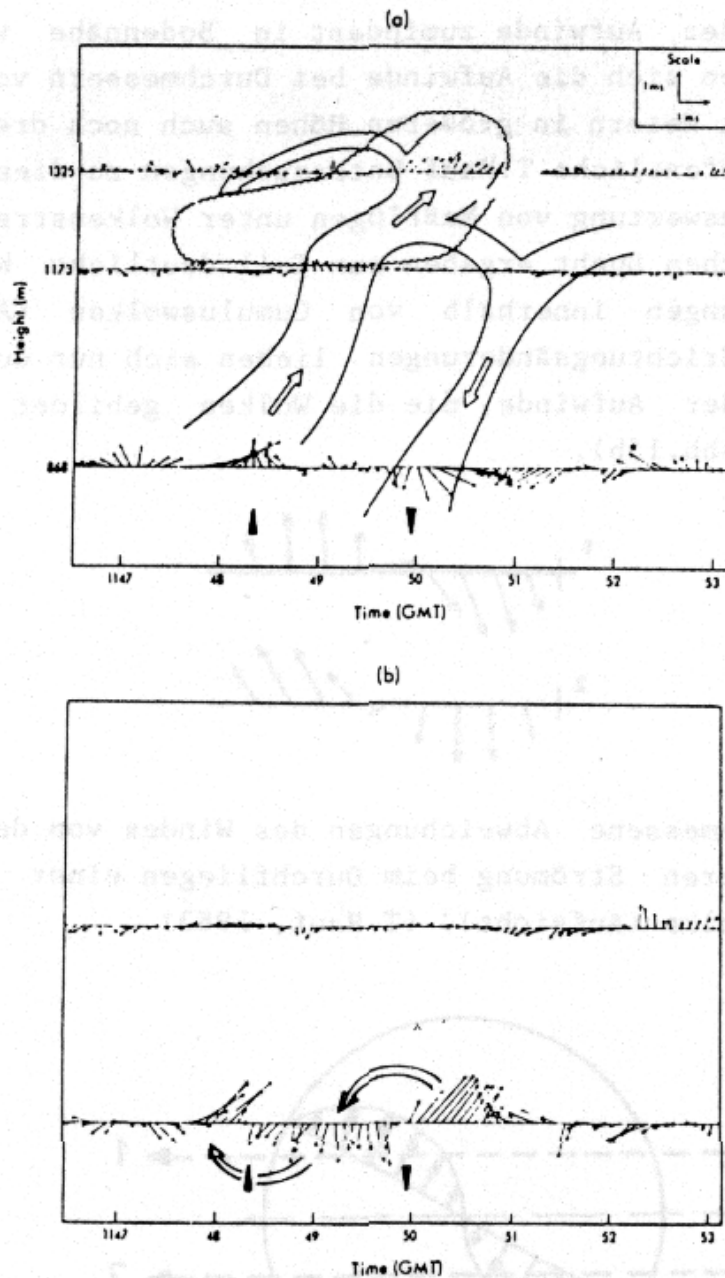


Abb.16: Gemessene vertikale (a) und horizontale (b) Abweichungen der Stömung vom mittleren Zustand im Bereich einer Cumuluswolke. (M. Kitchen und S.J. Caughey, 1981, 1982)

Die Rotation eines Aufwinds entsteht in Bodennähe aufgrund eines starken Druckfalls in dem jeweiligen Auslösungsgebiet. Zum Ausgleich des damit verbundenen starken Druckgradienten strömt sofort von allen Seiten Luft nach innen. Die Luft beginnt nun zu rotieren, um über die mit der Rotation verbundene Zentrifugalbeschleunigung das weitere Einströmen der Luft ins Zentrum zu verhindern. Dabei spielt sich ein Gleichgewicht zwischen Druckgradient und Zentrifugalkraft ein, das den Aufwindschlauch stabilisiert. Die Corioliskraft wirkt sich bei der Ausdehnung eines Aufwinds noch nicht auf die Bewegungen aus, sodaß es keine bevorzugte Rotationsrichtung geben dürfte.

Die Rotation scheint sich nach der Untersuchung von Hauf auch bis in große Höhen zu erhalten. Von den zehn vermessenen Aufwinden rotierten acht, zwei gegen und sechs im Uhrzeigersinn. Die maximale Rotationsgeschwindigkeit lag zwischen 1,4 und 2,7m/s, der Durchmesser der Wirbel zwischen 480 und 2300m.

Die Antwort auf die alte Streitfrage muß also lauten, daß die Aufwinde tatsächlich zum Teil rotieren.

I.6 Der typische Abstand zwischen den Aufwinden

Auch zu dieser Frage gibt es einige Veröffentlichungen. So kam Konovalov auf einen typischen Abstand der Aufwinde von 2,5km bei einer mittleren Basis in etwa 1500m Höhe. Lindemann ermittelte bei einer mittleren Höhe der thermisch durchmischten Schicht von 1300m ebenfalls einen Abstand von etwa 2,5km. Dabei vergrößerte sich die Entfernung mit der Höhe, was den Schluß zuläßt, daß sich kleinere Aufwinde zur Höhe hin zu größeren zusammenschließen (siehe Abb.4).

Der Streckenanteil mit Aufwinden betrug bei den Untersuchungen etwa 25 bis 30% der Gesamtmeßstrecke.

Zu berücksichtigen ist bei diesen Zahlenangaben die Definition eines Aufwindes. Nach Konovalov sind Aufwinde Steiggebiete mit mehr als 1m/s Steigen der Luft über mindestens 150m, nach Lindemann müssen die Steiggebiete mehr als 1,5m/s Steigen über mindestens 100m besitzen. In einem kreisenden Segelflugzeug würde das ein mittleres Steigen von etwa 0 bis 0,5m/s ergeben.

R.H.Johnson führte über Texas Messungen zur Bestimmung des Abstandes von brauchbaren Aufwinden mit Hilfe von Segelflugzeugen durch. Die Flüge fanden sowohl bei Blau-thermik als auch bei Wolken-thermik mit kleinen Cu statt, wobei diese als Thermiksuchhilfen benutzt wurden. Die Messungen fanden also unter Bedingungen statt, wie sie etwa dem normalen Streckensegelflug entsprechen. Die hierbei gemessenen Entfernungen weichen deutlich von denen von Konovalov und Lindemann ab. Der mittlere Aufwindabstand betrug 10 km. Es ergab sich eine Abhängigkeit des Thermikabstandes von der Thermikraumhöhe mit einem Verhältnis von 10:1, d.h., daß bei einer Basis von 1000m Höhe die brauchbaren Aufwinde einen Abstand von 10km haben.

I.7 Das mittlere Sinken zwischen den Aufwinden

Wie groß ist nun das mittlere, das Aufsteigen in den Aufwinden kompensierende* Sinken der Luft? Auch hierzu hat R.H.Johnson bei seinen Segelflugmessungen Untersuchungen durchgeführt (gleiche Bedingungen wie bei I.6 beschrieben). Die Messungen ergaben zwischen den einzelnen Aufwinden ein mittleres Sinken der Luft von etwa 10% des Nettosteigens des Segelflugzeuges. Die einzelnen Werte variierten allerdings stark zwischen Werten nahe Null und mehr als 30% des Nettosteigens.

Johnson zog aus seinen Untersuchungen interessante Schlüs-

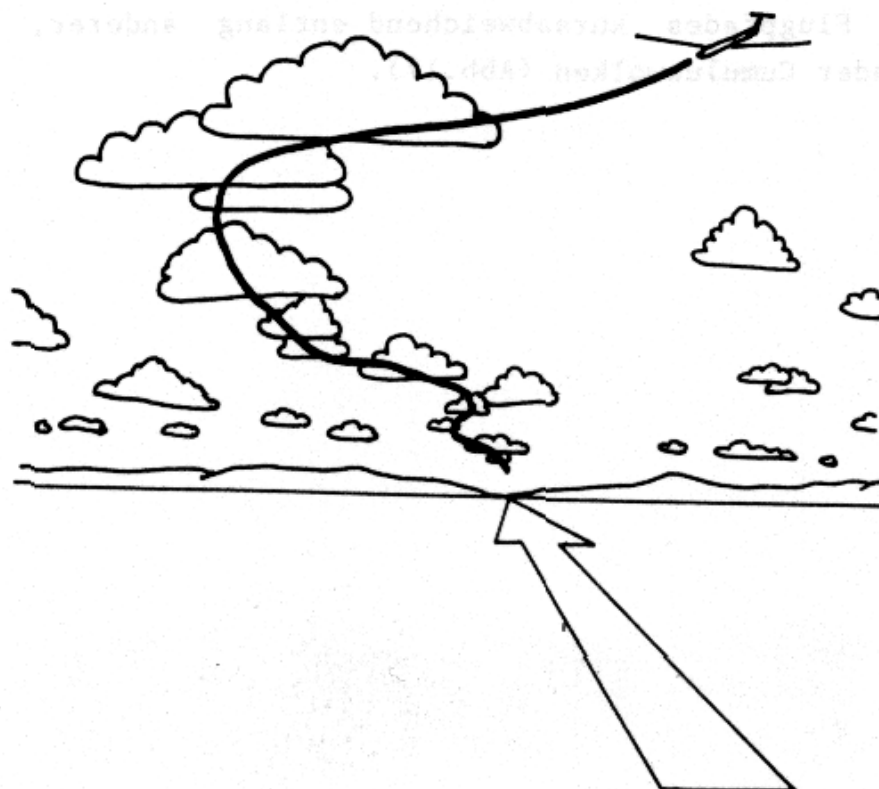


Abb.17: Beispiel eines optimierten, vom Kurs abweichenden Flugpfades entlang nicht aufgereihter Cumuluswolken.

se auf die tatsächlich unter normalen Thermikbedingungen ausfliegbare Gleitzahl eines Segelflugzeuges zwischen den einzelnen Aufwinden. So bleibt von der Gleitzahl 36 eines Standard Cirrus bei einem mittleren, im Segelflugzeug abgelesenen Bruttosteigen von 2m/s eine Gleitzahl von 26 übrig.

An dieser Stelle sollte aber noch betont werden, daß häufig die tatsächlich auf Streckenflügen erflogene Gleitzahl zwischen den kreisend ausgenutzten Aufwinden deutlich über dem eben genannten Wert liegt und sogar das beste Gleiten des Segelflugzeuges übertreffen kann. Voraussetzung hierfür ist eine optimierte Kurswahl zwischen den Steiggebieten. Die Optimierung erfolgt durch leichtes Variieren des Kurses jeweils in Richtung von Gebieten mit geringerem Sinken oder besserem Steigen, oder durch Wahl eines Flugpfades kursabweichend entlang anderer, näher liegender Cumuluswolken (Abb.17).

I.8 Die vertikale Verteilung des Steigens im Aufwind

Die verschiedenen Vermessungen von Aufwinden ergeben ein recht einheitliches Bild über die vertikale Verteilung des Steigens im Aufwind. So zeigen die Profile ein Maximum bei etwa $1/3$ der Höhe der thermisch durchmischten Schicht. Darüber nimmt das Steigen allmählich wieder ab.

Konovalov fand ein zweites Maximum an Tagen mit Cumulusbewölkung in 100 bis 300m unterhalb der Wolkenbasis, bei weiterer Annäherung an den Cumuli ließ das Steigen wieder nach. Er führt dieses Nachlassen des Steigens im wesentlichen auf das kompensierende Absinken von Luft aus der trockenstabil geschichteten Umgebung der Wolke zurück. Während die Luft in der Wolke sich beim Aufstieg in der ruhenden Umgebungsluft mit einem Temperaturgradienten von etwa $-0,5$ Grad Celsius/100m feuchtadiabatisch abkühlt (etwa $0,5$ Grad Celsius/100m), geschieht das kompensierende Absinken mit trockenadiabatischer Erwärmung (1 Grad Celsius/100m). Erfolgt die Abkühlung bzw. Erwärmung über etwa dem gleichen Höhenintervall -z.B. von der Basis zur Wolkenobergrenze und umgekehrt-, besitzt die abgesunkende Luft an der Basis eine deutlich höhere Temperatur als die aufsteigende Luft ("Föhneffekt"). Die Luft wird im Bereich der Wolkenbasis damit deutlich stabilisiert und das Steigen läßt nach (siehe auch I.1 und Abb.1). Insbesondere wird dieser Effekt bei flachen Cumuluswolken in der Nähe einer Inversion beobachtet.

Bei kräftig ausgeprägter Cumulusbewölkung nimmt das Steigen bei Annäherung an die Basis allgemein stetig zu. In diesen Fällen kann in den Cumuli noch größeres Steigen erwartet werden, das in einer fast trockenadiabatisch geschichteten Umgebungsluft durch das Anwachsen der Übertemperatur des Wolkenwindes aufgrund der geringeren feuchtadiabatischen Abkühlung verursacht wird.

I.9 Der Tagesgang der Thermik

Wie sich die Thermik am Morgen entwickelt, wurde bereits in I.1 und mit Hilfe der Abb.2 dargestellt. Der Zeitpunkt für die Auslösung von ausfliegbarer Thermik, die bei einer Höhe der thermisch durchmischten Schicht von etwa 600m über Grund erreicht wird, hängt von der der Luft über die Bodenfläche zugeführten Wärmemenge und der Schichtung der unteren Atmosphäre bei Sonnenaufgang ab. Je stabiler die Schichtung ist, umso größer muß die an die Luft abgegebene Wärmemenge sein, um die unteren 600m der Atmosphäre trockenadiabatisch zu schichten. Wie groß die für die Auslösung ausfliegbarer Thermik notwendige Wärmemenge ist, kann mit Hilfe eines "thermodynamischen Diagrammpapieres" abgeschätzt werden. Bei einem thermodynamischen Diagrammpapier handelt es sich um ein Formblatt, in dem die von einer Radiosonde gemessenen Daten (Luftdruck, Temperatur und Feuchte) direkt eingetragen werden können, es muß also nicht erst die Höhe der Daten errechnet werden, um die Werte graphisch darzustellen. Der Deutsche Wetterdienst benutzt das "Stüwe-Diagramm" (siehe Abb.18). Die Abszisse (x-Achse) bildet wie bei anderen gebräuchlichen Papieren die Temperatur T , die Ordinate (y-Achse) jedoch der Luftdruck p in der Aufteilung p^K . Dieser Aufbau hat den Vorteil, daß er relativ anschaulich und übersichtlich ist und die Trockenadiabaten Geraden bilden.

Damit die in das Formblatt eingezeichnete Temperaturzustandskurve leichter analysiert werden kann, gibt es in dem Diagrammpapier Hilfslinien. Als dünn ausgezogene, grüne Linien sind von rechts unten nach links oben Trockenadiabaten eingezeichnet, ebenfalls von rechts unten nach links oben als dünn ausgezogene, rote Kurven Feuchtadiabaten, und als unterbrochene, nahezu senkrechte, rote Geraden Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses. Ein Maß der für die Thermikauslösung notwendigen Wärmemenge bildet die Fläche zwischen der Temperaturzustands-

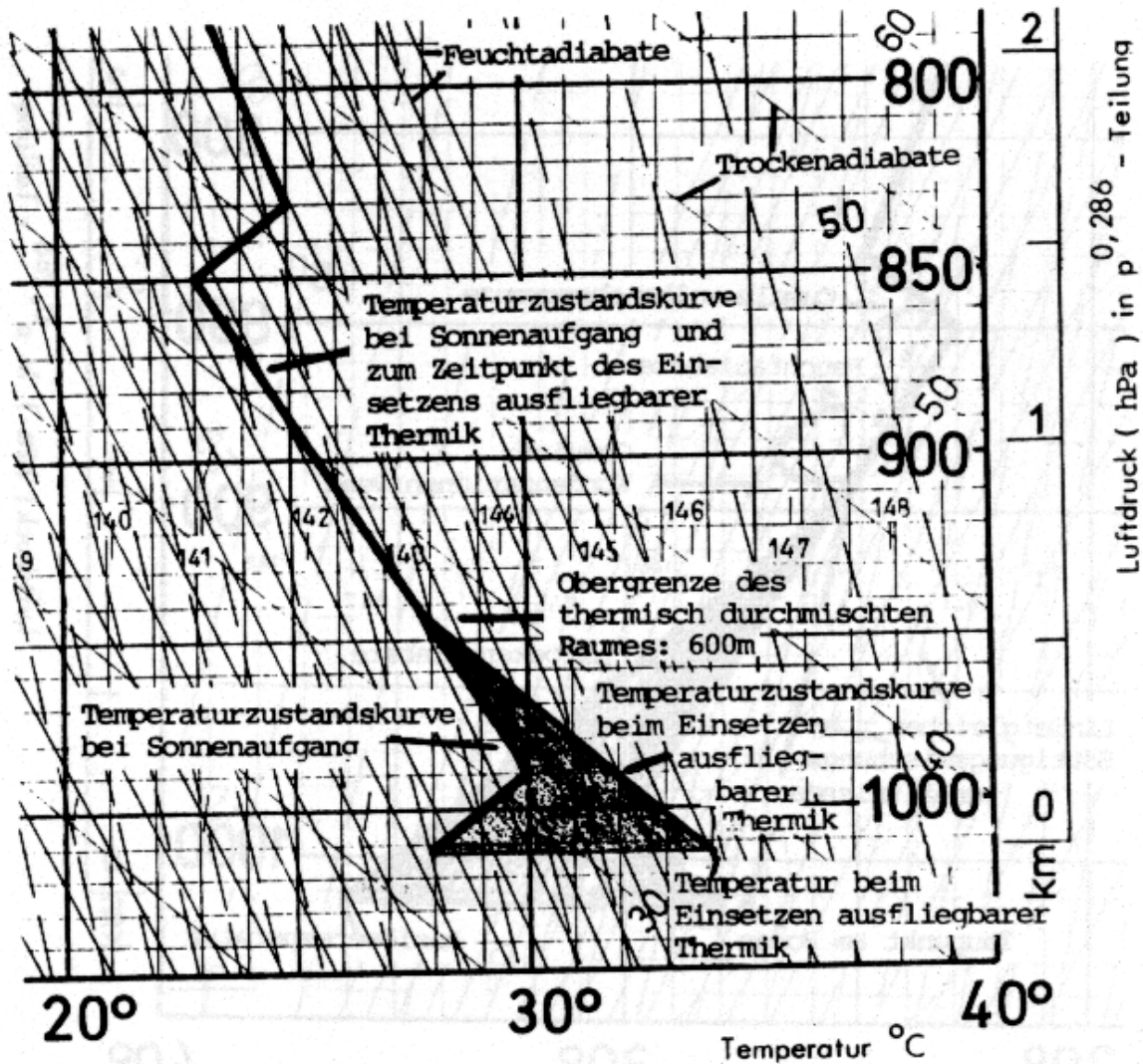


Abb.18: Thermodynamisches Adiabatenpapier mit einem nächtlichen Temperaturverlauf und der Trockenadiabaten, die dem Temperaturverlauf bei einer bis 600m Höhe reichenden thermisch durchmischten Schicht entspricht. Die Fläche zwischen dem nächtlichen TEMP* und der Adiabate charakterisiert die Wärmemenge, die notwendig ist, um die unteren 600m der Atmosphäre trockenadiabatisch zu schichten.

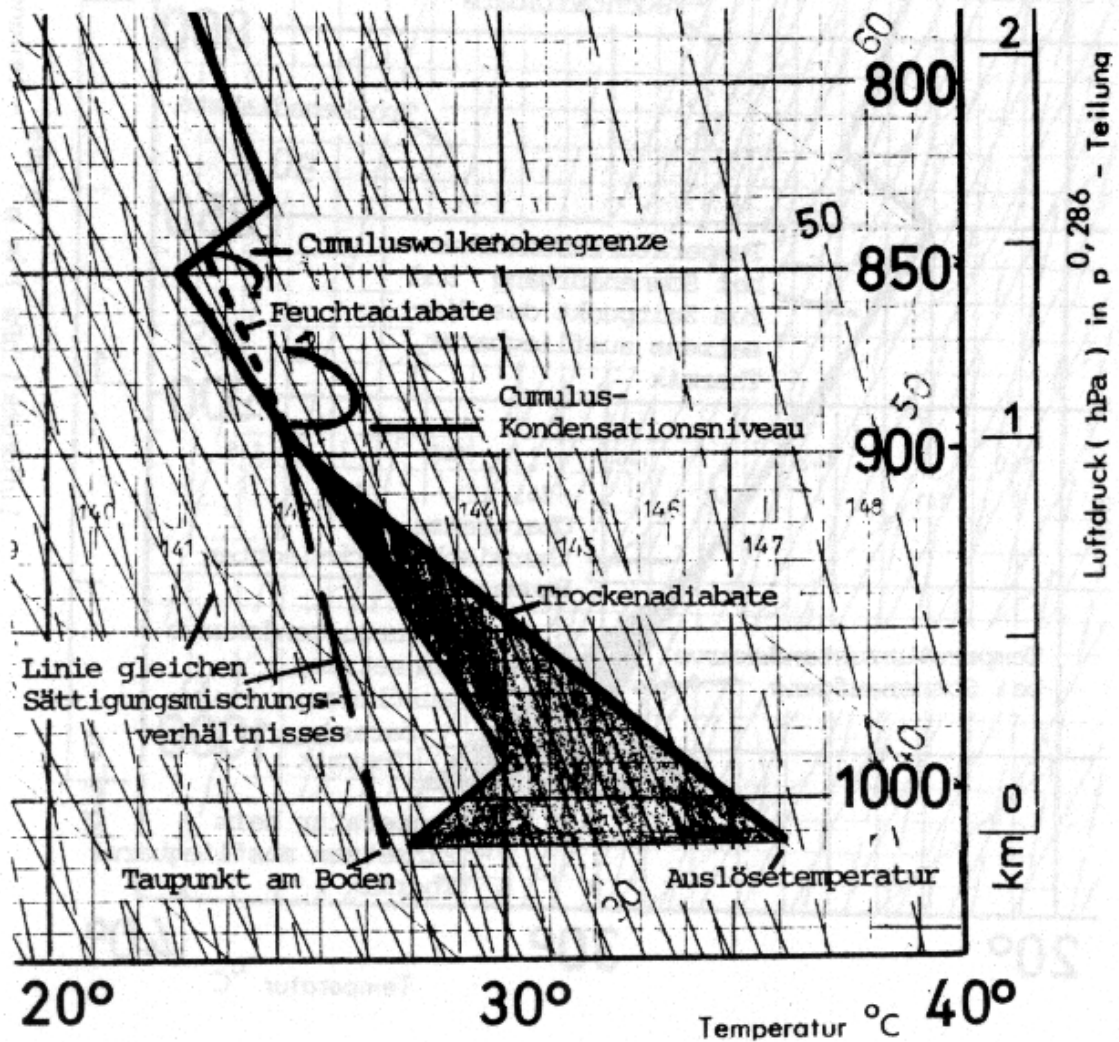


Abb.19: Thermodynamisches Adiabatenpapier mit einem nächtlichen Temperaturverlauf und der Trockenadiabate, die dem Temperaturverlauf bis zum Kondensationsniveau beim Erreichen der Auslösetemperatur entspricht. Das Kondensationsniveau wird mit Hilfe des Adiabatenpapiers bestimmt, indem man entlang einer Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses vom Taupunkt der bodennahen Luft bis zum Schnittpunkt mit der nächtlichen Temperaturzustandskurve geht.

kurve bei Sonnenaufgang und der Trockenadiabaten, die die Temperaturzustandskurve in 600m Höhe berührt (Abb.18). Je größer die Fläche ist, um so mehr Energie muß für die Erwärmung aufgebracht werden.

Die notwendige Wärmemenge für die Auslösung von Cumuluswolken läßt sich auf ähnliche Weise bestimmen. Jetzt wird die Trockenadiabate verwendet, die die Temperaturzustandskurve in der Höhe des Kondensationsniveaus schneidet. Das Kondensationsniveau ermittelt man hierzu mit Hilfe des in Bodennähe gemessenen Taupunkts und den Linien gleichen Sättigungsverhältnisses im Adiabatenpapier. Die Temperatur, die die Trockenadiabate in diesem Fall auf Bodenhöhe anzeigt, wird als "Auslösetemperatur" bezeichnet (Abb.19).

Um den Zeitpunkt für das Einsetzen von ausfliegarer Thermik oder die Auslösung von Cumuluswolken vorherzusagen, muß die Wärmemenge bekannt sein, die der Luft in unseren geographischen Breiten im Sommer bei normaler Boden- und Bodenoberflächenbeschaffenheit im Tagesverlauf durch die Sonneneinstrahlung mit Umweg über die Bodenfläche zugeführt wird. Hierzu hat E.Gold Werte ermittelt, die H.Jaekisch als Grundlage für eine Schablone verwendete, mit deren Hilfe aus dem Adiabatenpapier mit eingezeichnete Temperaturzustandskurve z.B. die Zeit nach Sonnenaufgang bis zur Auslösung von Cumulusbewölkung ermittelt werden kann. Näheres über die Anwendung der Schablone kann Helmut Reichmanns Buch "Streckensegelflug" entnommen werden, in dem das Verfahren anschaulich dargestellt ist.

Mit Hilfe des Energieflächenpapiers von Jaekisch lassen sich wesentliche Hinweise auf die zeitliche Entwicklung der Thermik bis zur Stunde der maximalen Erwärmung gewinnen. Dabei müssen allerdings noch die unterschiedlichen Bewölkungsverhältnisse und Bodenbeschaffenheiten berücksichtigt werden (siehe II.2 und Manfred Kreipl, Buch "Mit dem Wetter Segelfliegen", S.29). Doch wie sieht nun der weitere Tagesverlauf aus?

Auch zu diesem Thema findet man bei Konovalov mit Hilfe von Segelflugzeugen gewonnene Untersuchungsergebnisse. Abb.20 zeigt den mittleren Tagesgang der Thermik von sieben Meßtagen im Juli 1966. Aufgetragen sind der zeitliche Verlauf des maximalen Steigens (1), des mittleren Steigens (2), der Gesamtbedeckung (3), der Bedeckung in geringer Höhe (allgemeine Cumulusbewölkung, 4) und der Lufttemperatur am Boden (5). Von 11 Uhr an stieg die Lufttemperatur bis 14 Uhr -der Zeit der maximalen Erwärmung- um etwa 1,5 Grad C an. Von 15 bis 17 Uhr fiel die Temperatur dann wieder um etwa den halben Wert ab. Der Bedeckungsgrad der Bewölkung hatte sein Maximum gegen 16 Uhr. Sowohl das mittlere als auch das maximale Steigen zeigt eine deut-

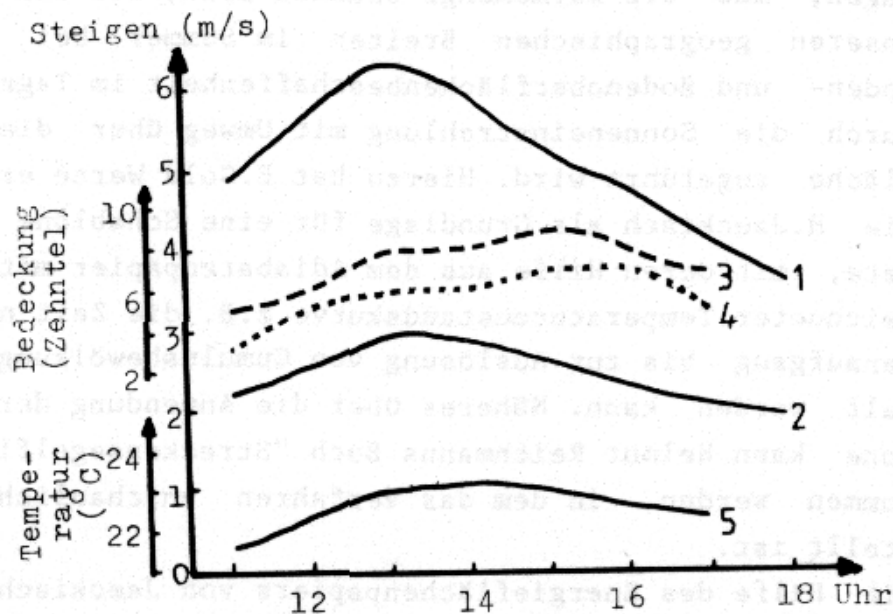


Abb.20: Mittlerer Tagesgang des maximalen Steigens (1), des mittleren Steigens (2), der Gesamtbedeckung (3), der Bedeckung an tiefer Bewölkung (allgemein Cu, 4) und der bodennahen Lufttemperatur (5) von 7 Julitagen des Jahres 1966 bei Orel. (D.A.Konovalov, 1977)

liche Spitze wenig nach 13 Uhr. (Die hohen Werte ergeben sich aufgrund der ebenfalls genutzten Wolken thermik.) Der Anstieg verläuft etwas steiler als das Abfallen der Werte. Das 11-Uhr-Steigen wird am Nachmittag bei wieder nachlassender Thermik etwa gegen 16 Uhr erreicht. Die Maximalwerte des Steigens liegen um etwa $1/3$ über denen des mittleren Steigens.

Von einer "Mittagsflaute" ist in dieser über sieben Tage gemittelten Darstellung nichts zu sehen. Anders ist das bei der Darstellung vom 4. Juli 1966 (Abb. 21). Von 11 bis 14 Uhr nahm die Cumulusbedeckung deutlich von 3 auf $7/10$ zu. Aufgrund der zunehmenden Abschattung wurde der Temperaturanstieg gegen 12 Uhr gestoppt, die Temperatur fiel bis 14 Uhr sogar wieder ab. Gleichzeitig mit der Tempera-

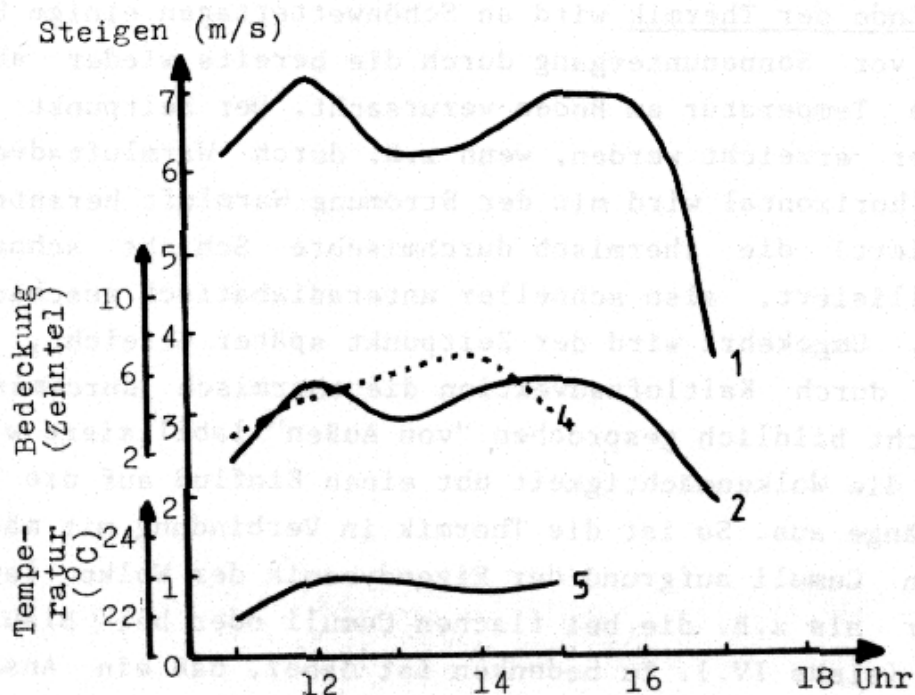


Abb. 21: Tagesgang des maximalen Steigens (1), des mittleren Steigens (2), der Cumulusbedeckung (4) und der bodennahen Lufttemperatur (5) am 4. Juli 1966 bei Orel. (D.A.Konovalov, 1977)

turabnahme verringerten sich auch die Steigwerte. Erst über eine Stunde später besserten sich die thermischen Bedingungen wieder, ein zweites Maximum der Steigwerte wurde bei wieder abnehmender Bedeckung und ansteigender Temperatur gegen 15 Uhr gemessen.

Die Untersuchung von Konovalov läßt den Schluß zu, daß der Bedeckungsgrad an Cumulusbewölkung einen wesentlichen Einfluß auf den Tagesgang der Thermik hat. Bei am Morgen rasch zunehmender Cumulusbewölkung mit einer Bedeckung von mehr als $5/8$ ist demnach gegen Mittag mit einem vorübergehenden Nachlassen der Thermik, also einer "Mittagsflaute", zu rechnen. Das bei geringerer Bedeckung scheinbar nachlassende Steigen in der Mittagszeit ist wahrscheinlich eher rein psychologischer und physiologischer Natur, es ist aus der Untersuchung von Konvalov jedenfalls nicht ableitbar.

Das Ende der Thermik wird an Schönwettertagen einige Stunden vor Sonnenuntergang durch die bereits wieder abnehmende Temperatur am Boden verursacht. Der Zeitpunkt kann früher erreicht werden, wenn z.B. durch Warmluftadvektion* (horizontal wird mit der Strömung Warmluft herantransportiert) die thermisch durchmischte Schicht schneller stabilisiert, also schneller unteradiabatisch geschichtet wird. Umgekehrt wird der Zeitpunkt später erreicht, wenn z.B. durch Kaltluftadvektion die thermisch durchmischte Schicht bildlich gesprochen "von Außen" labilisiert wird. Auch die Wolkenmächtigkeit übt einen Einfluß auf die Thermiklänge aus. So ist die Thermik in Verbindung mit mächtigeren Cumuli aufgrund der Eigendynamik der Wolke langlebiger als z.B. die bei flachen Cumuli oder bei Blauthermik (siehe IV.). Zu bedenken ist dabei, daß ein Anschluß der Thermik aus geringer Höhe dann aber recht schwierig ist.

I.10 Das mittlere Steigen der Aufwinde

Von verschiedenen Meteorologen, so z.B. von Georgii, Saunders und D.Roth, wurde der Versuch unternommen, das mittlere Steigen mit Hilfe von Formeln zu berechnen. Die Ausgangsgleichung war jeweils die Gleichung für den Archimedischen Auftrieb*

$$K = g \cdot (\rho_U - \rho_A) \cdot V$$

wobei K die beschleunigende Kraft, g die Erdbeschleunigung, ρ_A die Dichte der aufsteigenden Luft, ρ_U die Dichte der umgebenden Luft und V das Volumen des Thermikkörpers ist.

Der Archimedische Auftrieb bewirkt eine Beschleunigung des Thermikkörpers, d.h., daß die Vertikalgeschwindigkeit in der Thermik so lange anwachsen müßte, wie sie eine geringere Dichte als die Umgebungsluft hat. Wird die Dichte im Thermikkörper größer als die der Umgebung, bewirkt dies ein allmähliches Abbremsen des Aufsteigens.

Die Gleichung für die Archimedische Beschleunigung b lautet

$$b = g \cdot \frac{\rho_U - \rho_A}{\rho_A}$$

Dichteunterschiede zur Auflösung von Aufwinden ergeben sich in Bodennähe allgemein aufgrund von Temperaturunterschieden. Somit kann die Gleichung für die Auslösung von Aufwinden auch in der Form

$$b = g \cdot \frac{T_A - T_U}{T_U}$$

geschrieben werden, wobei T_A und T_U die absoluten Temperaturen des Aufwindkörpers und der umgebenden Luft mit der Einheit Kelvin (K) sind.

Wie groß sind nun die Temperaturdifferenzen, die zwischen den Aufwindkörpern und der umgebenden Luft bestehen? Bei der Auslösung liegen sie -wie schon in I.1 geschildert- bei etwa 2K. Aufgrund der Mischungsvorgänge mit der Umgebungsluft -wie sie in I.3 beschrieben wurden- müßte sich die Temperaturdifferenz mit der Höhe verringern, später beim Eindringen in die hohen, noch stabil geschichteten Bereiche sogar negativ werden.

Vermessungen von C.Lindemann zeigen tatsächlich für die thermisch durchmischte Schicht erstaunlich geringe Temperaturdifferenzen, sie liegen bei einer mittleren Höhe der durchmischten Schicht von 1300m in 200m Höhe im Mittel bei etwa 0,3 K, in 600m bei 0,15K und in 1000m bei 0 K (siehe Abb.22). Die Maximalwerte haben etwa den doppelten Wert. Entsprechend dieser kleinen Zahlen ist auch der

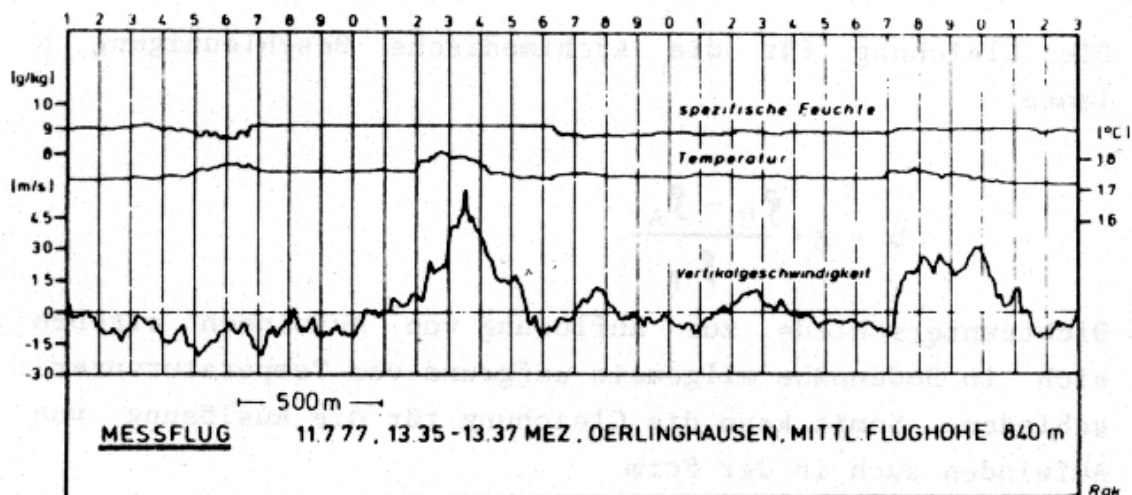


Abb.22: Thermikmessflug mit einem Motorsegler, bei dem Vertikalgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte gemessen wurde. (C.Lindemann, 1982)

mittlere horizontale Temperaturgradient sehr klein, er beträgt 1K auf 160m.

Dichteunterschiede werden zwischen der aufsteigenden Luft und der Umgebungsluft aber nicht nur durch Temperaturunterschiede hervorgerufen, sondern in größeren Höhen auch durch Feuchtigkeitsunterschiede. Feuchtere Luft ist bei gleicher Temperatur leichter als trockene, da in dem Luft-Wasserdampf-Gemisch der Wasserdampf eine geringere Dichte als die Luft besitzt. Die feuchtigkeitsbedingten Dichteunterschiede sind Folge der mit der Höhe im Thermikkörper anwachsenden relativen Feuchte, die sich aufgrund der adiabatischen Abkühlung bei gleichbleibendem Mischungsverhältnis zwischen dem Wasserdampf- und Luftanteil der feuchten Luft ergibt. Die Dichteunterschiede können Werte erreichen, die einer Temperaturdifferenz von 0,5K entsprechen. Sie dürfen damit auf keinen Fall vernachlässigt werden und komplizieren die Formel für die Archimedische Beschleunigung.

Weitere Probleme für eine einfache Anwendung der Auftriebsformel bereiten die Austausch- und Mischungsvorgänge zwischen aufsteigender und umgebender Luft, die vor allem am Kopf des Thermikkörpers die Vertikalbewegung abbremsen. Der Einfluß der Reibungskräfte ist vom Volumen des Thermikkörpers und dessen Vertikalgeschwindigkeit abhängig.

Die Berücksichtigung der Austauschvorgänge in einer Auftriebsformel würde so aufwendig, daß diese Gleichung im normalen Vorhersagedienst nicht praktikabel wäre. So können nur statistische Untersuchungen Hilfen für eine Steiggeschwindigkeitsabschätzung liefern. Es zeigt sich, daß bei unterschiedlich hochreichender Thermik in gleicher Höhe das mittlere Steigen der höher reichenden Aufwinde größer ist. Es besteht offensichtlich eine Rückkopplung zwischen den oberen und unteren Bereichen eines Aufwindes, eine Art "Absaugeffekt" durch die oberen schneller aufsteigenden Teile des Aufwindes.

Das bedeutet, daß höher heraufreichende Aufwinde auch

größere mittlere Steiggeschwindigkeiten besitzen.

Bei gut ausgeprägter Cu-Bewölkung nimmt das Steigen in den letzten 100 Metern unter der Basis i.a. zu. Auch hierfür ist die Ursache der Absaugeffekt, in diesem Falle durch das stärkere Steigen in der Wolke durch die freiwerdende Kondensationswärme. Das wirkt sich auch auf das mittlere Steigen des Aufwindes aus, so daß auch gilt, daß unter besser ausgebildeten Cumuli das mittlere Steigen größer ist. Statistiken, die den Faktor der maximalen Thermikhöhe und der Cumuluswolkenmächtigkeit beinhalten, haben verschiedene Autoren veröffentlicht, so z.B. Kreipl, Lindsay (USA) und Vaillant (Frankr.). Lindsay (1972) hat die wohl handlichste Statistik über das mittlere Steigen von Aufwinden erarbeitet. Sie lautet:

	max. Höhe des trockenad. Aufstiegs	mittl. Steigen
Blauthermik :	1 km	1,0 m/s
	2 km	2,0 m/s
	3 km	3,0 m/s
Thermik mit kleinen Cu :	1 km	1,2 m/s
	2 km	2,4 m/s
	3 km	3,6 m/s
Thermik mit stärkerer Cu-Bewölkung und anhaltender Kaltluftadv.	1 km	1,5 m/s
	2 km	3,0 m/s
	3 km	4,5 m/s

Aus den Angaben für das Verhältnis vom mittleren Steigen zum maximalen Steigen der verschiedenen Autoren kann man allgemein etwa sagen, daß gilt:

$$w_{\max} = \bar{w} + \frac{1}{3} \bar{w}$$

w_{\max} = maximales Steigen \bar{w} = mittleres Steigen

Die Erfahrungen zeigen, daß die Steiggeschwindigkeiten regionale Unterschiede aufweisen. Offensichtlich hat das Aufheizvermögen der Erdoberfläche einen Einfluß auf die Thermikstärke. Je stärker die Aufheizung am Boden ist, desto höher reicht die Thermik, und um so größer ist die Übertemperatur der Aufwinde. Damit verstärkt sich auch das Steigen.

Die bodenspezifischen Thermikstärkefaktoren sind: die Orographie, die Bodenart, die Bodenfeuchte und die Vegetation. Entsprechend den regionalen Bedingungen und den daraus resultierenden thermischen Gegebenheiten müssen thermisch sehr gute Regionen mit einem Aufschlag auf die Thermikstärke, schwächere Regionen mit einem Abschlag versehen werden!

Nahezu perfektioniert hat Manfred Kreipl dieses System der Bestimmung der Thermikstärke mit statistischen Mitteln. Er hat für jeweils thermisch unterschiedliche Regionen der südlichen und mittleren Bundesrepublik gesondert statistisch Daten bearbeitet und Kurven aufgezeichnet, die die Vorhersage von Aufwindgeschwindigkeiten bei unterschiedlicher Basishöhe und Cu-Bedeckung zulassen (siehe Manfred Kreipl's Buch "Wolken Wind und Wellenflug").

I.11 Geordnete Thermik

Bei der Betrachtung von Satellitenbildern fallen drei Grundmuster von regelmäßig angeordneten Cumuluswolken auf: die sogenannten offenen Zellen, die geschlossenen Zellen und die Wolkenstraßen.

Offene Zellen sind hexagonale, d.h. sechseckige und damit wabenförmige Anordnungen von Cumuluswolken. An den Rändern der offenen Zellen steigt die Luft auf, in ihren Kernen sinkt sie ab. Die einzelnen Wolkenringe haben einen Durchmesser von 30 bis 50km, das Verhältnis von Wolkenobergrenzenhöhe zum Durchmesser der offenen Zellen beträgt etwa 1:10.

Bei geschlossenen Zellen ist das Aufsteigen und Absinken anders herum verteilt. Hier stehen die Cumuli einzeln in der Mitte der hexagonalen Zellen. Der Abstand der Wolken beträgt etwa 5km, die Obergrenze der Cumuli liegt bei etwa 2km.

Die Bildung von offenen und geschlossenen Zellen setzt eine gleichmäßige, kräftige Erwärmung der Luft durch den Untergrund voraus. Diese Bedingungen findet man mit wenigen Ausnahmen nur über wärmeren Meeresflächen, die von Kaltluft überströmt werden.

Geschlossene Zellen können aber auch an Luftmassengrenzen entstehen, z.B. an der Obergrenze einer nachts ausstrahlenden Dunstschicht. Der obere Bereich der Dunstschicht kühlt sich dabei stärker ab als die unter ihm liegenden, da die tiefer liegenden Schichten keine Wärme durch Abstrahlung verlieren. Die stärkere Abkühlung führt zu einer Labilisierung im oberen Bereich der Dunstschicht, was zur Ausbildung von regelmäßig angeordneter Thermik unterhalb der die Dunstschicht begrenzenden Inversion führen kann. Wird beim Aufsteigen der Taupunkt unterschritten, erscheinen geschlossene Zellen, die am Morgen als Stratocumulus zu sehen sind. Das Verhältnis von thermisch durchmischter Schicht zum Wolkenabstand beträgt etwa 1:3.

Offene und geschlossene Zellen spielen für den Segelflug nur eine untergeordnete Rolle. Von größerem Interesse sind dagegen die Wolkenstraßen, da sie auch häufiger über Land auftreten.

Wolkenstraßen sind bänderartig, etwa in Hauptwindrichtung angeordnete Cumuli, deren Orientierung somit von der Orographie weitestgehend unabhängig ist. Die Obergrenze der Cumuluswolken hat mit wenigen Ausnahmen eine einheitliche Höhe, sie sind also allgemein durch eine Temperaturinversion nach oben begrenzt. Wolkenstraßen bilden sich vorzugsweise in frisch eingeflossener Kaltluft. Ihr Erscheinen ist meist mit höheren Windgeschwindigkeiten verbunden.

Die Länge der Wolkenstraßen kann einige hundert Kilometer erreichen. Der Wolkenstraßenabstand beträgt etwa das dreifache der Höhe der Wolkenobergrenze. Die Lebensdauer einer Wolkenstraße liegt in der Größenordnung von einer Stunde. Häufig kann eine langsame Verlagerung der Straßen nach links senkrecht zu ihrer Längenausdehnung in Windrichtung beobachtet werden.

Die bänderartige Struktur der Wolken entsteht durch Zirkulationsbewegungen in der thermisch durchmischten Schicht in Form von gegeneinander drehenden horizontalen Walzen (Abb.23). Über der Grenzfläche der Walzen mit Aufwärtsbewegung sind die Cumuluswolken angeordnet. In diesem Gebiet folgen die einzelnen Thermikkörper der Zirkulation und verbinden sich zu einem mehr oder weniger geschlossenen Streifen mit Steigen.

Nach neueren Untersuchungen werden Wolkenstraßen durch die sogenannte "Wendepunktinstabilität" ausgelöst. Als einen Wendepunkt bezeichnet man den Punkt auf einer Kurve, in dem der typische Verlauf z.B. einer Richtungsänderung in einen anderen Verlauf übergeht. Man kann sich dieses anhand einer S-Kurve verdeutlichen: erst fährt man eine Linkskurve, die dann -am Wendepunkt- in eine Rechtskurve übergeht. Solch einen Wendepunkt findet man auch in einem normalen, ungestörten Windprofil, das in unseren

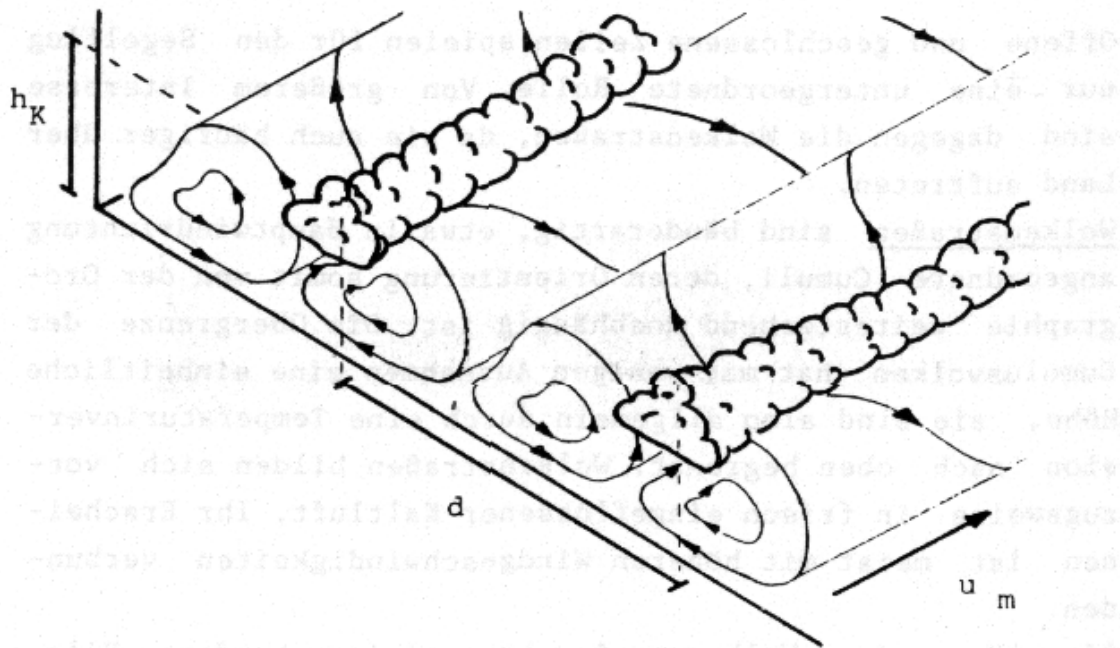


Abb.23: Zirkulationsbewegungen bei Wolkenstraßen.
(u_m : mittlere Strömung, d : Wolkenstraßenabstand, h_K : Höhe der thermisch durchmischten Schicht)

Breiten durch eine zur Höhe allmählich nachlassende Rechtsdrehung des Windes in der durch Bodenreibung beeinflussten Luftschicht gekennzeichnet ist. Spaltet man nämlich dieses Windprofil in zwei Komponenten derart auf, daß die eine Komponente etwa in Hauptwindrichtung der Reibungsschicht und die andere senkrecht dazu orientiert sind, so hat die zweite Komponente einen etwa S-förmigen Verlauf mit einem Wendepunkt (Abb.24).

Die Wolkenstraßenbildung in Verbindung mit einem Wendepunkt kann man sich so vorstellen, daß unterhalb des Wendepunktes der Wind eine Linkskomponente senkrecht zur Hauptwindrichtung hat und darüber umgekehrt. Damit wird ein sich in die Höhe bewegendes Luftkörper erst nach links und dann nach rechts in Hauptwindrichtung gesehen

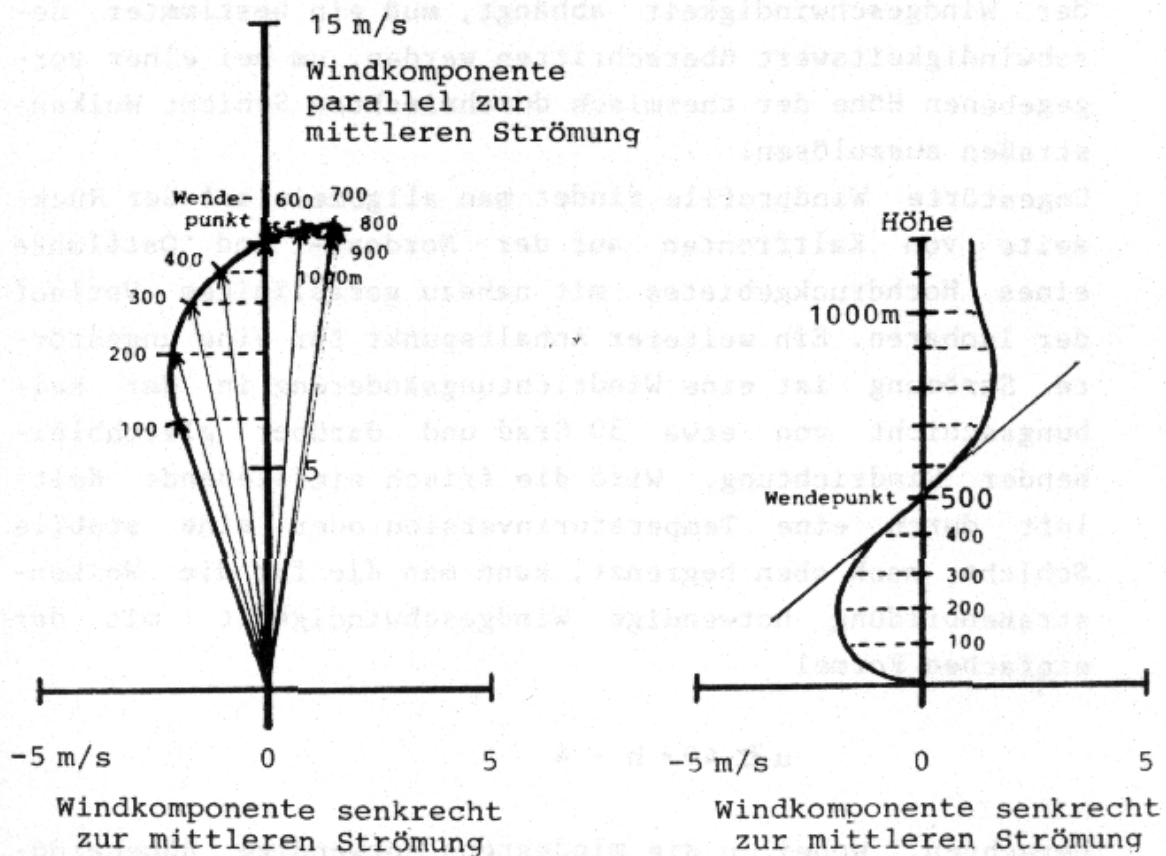


Abb.24: Ungestörtes Windprofil in der Reibungsschicht mit einem Wendepunkt in der Querkomponente des Windes zur mittleren Strömungsrichtung.

ausgelenkt, und beschreibt damit einen Halbkreis. Sinkt der Luftkörper dann wieder ab, beschreibt er einen Halbkreis mit der gleichen Drehrichtung und schließt damit den Kreis. Diese Kreisbewegung überlagert sich der allgemeinen Strömung. Damit wird eine Art erster Wirbel erzeugt, der weitere Wirbel mit entgegengesetzter Drehrichtung auslöst (siehe Abb.23).

Nach Untersuchungen von D.Müller muß der Wendepunkt in der Querkomponente des Windprofils in einer Höhe von etwa $1/3$ bis $2/3$ der thermisch durchmischten Schicht liegen.

Da die Höhe des Wendepunktes bei einem ungestörten Windprofil von der Höhe der Reibungsschicht, und damit von der Windgeschwindigkeit abhängt, muß ein bestimmter Geschwindigkeitswert überschritten werden, um bei einer vorgegebenen Höhe der thermisch durchmischten Schicht Wolkenstraßen auszulösen.

Ungestörte Windprofile findet man allgemein auf der Rückseite von Kaltfronten auf der Nordost- und Ostflanke eines Hochdruckgebietes mit nahezu geradlinigem Verlauf der Isobaren. Ein weiterer Anhaltspunkt für eine ungestörte Strömung ist eine Windrichtungsänderung in der Reibungsschicht von etwa 30 Grad und darüber gleichbleibender Windrichtung. Wird die frisch einfließende Kaltluft durch eine Temperaturinversion oder eine stabile Schicht nach oben begrenzt, kann man die für die Wolkenstraßenbildung notwendige Windgeschwindigkeit mit der einfachen Formel

$$u \geq 40 \cdot h - 4$$

berechnen, wobei u die mindestens notwendige Höhenwindgeschwindigkeit oberhalb der Reibungsschicht in km/h und h die Höhe der thermisch durchmischten Schicht bzw. die Inversionshöhe in km sind.

Aber auch unter gestörten Strömungsbedingungen treten Wolkenstraßen in Verbindung mit Wendepunkt-Windprofilen auf, so z.B. in Hochdruckkeilen oder vor neuen Störungen (Abb.25). Hier ist die Vorhersage von Wolkenstraßen bedeutend schwieriger. Ein Hilfsmittel für die Vorhersage kann jetzt nur die Winddrehung in der thermisch durchmischten Schicht sein, die einen Grenzwinkel überschreiten muß. Der Grenzwinkel läßt sich etwa mit der Formel

$$\beta \geq 330 \cdot \frac{h}{u}$$

abschätzen, wobei β der Winkel der Windrichtungsänderung

in Grad und \bar{u} die mittlere Windgeschwindigkeit der durchmischten Schicht in km/h sind. Die Anwendung dieser Formel ist nicht einfach, da das allgemein zugängliche Datenmaterial oft zu ungenau ist. Eine erste Hilfe kann aber Abb.25 geben.

Im Gegensatz zu den Wolkenstraßen treten Cumuluswolkenaufreihungen häufig schon bei Bodenwinden von 15km/h auf. Hierbei handelt es sich nicht um regelmäßig verteilte Wolkenbänder, sondern um wenige, nicht unbedingt in Hauptwindrichtung aufgereihte, einzelne Cumuli.

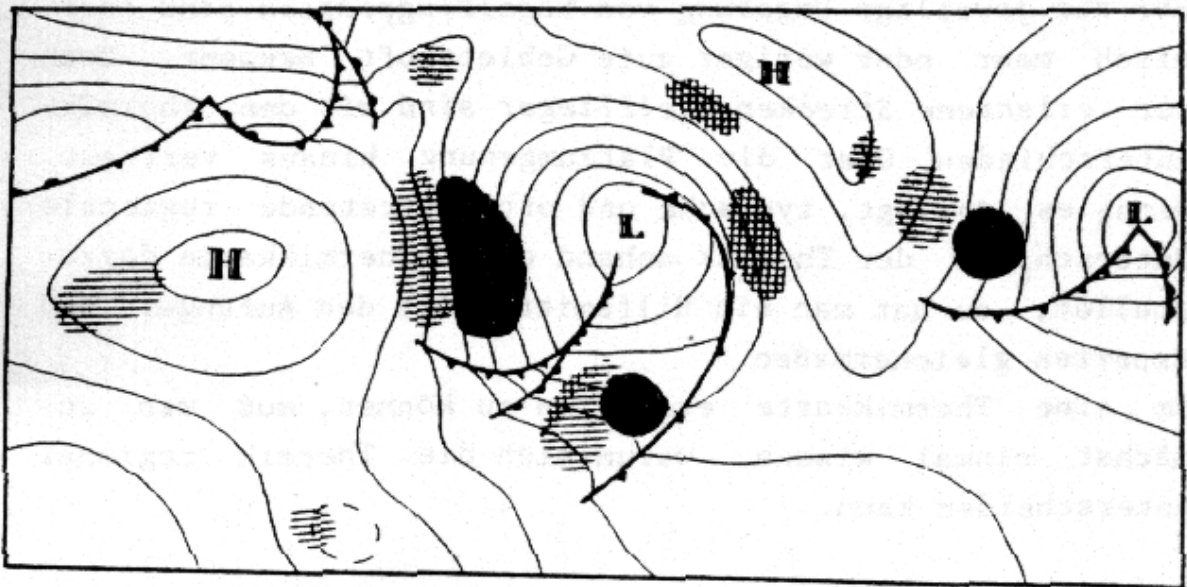


Abb.25: Synthetische Wetterkarte, in der die Gebiete mit häufiger Wolkenstraßenbeobachtung markiert sind. (Müller, 1984)

II. Grundlagen und Methoden der Thermikkartierung

In den vorangegangenen Abschnitten I.9 und I.10 wurde bereits betont, daß sich die Thermik lokal -also kleinräumig- und regional -d.h. landschaftsbedingt- unterscheidet. Die lokalen Unterschiede sind für die Auslösung des einzelnen thermischen Aufwindes von Interesse. In diesem Kapitel sollen nun die "regionalen Unterschiede" der Thermik behandelt werden, die nur solche Unterschiede bezeichnen, die für Gebietsgrößen von mindestens 10 x 10 km gelten.

Für die jeweilige Umgebung von Segelflugplätzen sind thermisch mehr oder weniger gute Gebiete oft bekannt. Doch nur erfahrene Streckensegelflieger sind mit den Thermikunterschieden über die Platzumgebung hinaus vertraut. Wenn es gelingt, typische und oft auftretende regionale Unterschiede der Thermik anhand einer Thermikkarte darzustellen, so hat man ein Hilfsmittel für den Anfänger und Experten gleichermaßen.

Um eine Thermikkarte erstellen zu können, muß man zunächst einmal wissen, warum sich die Thermik regional unterscheiden kann.

II.1 Die Faktoren, die die Thermik regional beeinflussen

Um diese Faktoren zu bestimmen, ist es sinnvoll, von einer verhältnismäßig einfachen physikalischen Vorstellung auszugehen. Man betrachtet die Bilanz der Energiemengen, die die Erdoberfläche in einer vorgegeben Zeit erreichen und verlassen. Dies sind im einzelnen:

- die durch das Sonnenlicht zugeführte Strahlung* S,
- der von der Bodenoberfläche in die darunterliegenden Bodenschichten abgeführte Bodenwärmestrom* B,
- der von der Bodenoberfläche an die darüberliegende Luft abgegebene Strom fühlbarer Wärme* L, und
- der von der Bodenoberfläche an die darüberliegende Luft

abgegebene latente Wärmestrom* V. "Latent" heißt "verbor-gen", d.h., dieser Strom tritt nur bei Verdunstung an der Erdoberfläche und Transport von Wasserdampf zur darüberliegenden Luft in Erscheinung. Die Verdunstung erfordert sehr große Energiemengen und muß bei dieser Betrachtung unbedingt mitberücksichtigt werden. Der latente Wärmestrom wird oft einfach "Verdunstung" genannt.

Wenn man alle Energieflüsse in einer Gleichung zusammenfaßt und dabei zur Erdoberfläche gerichtete als positiv und von der Oberfläche weggerichtete Flüsse als negativ bezeichnet, so ist die Summe aller vier Beiträge Null:

$$S + B + L + V = 0 .$$

Diese Gleichung gilt in der beschriebenen Form, weil die Erdoberfläche bei dieser Betrachtung als "sehr dünn" aufgefaßt wird und im Gegensatz zu einer Luftschicht oder Bodenschicht keine Energie aufnehmen kann.

Mit anderen Worten heißt das, daß eine Zunahme einer Komponente der Bilanzgleichung, z.B. des Strahlungsstroms, automatisch mit einer Zunahme von mindestens einem der von Erdoberfläche weggerichteten Energieflüsse verbunden ist (siehe Abb.26).

Für die Intensität der Thermik ist der Strom fühlbarer Wärme bestimmend, der wiederum über die mehr oder weniger hohe Oberflächentemperatur reguliert wird. Mit hoher Bodentemperatur ist ein großer Strom fühlbarer Wärme und eine kräftige Thermik verbunden, bei niedriger Bodentemperatur (und sonst gleichen Bedingungen) ist es umgekehrt.

Ein großer Strom fühlbarer Wärme wird durch folgende Bedingungen gefördert:

- hohe Einstahlung, da dadurch viel Energie zur Verfügung steht,
- kleiner Bodenwärmestrom, da dann wenig Wärme für die Erwärmung der tieferliegenden Bodenschichten verbraucht wird,

- ein kleiner latenter Wärmestrom, da für die Verdunstung verbrauchter Wärme ebenfalls nicht für den Strom fühlbarer Wärme zur Verfügung steht.

Aus den angeführten Gesetzmäßigkeiten lassen sich die Einflüsse verschiedener Faktoren auf die regionalen Unterschiede der Thermik erläutern.

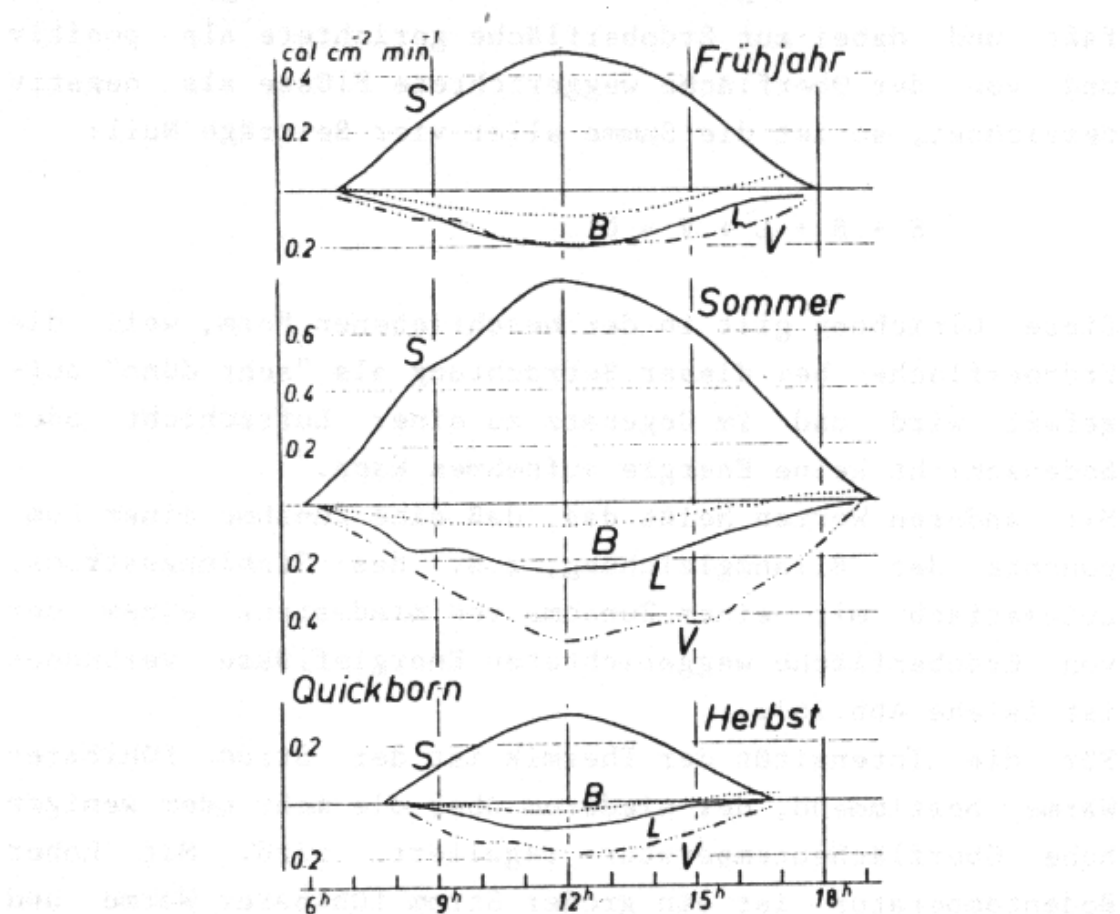


Abb.26: Wärmeumsatz an klaren, windschwachen Tagen in Quickborn/Schleswig-Holstein nach E. Frankenberg. (S: Strahlung, B: Bodenwärmestrom, L: Strom fühlbarer Wärme, V: Verdunstung). (Geiger, 1950)

Die Orographie

Großräumig völlig ebene Gebiete sind sehr selten, selbst das norddeutsche Tiefland ist orographisch gegliedert. Die jeweilige Neigung der Erdoberfläche beeinflusst den Energiebetrag der Einstrahlung, der pro m der Erdoberfläche zur Verfügung steht. Abb.27 zeigt beispielsweise, daß bei der Hangseite, die unter in diesem Fall idealem Winkel von 45 Grad auf die Sonne ausgerichtet ist, die zugeführte Strahlungsenergie auf den 0,7-ten Teil der Fläche in ebenem Gelände verteilt wird. Die der Sonne abgewandte Seite erhält in diesem Fall gar keine direkte Strahlung, nur gestreutes Licht tritt dort auf.

Die günstig und ungünstig exponierten Hänge sind in vielen Fällen kleiner als die anfangs vorgegebene Fläche von 10 x 10km. Deshalb ist noch zu erklären, warum auch ein kleinräumig stark gegliedertes Gelände als ganzes günstiger für die Thermik ist, als ein flaches Gebiet.

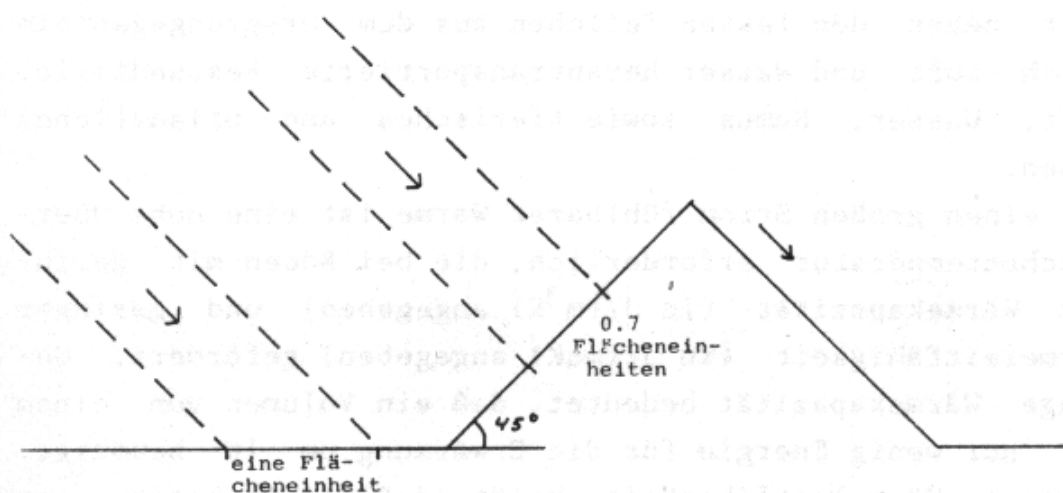


Abb.27: Beispiel für den Strahlungsgewinn unterschiedlich exponierter Hänge.

Ein erster Grund liegt darin, daß die nachts entstehende Kaltluft von den Bergflanken abfließt und sich in Mulden und Tälern sammelt. Deshalb ist bei Beginn der Einstrahlung morgens an den Bergflanken keine Auflösung von Bodeninversionen notwendig und die Strahlungsenergie steht gleich für die Erwärmung der Erdoberfläche zur Verfügung. Ein zweiter Grund ist, daß ein bergiges Gelände oft einen Absaugeffekt auf die Luft im umgebenden flacheren Gelände ausübt. Die an den günstig exponierten Hangseiten entstehenden Aufwinde werden dann nicht nur durch Luft aus den Tälern, sondern auch durch nachströmende Luft aus dem flacheren Vorland gespeist. Die dort bodennah abfließende Luft wird dann durch großräumig absinkende Luftmassen ersetzt, so daß insgesamt die Thermik im flachen Gebiet gedämpft, im bergigen Gelände verstärkt wird. Aber auch die häufigeren Möglichkeiten zur orographischen Auslösung vom Thermik spielen eine wichtige Rolle.

Der Boden

Der Boden ist das Produkt der Verwitterungsvorgänge, die das Gestein an seiner Oberfläche verändert haben. Er enthält neben den festen Teilchen aus dem Ursprungsgestein durch Luft und Wasser herantransportierte Bestandteile, Luft, Wasser, Humus sowie tierisches und pflanzliches Leben.

Für einen großen Strom fühlbarer Wärme ist eine hohe Oberflächentemperatur erforderlich, die bei Böden mit geringer Wärmekapazität (in $\text{J}/(\text{m}^3\text{K})$ angegeben) und geringer Wärmeleitfähigkeit (in $\text{J}/(\text{msK})$ angegeben) gefördert. Geringe Wärmekapazität bedeutet, daß ein Volumen von einem m^3 nur wenig Energie für die Erwärmung um 1K benötigt. Geringe Wärmeleitfähigkeit heißt, daß die Isolation zum tieferen Boden gut ist und wenig Wärme dorthin strömt. Folgende Tabellen (Tab.1+2) geben die Werte der Wärmekapazität und der Wärmeleitfähigkeit für verschiedenen Bodenkomponten wieder. Augenfällig ist die herausragende Rolle

Tabelle 1

Thermische Eigenschaften von Bodenbestandteilen nach G.H.Bolt:

Bodenkomponente	Wärmekapazität (J/(m ³ · K))	Wärmeleitfähigkeit (J/(m · s · K))
Quarz	$2,0 \cdot 10^6$	8,8
Tonminerale	$2,0 \cdot 10^6$	2,9
org. Substanzen	$2,5 \cdot 10^6$	$2,5 \cdot 10^{-1}$
Wasser	$4,2 \cdot 10^6$	$5,7 \cdot 10^{-1}$
Luft	$1,3 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^{-2}$

Tabelle 2

Thermisches Verhalten verschiedener Bodenmaterialien nach
1) Handbuch des Straßenbaus, 2) GEIGER, 3) Eckert:

Bodenart	Spez. Wärme (J/(K · kg))	Wärmeleitfähigkeit (W/(K · m))
Zementboden ¹	879	1,63
Granit ²	837	4,61
Basalt ¹	795	1,73
Tonboden ³	879	1,28
Sandboden, naß ²	1256	1,67
Sandboden, trocken ²	873	0,17
Moorboden, naß ²	3349	0,84
Moorboden, trocken ²	1842	0,06

Tabelle 3

Wasser- und Luftgehalt verschiedener Böden:

Tonboden : 53% Gesamt-Porenvolumen

Schluff : 48%

Sand : 42%

Beinahe-Gleichgewicht zwischen Wasser- und Luftgehalt
nach 1-2 Tagen:

Tonboden : 47% Wasser

Sand : 3%

Tabelle 4

Reflexzahlen verschiedener Oberflächen (%) für die gesamte
Sonnenstrahlung bei diffuser Reflexion:

heller Dünensand : 30 - 60%

Wiesen und Felder : 12 - 30%

Wälder : 5 - 20%

Sandboden : 15 - 40%

geschlossene Siedlung : 15 - 25%

dunkler Ackerboden : 7 - 10%

der Bodenluft mit vergleichsweise sehr geringen Werten. Der Anteil der in den Poren des Bodens enthaltenden Luft ist mit dem Wassergehalt verknüpft, der wiederum von der Körnung des Bodens abhängt. Die Körnung bestimmt die Größe der Porenzwischenräume, die von Wasser und Luft gefüllt sein können. Prinzipiell können auch alle Zwischenräume Wasser enthalten, dies ist aber nur nach ergiebigen Niederschlägen der Fall, da auf längere Zeit das Wasser nur in kleinen Zwischenräumen mit hoher Kapillarwirkung haftet. In sandigen Böden ist wegen der größeren Zwischenräume der Luftanteil erheblich größer als der Wasseranteil, in lehmigen und besonders in tonigen Böden ist es wegen der kleineren Zwischenräume, die Folge der kleineren Korngrößen sind, umgekehrt. Für verschiedene Bodenmaterialien gibt Tabelle 3 typische Werte an. Bei feuchten Böden wird ein großer Teil der Strahlungsenergie für die Verdunstung der Feuchte an der Oberfläche verbraucht und steht nicht mehr für den Strom fühlbarer Wärme zur Verfügung. Feuchte Böden verhalten sich deshalb sogar in doppelter Hinsicht ungünstig für die Thermik.

Die Bodenoberfläche beeinflusst die Energiebilanz an der Erdoberfläche noch in einer weiteren Hinsicht, denn unterschiedliche Oberflächen reflektieren die Strahlung unterschiedlich stark.

Tabelle 4 gibt hierzu einige Werte an.

Reflektierte Strahlung steht natürlich auch für den Strom fühlbarer Wärme nicht mehr zur Verfügung. Nach Tabelle 4 wäre aufgrund der Reflektionseigenschaften allein Sand ungünstiger als dunkler (und lehmiger) Ackerboden. Daß dies im Zusammenwirken aller Einflüsse nicht der Fall ist, liegt u.a. daran, daß der Boden fast immer mit Vegetation bedeckt ist.

Die Vegetation

Messungen der Verdunstung zeigen, daß im Vergleich zu unbedecktem Boden jede Art von Vegetation die Verdunstung erhöht. Das liegt daran, daß Pflanzen das Bodenwasser für ihre Nährstoffversorgung als Transportmittel nutzen und auch das Wasser aus ihrem Wurzelraum einbeziehen.

Verschiedene Pflanzen auf gleichem Boden verdunsten unterschiedlich stark und können somit den Einfluß des Bodens auf die Thermik modifizieren. Außerdem ist die Verdunstung der Pflanzen von ihrem Wachstumsstadium und damit von der Jahreszeit abhängig.

Im jahreszeitlichen Verlauf beginnt nach den Wintermonaten ohne Verdunstung im April und Mai ein steiler Anstieg der Verdunstung, die im Laufe der Sommermonate ein Maximum erreicht und im Herbst wieder abnimmt. Das Maximum der Verdunstung hängt von der Pflanzenart ab, z.B. ist der Wasserverbrauch von Hafer im Juni, der von Kartoffeln im Juli/August am höchsten.

Wäre das Vorkommen der Vegetation völlig unabhängig vom Boden darunter, so wäre wohl die Vegetation mit ihren räumlichen und jahreszeitlichen Unterschieden für die Thermik maßgeblicher als der Boden. Es ist jedoch eine bekannte Tatsache, daß Pflanzen mit geringem Wasserbedarf trockene Böden bevorzugen (bzw. dorthin verdrängt wurden), Pflanzen mit hohem Wasserbedarf feuchte Böden lieben. Es ergeben sich aufgrund dessen bodenspezifische Pflanzengesellschaften, die zwar die Verdunstung gegenüber einem nackten Boden erhöhen, jedoch nicht die Unterschiede zwischen einem trockenen und einem feuchten Boden umkehren können. Dies gilt auch für landwirtschaftliche Nutzpflanzen, die aus wirtschaftlichen Gründen ebenfalls in Anpassung an die Wasserversorgung angebaut werden.

II.2 Methoden und Hilfsmittel der Thermikkartierung

Nachdem im vorangegangenen Teil des Artikels die Faktoren aufgeführt wurden, die die Thermikentwicklung regional beeinflussen, möchten wir nun verschiedene Methoden der Thermikkartierung erläutern.

Die bisher gebräuchlichste Methode der regionalen Thermikbeurteilung für die Streckenflugplanung basierte auf Flugbeobachtungen. Je mehr Überlandflüge von einem Startplatz aus durchgeführt wurden, desto genauer waren die Kenntnisse der Streckenflieger über die regionalen Segelflugbedingungen auf den beflogenen Kursen. So wurden und werden innerhalb der Vereine Informationen über die thermischen Bedingungen auf den Strecken weitergegeben und bestimmte Kurse empfohlen, die sich als besser als andere erwiesen hatten.

Der Erste, der seine Flugbeobachtungen in Form einer Thermikkartierung veröffentlichte, war Ingo Andresen (Aerokurier 1/1978, M.Kreipl: "Wolken, Wind und Wellenflug"). Er benutzte für die regionale Gliederung der Bundesrepublik die GAFOR-Gebietseinteilung, deren Grundlage flugklimatologische Beobachtungen sind. Ingo Andresen führte eine dreistufige Thermikstärke- und Cumulus-Bewölkungsdichte-Einteilung ein, mit deren Hilfe er die thermischen Bedingungen in den einzelnen GAFOR-Gebieten beschrieb.

Diese Methode der Thermikbeschreibung erwies sich als sehr praktikabel; was vor allem aber von den norddeutschen Segelfliegern bemängelt wurde, war die zu grobe regionale Gliederung. Um diesen Mangel abzustellen, veröffentlichten wir zusammen mit Kurt Pengel im Frühjahr 1980 (Aerokurier 4/1980) eine Thermikkartierung Niedersachsens und des nördlichen Nordrhein-Westfalens, die mit Hilfe von namhaften niedersächsischen Segelfliegern erstellt wurde. Die Thermikbeschreibung entsprach der von Andresen, die Gebietsabgrenzungen wurden nach den Flugbeobachtungen und mit Hilfe einer Bodenkarte ("Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland", Bundesanstalt für Boden-

forschung, Hannover) durchgeführt, da sich allein aufgrund der Beobachtungen im norddeutschen Flachland keine exakten Grenzen zwischen thermisch unterschiedlichen Regionen ziehen lassen.

Die bislang letzte allein auf Flugbeobachtungen basierende Thermikkartierung veröffentlichte Sigi Baumgartl (Luftsport 4/1981). Er unterschied bei seiner Karte nur thermisch bessere von thermisch schlechteren Gebieten (keine Beschreibung der absoluten Thermikbedingungen), erfaßte dabei aber Norddeutschland von Frankfurt bis Hamburg.

Eine andere Methode der Thermikkartierung kann man als Meteorologische Methode bezeichnen. Hier wurden als Hilfsmittel reine meteorologische Messungen als Grundlage benutzt, wie Schauer- und Niederschlagskarten oder Satellitenbilder.

Zunächst zur Thermikkartierung mit Hilfe von Schauer- und Niederschlagskarten:

Bekanntlich fällt schauerartiger Niederschlag aus cumulusförmigen Wolken, er wird also durch Thermik erzeugt. Werden in einem Gebiet mehr Schauer beobachtet als in einem anderen, kann man daraus schließen, daß dieses Gebiet auch allgemein thermisch aktiver ist als das zweite. Die Schauerniederschläge beeinflussen auch regional die allgemeine Höhe des Monats- oder Jahresniederschlags, ein Gebiet mit höherem Niederschlag könnte dementsprechend auch als thermisch besser bezeichnet werden. Im Bergland muß man bei dieser Auslegung jedoch bedenken, daß in den Stauzonen der Höhenzüge ebenfalls verstärkt Niederschlag auftritt, im Lee umgekehrt entsprechend weniger. Bei einer ausreichenden Beobachtungsnetzdichte ließen sich aber trotzdem wohl brauchbare Ergebnisse erzielen, die zur Thermikkartierung benutzt werden könnten.

Eine Arbeit, die in diese Richtung führt, hat Hans Schirmer 1973 veröffentlicht ("Die räumliche Verteilung der Bänderstruktur des Niederschlags in Süd- und Südwestdeutschland", Forsch.z.dtsch.Landeskunde Bd.205). Hans

Schirmer untersuchte die regionale Niederschlagsverteilung im südlichen Deutschland, und interpretierte Gürtel mit verstärktem Niederschlag als Schauerstraßen (Wolkenstraßen), Gürtel mit geringerem Niederschlag als Trockenstreifen zwischen den Straßen. Diese Kartierung führte er für Schauerwetterlagen bei Südwest-, West- und Nordströmungen durch. (Eine Kombination dieser Karten wurde von Manfred Kreipl im Aerokurier 5/1978 und in seinem Buch "Wolken, Wind und Wellenflug" veröffentlicht).

Über die Interpretation der Niederschlagsverteilung als Schauerstraßen und Trockenstreifen kann man vielleicht geteilter Meinung sein, interessant ist aber zumindest die allgemeine Verteilung des Niederschlags in den verschiedenen Karten. Deutlich fallen hierbei als Gebiete mit verstärktem Niederschlag die Höhenzüge auf. Die Ursache hierfür wird aber wahrscheinlich nicht allein in Stauwirkungen zu finden sein, sondern auch in der verstärkten thermischen Aktivität, die allgemein über Höhenzügen und stärker gegliedertem Gelände anzutreffen ist (Faktor Orographie!). Umgekehrt findet man über den Senken und flachen Gebieten oftmals niederschlagsarme Regionen. Obwohl die Abgrenzungen der einzelnen Gebiete aufgrund der begrenzten Meßnetzdichte nicht sehr exakt sein kann, liefern die Ergebnisse der Karten doch sehr interessante Hinweise, die mit Hilfe von Topographischen oder Bodenkundlichen Karten noch spezifiziert werden können (man vergleiche die Ergebnisse der Karten mit Flugbeobachtungen, z.B. im Gebiet südwestlich Bambergs!).

Auch mit Hilfe von Satellitenbildern lassen sich Thermikkartierungen durchführen. Eine mögliche Methode wäre, Photos mit Cumulusbewölkung zu untersuchen, um Gebiete mit gut ausgeprägten oder sich früh entwickelnden Cumuli von solchen mit schwacher Cumulusbewölkung zu unterscheiden. Hier liefern schon allgemein erhältliche Satellitenbildatlanten interessante Hinweise. Eine andere Möglichkeit wäre die Auswertung von Infrarot-Satellitenbildern, die direkte Informationen über die Bodenoberflächentempe-

ratur liefern. Allerdings ist diese Methode recht kompliziert und nicht ganz unproblematisch. Veröffentlichungen gibt es hierzu noch nicht, wie man hört, soll aber Yves Collier hieran arbeiten.

Eine weitere Methode der Thermikkartierung möchten wir als bodenkundliche oder pflanzenkundliche Methode bezeichnen. Sie basiert auf den Überlegungen, die im ersten Teil dieses Kapitels erörtert wurden. Praktisch gleichzeitig wurden im Frühjahr 1981 zwei Arbeiten zum Thema Thermikkartierung für die nördliche Bundesrepublik von Carsten Lindemann und von uns fertiggestellt. Dabei geht Carsten Lindemann das Problem der Thermikkartierung über die Verteilung der Vegetation an, während wir als Grundlage bodenkundliche Merkmale benutzten.

In den einleitenden theoretischen Teilen der Arbeiten wurde festgestellt, daß die Verdunstung von Wasser bzw. die Bodenfeuchte allgemein der die Thermikentwicklung entscheidend beeinflussende Faktor ist.

Carsten Lindemann untersuchte daraufhin in seiner Arbeit "Thermal characteristics of different types of terrain" (OSTIV-Publikationen, Aerorevue/1984) die Verdunstung durch verschiedenen Bewuchs mit der Begründung, daß praktisch die gesamte Erdoberfläche eine Vegetationsdecke trägt. Er kam dabei zu dem Ergebnis, daß man die vegetationsbestandene Landschaft unter Berücksichtigung des Bodenmaterials in drei Verdunstungs-, und damit auch in drei Thermikgüteklassen einteilen kann: in Gebiete mit geringer Verdunstung (thermisch gut, z.B. sandiges Ödland), in Gebiete mit hoher Verdunstung (thermisch schlecht, z.B. Zuckerrüben und Grünland auf lehmigem und tonigem Boden), und Gebiete, deren Verdunstung durch die Entwicklung der Vegetation jahreszeitlich unterschiedlich ist (Thermik jahreszeitlich unterschiedlich, z.B. Kartoffeln und Wälder auf sandigem Boden im April gut, im Hochsommer nur noch mäßig) (Abb.28). Unberücksichtigt bleibt bei dieser Thermikkartierung die Orographie. Abbildung 29 zeigt das Ergebnis der Untersuchung Lindemanns.

In unserer Arbeit ("Die Auswirkung von Bodeneigenschaften auf die regionalen Konvektionsunterschiede über Norddeutschland", Meteorologische Rundschau 6/1982) ordneten wir direkt der Bodenart bzw. Bodenfeuchte Thermikklassen zu. Die Vegetation wurde mit der Begründung unberücksichtigt

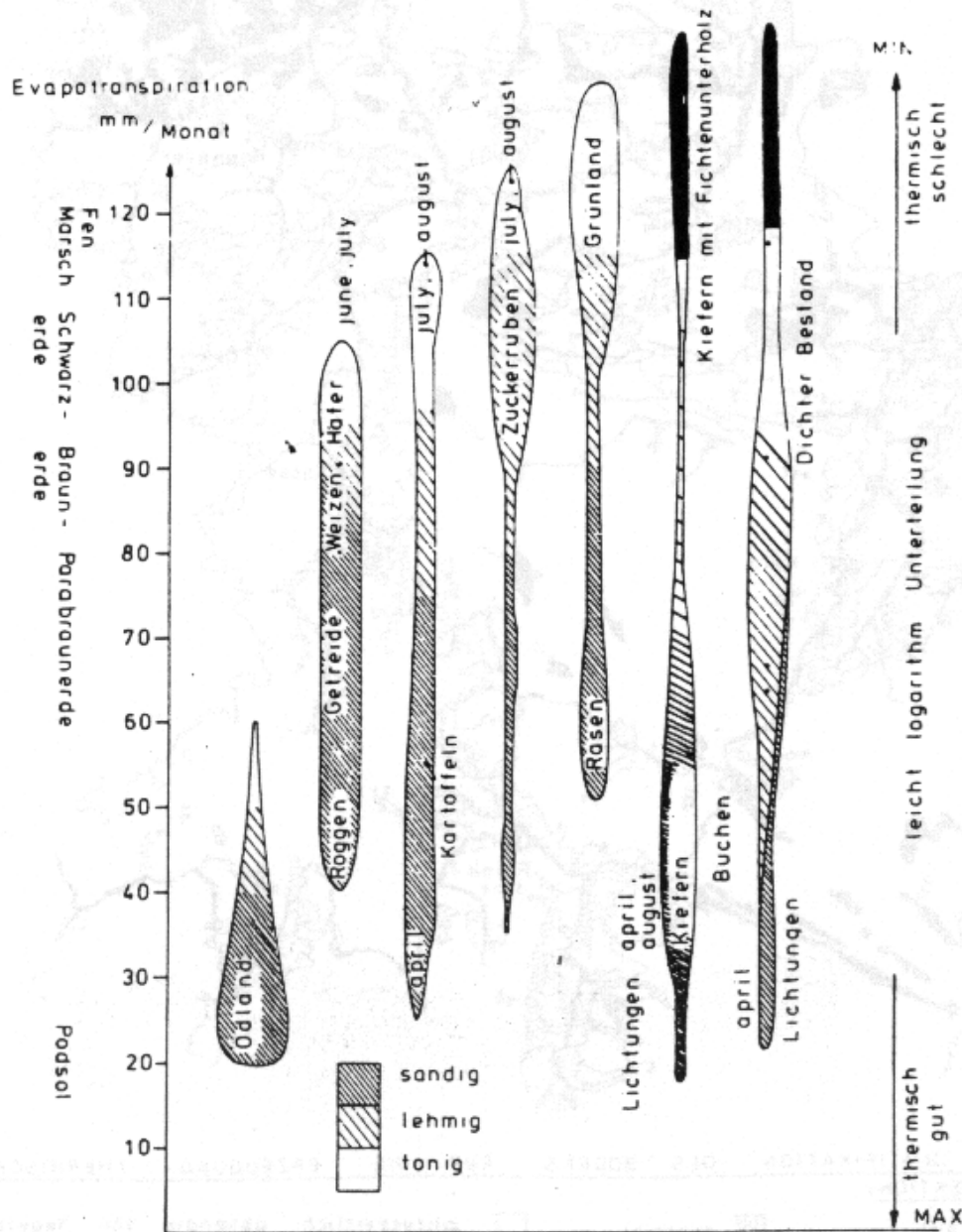


Abb.28: Monatliche Verdunstung verschiedener Arten von Vegetation als Funktion des Bodentyps.
(C.Lindemann, 1984)



DIE QUALIFIKATION DES BODENS FÜR DIE ERZEUGUNG THERMISCHER KONVEKTION:

gut
 schlecht
 jahreszeitlich abhängig von Vegetation

Abb.29: Thermische Eigenschaften verschiedener Landschaften.
(C.Lindemann, 1984)

gelassen, daß sie bei gleichem Bodenmaterial und gegebener Bodenfeuchte zwar die Oberflächentemperatur an Strahlungstagen stärker beeinflusst, dagegen die sich durch unterschiedliche unbewachsene Böden ergebenden Temperaturunterschiede über der nackten Bodenoberfläche aber nicht völlig beseitigt. Zudem ist die Vegetation im allgemeinen bodentypisch, man wird also kaum Pflanzen mit hoher Verdunstung auf trockenem Boden vorfinden.

Bei der von uns durchgeführten Kartierung unterscheiden wir vier Bodenfeuchte-, und damit auch vier Thermikklassen: Gebiete mit sehr hoher Bodenfeuchte (thermisch schlecht, z.B. Marsch- und Aueböden), Gebiete mit gut durchfeuchteten Böden (thermisch schwach, z.B. Lössböden), Gebiete mit wechsell Trocken Böden (thermisch befriedigend, z.B. fluviatile Sande oder Geschiebelehm mit Flugsandauflage), und allgemein trockenen Böden (thermisch gut, z.B. Sandböden oder Böden über Tonschiefer oder Sandstein) (Abb.30).

Auch in unserer Arbeit blieb die Orographie in der Kartierung unberücksichtigt. In der zur Karte gehörenden Erläuterung und Kritik stellten wir aber fest, daß die Orographie die thermischen Gegebenheiten positiv beeinflusst, und im Bergland sogar zum wesentlichen Faktor wird. Hier äußert sich eine höhere Bodenfeuchte lediglich bei Thermikbeginn durch eine verzögerte Auslösung, und im weiteren Tagesverlauf durch einen größeren Bedeckungsgrad an Cumulusbewölkung (z.B. Vogelsberg). Außerdem wird darauf hingewiesen, daß nach einer längeren Trockenperiode sich über den abgetrockneten Mooren sehr gute Thermik entwickeln kann (geringe Albedo, hohes Poren- und Luftvolumen zwischen den humosen Bestandteilen), und daß die Thermikkarte streng genommen nur in gealterten Hochdruckgebieten exakt übertragbare Ergebnisse liefert. Bei frisch eingeflossener Kaltluft ist der Einfluß der Bodeneigenschaften auf der Thermik relativ gering.

Die letzte bisher veröffentlichte Thermikkartierung lieferte Manfred Kreipl für den süddeutschen Raum, der sich



Abb.30: Kartierung der thermikbeeinflussenden Bodeneigenschaften für die nördliche Hälfte der Bundesrepublik Deutschland. Freie Flächen: hoher Thermikintensität, hell gerasterte Flächen: mittlerer Thermikintensität, dunkel gerasterte Flächen: mäßige Thermikintensität, ausgefüllte Flächen: geringe Thermikintensität.

(D.Müller und C.Kottmeier, 1982)

an die von C.Lindemann und uns bearbeiteten Gebiete anschließt ("Thermik-Entwicklung bei Hochdruckwetterlagen mit alternder Luftmasse", Selbstvertrieb).

Kreipl's Karte basiert im wesentlichen auf den von uns angestellten theoretischen Überlegungen, in die Kartierung wurden aber neben den bodenkundlichen Informationen durch Flugbeobachtungen und LANDSAT-Satellitenbilder berücksichtigt. Gerade in Süddeutschland muß wegen der starken Strukturierung der Landschaft die Orographie verstärkt in die Überlegungen einer Kartierung mit eingebaut werden, da hier gleichartige Böden sowohl in den Flußtälern als auch auf den Höhenzügen anzutreffen sind (z.B. das Jagsttal und das Maintal bei Würzburg und der Fränkischen Schweiz), oder Talsande oft grundwasserbeeinflusst sind (z.B. südwestlich Bamberg).

Seit der ersten veröffentlichten Thermikkartierung durch Ingo Andresen sind auf dem Gebiet der regionalen Beurteilung der Thermik in dieser doch relativ kurzen Zeit einige interessante Arbeiten entstanden. Jede Arbeit bis ins einzelne hier zu diskutieren würde noch einige Seiten füllen. Der interessierte Leser sei auf die Originalarbeiten verwiesen, die sicherlich auch von den Autoren zu erhalten sind.

Die hier vorgestellten Arbeiten mögen manchem Leser den Eindruck vermitteln, daß ohne solche Thermikkarten in Richtung einer sinnvollen Streckenflugplanung nichts mehr zu machen ist. Um diesen Eindruck ein wenig zu mildern, möchten wir hier noch eine einfache Regel für eine vernünftige Kurswahl für Streckenflüge anführen, die sich ergibt, wenn man die Thermikkarten mit der ICAO-Karte vergleicht:

Grob läßt sich sagen, daß man seine Strecken immer entlang der grünen Flächen und Streifen in der Karte legen sollte, da es sich hierbei um bewaldete Höhenzüge oder Bodenflächen handelt, die zum Ackerbau wegen des unregelmäßigen Reliefs oder eines zu trockenen Bodens (Sandböden mit Kiefernwäldern in der Heide!) ungeeignet sind. Meiden

soll man Gebiete mit wenig oder gar keinem Grün (Senken mit schweren Böden oder Lößböden), oder gar stärkerer blauer Bezeichnung (Moore, Seen und Flußtäler). Mit dieser einfachen Regel lassen sich schon brauchbare Ergebnisse bei der Streckenflugplanung gewinnen!

(Hinweis für Interessenten an der Thermikkartierung von D.Müller und C.Kottmeier: Die Thermikkarte Norddeutschlands im Maßstab 1:1 Mill., Vierfarbendruck, 6 DM, ist mit der erläuternden Arbeit: "Die Auswirkung der Bodeneigenschaften auf die regionalen Konvektionsunterschiede über Norddeutschland" bei D.Müller und C.Kottmeier zu erhalten).

III. Die Wetterlagen für Streckensegelflüge

Nach wie vor findet sich in Prof. Georgii's Buch "Meteorologische Navigation des Segelflugs" die wichtigste Literatur zur Ausnutzbarkeit der verschiedenen Wetterlagen für Streckenflüge. Seiner Erläuterung der verschiedenen Wetterlagen ist wenig hinzuzufügen. Eine jeweils kurze und prägnante Beschreibung der Segelflugmöglichkeiten bei verschiedenen Wetterlagen ist auch in Helmut Reichmanns Buch "Streckensegelflug" zu finden.

Aus zwei Gründen soll hier das Thema "Wetterlagen und Luftmassen" dennoch aufgegriffen werden. Der eine Grund ist, daß sich Prof. Georgii in seiner Darstellung sehr stark an den Möglichkeiten für freie Streckenflüge und auch für Wellenflüge orientierte. Diesbezüglich haben die Darstellungen volle Gültigkeit behalten. Der heutige Streckenflug ist aber weitgehend mit dem Dreiecksflug gleichzusetzen, wodurch andere Eigenschaften von Wetterlagen in den Vordergrund treten.

Als zweiter Grund ist zu nennen, daß nunmehr seit sieben Jahren eine Dokumentation ("Deutscher Segelflugwettbewerb, Meteorologischer Beitrag" von Detlef Müller und Christoph Kottmeier) vorliegt, die aufschlußreiche Bewertungen der einzelnen Wetterlagen ermöglicht. Im folgenden werden drei neue Gesichtspunkte erläutert.

III.1 Jahreszeitliche Statistik von Streckensegelflügen

Für die Jahre 1977 bis 1983 liegen genaue Zahlen über die an jedem einzelnen Tag geflogenen Strecken im LV Niedersachsen vor. Hieraus wurde zunächst berechnet, an wieviel Tagen mit gleichem Datum innerhalb dieser sieben Jahre Flüge mit mehr als 300km Strecke vollendet wurden. Für den Zeitraum vom 1. April bis zum 15. September ergeben sich so Zahlen zwischen 0 und 4, d.h. an maximal 4 von 7 möglichen Tagen mit gleichem Datum waren "300er drin". So

große Häufigkeiten traten allerdings nur im April und Mai auf. Um die erheblichen Schwankungen von Tag zu Tag zu glätten, wurden übergreifende Mittel über 7 Tage um jeden Tag bestimmt (Abb.31).

Es wird deutlich, daß eine erste Häufung guter Tage etwa Mitte April auftrat. Diese Beobachtung bestätigte sich auch im hier noch nicht berücksichtigten Jahr 1984. Die größte Häufung guter Wetterlagen ist im ganzen Mai bis zum Übergang in den Juni festzustellen. Im Juni mehren sich die Tage, an denen in allen 7 Jahren keine guten

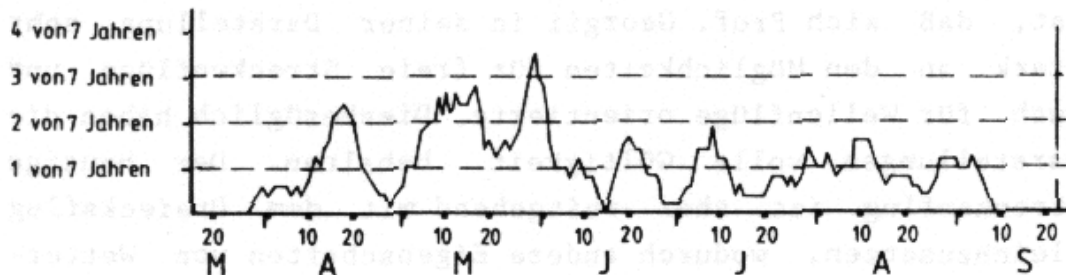


Abb.31: Häufigkeit von 600 Punkte-Flügen an bestimmten Kalendertagen, gemittelt über 7 Tage.

Streckenflüge möglich waren. Dies setzte sich im Juli fort. Im August ist dann eine zweite Häufung zu verzeichnen, allerdings wesentlich schwächer ausgeprägt als im Frühjahr. Dies ist etwas überraschend, gilt doch der August als recht verläßlich. Die Ursache hierfür wird eine geringere Qualität der Segelflugbedingungen im August gegenüber dem April und dem Mai sein. Der "Einbruch" im Juni und Juli dagegen ist seit langem bekannt. Die Abbildung zeigt aber, daß auch in diesen Monaten Perioden mit Häufung von guten Wetterlagen auftreten können.

Eine Aussage über die tatsächliche Anzahl geflogener Strecken ist in Abb.32 enthalten. Es wurden Flüge zu- grundgelegt, die mehr als 600 bzw. mehr als 850 Punkte

erbrachten. 600 Punkte entsprechen einem 300km Dreieck mit einem Standardklasseflugzeug. Die 850-Punkte Flüge wurden dargestellt, weil sie Tage mit sehr großen Strecken aufzeigen (850 Punkte entsprechen einem 500km-Dreieck mit einem modernen Flugzeug der Offenen Klasse). Die Auswertung auf der Punkte-Basis ist in diesem Zusammenhang günstiger als die aufgrund geflogener Streckenkilometer, da der Flugindex mit eingeht.

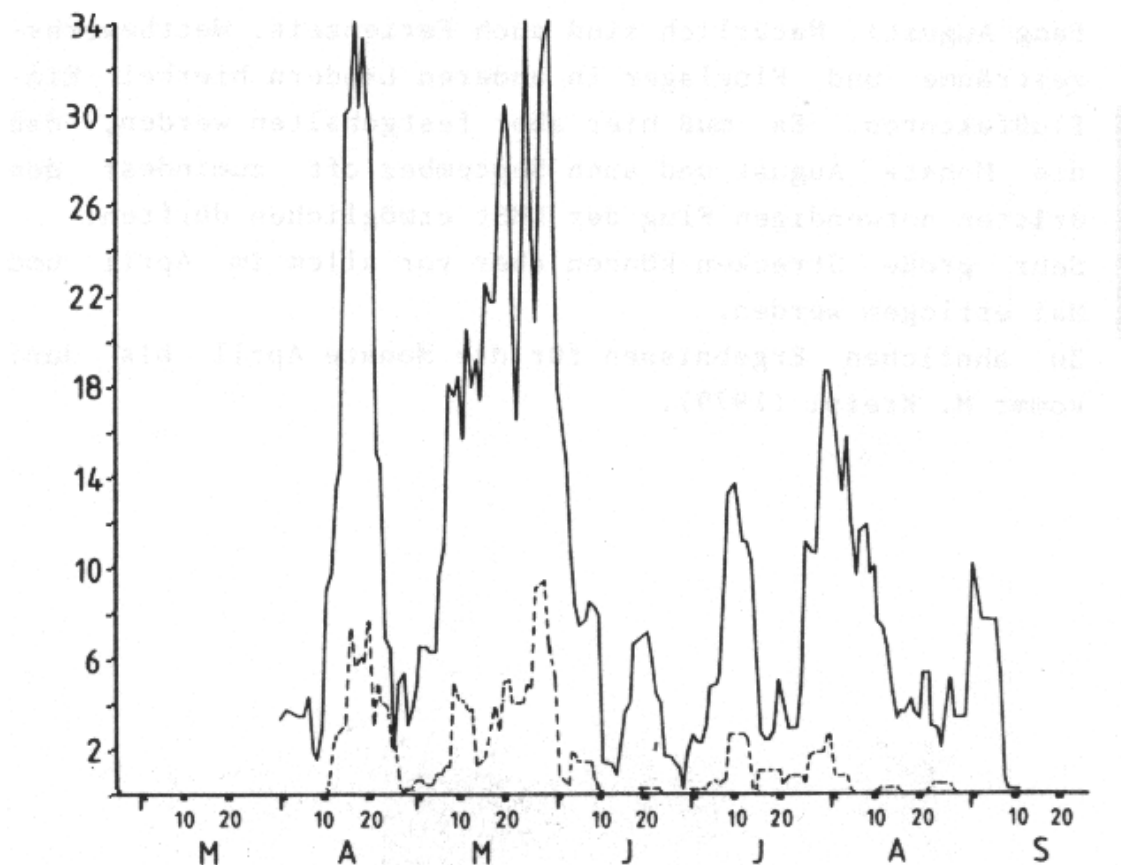


Abb.32: Anzahl von Flügen mit mehr als 600 bzw. 850 Punkten im DMSt, LV Niedersachsen, Zeitraum 1977 bis 1983, gemittelt über 7 Tage.

Auch in dieser Abb. ist ein 7-Tages Zeitraum zugrundegelegt. Dadurch ist im einzelnen auch immer ein Wochenende enthalten, so daß eine Verfälschung der Ergebnisse durch die größere Anzahl von Flügen an Wochenenden ausgeschaltet wird.

Im wesentlichen wird die Abb.31 durch Abb.32 bestätigt. Allerdings scheinen die Frühjahrstage überproportional oft ausgenutzt zu werden. Das mag einerseits daran liegen, daß die April- und Maitage tatsächlich noch besser als die später im Jahr sind (geringe Absaufquote), andererseits ist es denkbar, daß im Laufe des Jahres eine gewisse Streckenflugmüdigkeit einsetzt (besonders ab Anfang August). Natürlich sind auch Ferienzeit, Wettbewerbszeiträume und Fluglager in anderen Ländern hierbei Einflußfaktoren. Es muß hier aber festgehalten werden, daß die Monate August und auch September oft zumindest den dritten notwendigen Flug der DMSt ermöglichen dürften.

Sehr große Strecken können aber vor allem im April und Mai erflogen werden.

Zu ähnlichen Ergebnissen für die Monate April bis Juni kommt M. Kreipl (1979).

III.2 Bewertungsfaktoren für die verschiedenen Wetterlagen

Eine weitere Auswertung befaßt sich mit den Wetterlagen, an denen Streckenflüge möglich waren. Zur Vereinfachung ist die Anzahl der von Hess und Brezowsky festgelegten Großwetterlagen (Katalog der Großwetterlagen, Hess und Brezowsky, 1969) auf die in Abb.33 dargestellte Wetterlagen-Einteilung reduziert worden.

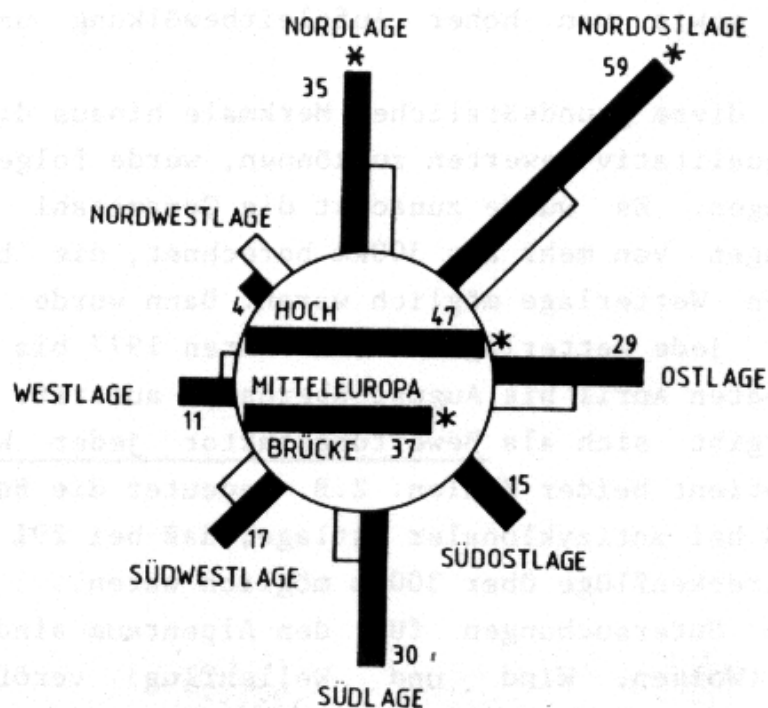


Abb.33: Bewertungszahlen der Wetterlagen Norddeutschlands (ausgefüllte Balken: antizyklonal, offene Balken: zyklonal). Die genaue Erläuterung ist im Textteil zu finden.

Wichtig ist die Unterscheidung in eine jeweils zyklonale* und antizyklonale* Form jeder einzelnen Wetterlage. Zyklonale Wetterlagen sind durch eine Krümmung der Isobaren um ein Tiefdruckgebiet herum gekennzeichnet, antizyklonale Wetterlagen durch eine Isobaren-Krümmung um ein Hochdruckgebiet herum. Eine antizyklonale Krümmung der Isohypsen im 850hPa und 500hPa Niveau ist mit mittlerer Absinkbewegung verbunden, welche zunächst hohe und mittelhohe Bewölkung auflöst. Bei längerer Andauer von antizyklonalen Wetterlagen erfaßt die Absinkbewegung auch die niedrige, d.h. die Cumulusbewölkung, und verschlechtert das Segelflugwetter wieder. Zyklonale Krümmung der Isohypsen unterstützt Aufwärtsbewegungen in der Atmosphäre. Das heißt, daß die Entstehung von Schauern und Gewittern sowie von hoher Aufgleitbewölkung unterstützt wird.

Um über diese grundsätzlichen Merkmale hinaus die Wetterlagen qualitativ bewerten zu können, wurde folgendermaßen vorgegangen. Es wurde zunächst die Gesamtzahl der Tage mit Flügen von mehr als 300km berechnet, die bei jeder einzelnen Wetterlage möglich waren. Dann wurde bestimmt, wie oft jede Wetterlage in den Jahren 1977 bis 1983 in den Monaten April bis August überhaupt auftrat. Schließlich ergibt sich als Bewertungsfaktor jeder Wetterlage der Quotient beider Zahlen. Z.B. bedeutet die Bewertungszahl 29 bei antizyklonaler Ostlage, daß bei 29% der Ostlagen Streckenflüge über 300km möglich waren.

Ähnliche Untersuchungen für den Alpenraum sind von M. Kreipl (Wolken, Wind und Wellenflug) veröffentlicht worden.

Abb.33 zeigt die Ergebnisse für alle Wetterlagen, an denen 300km-Flüge möglich waren. Wie zu erwarten, sind grundsätzlich die antizyklonalen Wetterlagen besser als die zyklonalen. Ferner übertreffen Wetterlagen mit Heranführung trockener Festlandsluft diejenigen mit Advektion maritimer Luftmasse. Deutlich wird der krasse Unterschied z.B. zwischen Nordwestlagen und Nordostlagen. Bei Nord-

westlagen tritt in Norddeutschland häufig geschlossene Inversionsbewölkung auf, die sich selbst bei sehr hohem Druck nicht auflöst. Die Nordostlage ist dagegen häufig nutzbar, auch an Übergangstagen von und zu anderen Wetterlagen. Bei antizyklonalen Nordostlagen stellt sich erfahrungsgemäß auch bei sehr trockener Luft und ausreichend hoher Inversion eine Bedeckung mit 1-2/8 Cu ein, da eine leichte Feuchtezunahme beim Überströmen der Ostsee hierfür ausreichend Wasserdampf bereitstellt. Selbst zyklonale Nord- und Nordostlagen sind nicht selten für Streckenflüge geeignet. Der Grund liegt darin, daß die hierbei herantransportierte kältere Luft weniger Wasserdampf enthält als z.B. subtropische Luft. Deshalb wird selbst bei größerer Labilität und Schauerbildung keine geschlossene Bewölkung entstehen. Besonders im April sind hierbei schon unerwartet gute Tage anzutreffen, an denen auftretende Schauer so begrenzt bleiben, daß sie umfliegbar sind. Die Ostlage verliert gegenüber der Nordostlage dadurch an Wert, daß bei ihr eine deutliche Tendenz zur Abtrocknung besteht. Sie kann aber mit sehr guter Blau-thermik verbunden sein. Ähnliches gilt für die Südostlage, die allerdings seltener ist und deshalb keine so große Bedeutung hat.

Als beständige Wetterlage für Streckenflugmöglichkeiten haben sich auch das Hoch und die Hochdruckbrücke über Mitteleuropa erwiesen. Sie übertreffen aber z.B. nicht die antizyklonale Nordostlage. Das liegt an der bereits erwähnten Tatsache, daß durch ausgeprägte Absinkbewegungen bei starkem Hochdruckeinfluß Cumuluswolken aufgelöst werden, niedrige Inversionen entstehen und außerdem daran, daß zunehmende Lufttrübung die Einstrahlung behindern kann.

Etwas überraschend ist die antizyklonale Südlage mit der Bewertungszahl 30. Der Grund liegt darin, daß es sich bei den nutzbaren Tagen ausschließlich um solche handelt, bei denen vorher eingeflossene Polarluft umgelenkt über England und Frankreich uns von Süden erreichte.

Hieraus wird deutlich, daß neben der Wetterlage die Luftmasse eine sehr große Bedeutung hat. Die notwendigen Informationen über die Wetterlage und die Luftmasse lassen sich mit etwas Aufmerksamkeit aus den aufeinanderfolgenden Radio- und Fernsehewetterberichten gewinnen!

III.3 Die Bedeutung der Luftmassen für die Streckenflugmöglichkeiten

Wie entstehen überhaupt Luftmassen?

Prinzipiell kann man sagen, daß eine typische Luftmasse in einem Hochdruckgebiet entsteht, also hier ihren Ursprung hat. Die aus dem Hochdruckgebiet in Bodennähe ausfließende Luft nimmt nach einer gewissen Zeit den Charakter des Untergrundes an, über dem sie sich aufgehalten hat; so erfolgt z.B. eine Anpassung der Temperatur und Feuchte. Entsteht eine Luftmasse über Landoberflächen, so wird sie kontinental trocken sein, entsteht sie über dem Meer, ist sie maritim feucht. Hat sie ihren Ursprung über warmen Gebieten, handelt es sich um eine Warmluftmasse, fließt sie aus kalten Gebieten aus, so bezeichnet man sie als Kaltluftmasse.

Den Warmluft- und Kaltluftmassen können vereinfacht die folgenden Eigenschaften zugeordnet werden, die z.T. wesentlich für die Segelflugmöglichkeiten sind:

Warmluftmassen

Die spezifische Feuchte ist hoch (Warmluftmassen können mehr Wasserdampf aufnehmen als Kaltluftmassen),
der vertikale Isobarenflächenabstand ist groß,
die Luftmasse ist stabil geschichtet,
es herrscht Schichtbewölkung vor (aufgrund der höheren Stabilität),
es herrscht Wind mit geringer Turbulenz vor (als Folge der Stabilität und der fehlenden Durchmischung),
die Sicht ist mangels Vertikalaustausches schlecht,
die Höhe der Tropopause liegt bei 11 bis 17km.

Kaltluftmassen

Die spezifische Feuchte ist gering,
der Isobarenflächenabstand ist gering,
die Luftmasse ist weniger stabil geschichtet,
allgemein herrscht Konvektionsbewölkung vor,

der Wind ist turbulent,
die Sicht ist allgemein größer als 10 km,
die Höhe der Tropopause liegt bei 9-11km.

Aufgrund dieser Aufstellung kann man schließen, daß Kaltluftmassen bessere Segelflugmöglichkeiten bieten als Warmluftmassen. Hieraus könnte man weiter folgern, daß bei aus nördlichen Richtungen nach Mitteleuropa einfließenden Luftmassen bevorzugt Streckenflug möglich ist. Allgemein ist dieses auch richtig, vergessen werden darf aber auch nicht, daß Luftmassen auch umgelenkt zu uns gelangen können. Auf einem solchen Umweg wird die ursprüngliche Luftmasse bereits wieder beträchtlich durch den Untergrund beeinflusst.

Folgende Umwandlungsmechanismen beeinflussen die strömenden Luftmassen:

thermodynamische Vorgänge:

Turbulenter und konvektiver Austausch (vertikaler Wärme- oder Feuchtetransport innerhalb der Luftmasse),
Strahlung (Erwärmung oder Abkühlung der Luftmasse vom Boden her) und
Feuchteaufnahme bzw. Abtrocknung (über Wasser- bzw. Landmassen).

mechanische Vorgänge:

Konvergenz* (Labilisierung der Luftmasse durch erzwungenes Aufsteigen in Konvergenzgebieten), und
Divergenz* (Stabilisierung durch erzwungenes Absinken in Divergenzgebieten).

Konvergenzgebiete sind Zonen, in denen Luft zusammenfließt (z.B. Tiefdruckgebiete), Divergenzgebiete sind gekennzeichnet durch ein allgemeines Auseinanderfließen der Luft (z.B. Hochdruckgebiete).

Die Umwandlungsmechanismen "Abtrocknung" und "Erwärmung" über Landflächen sind die entscheidenden Faktoren, die die

besseren Streckenflugmöglichkeiten von NE-Lagen gegenüber den N-Lagen, bzw. die besseren Möglichkeiten der SW-Rückseite gegenüber der NW-Rückseite bedingen. Die Luftmassen mit polarem Ursprung erfahren bei der NE-Lage bzw. SW-Rückseite ihre Umwandlung über den kontinentalen Flächen von Skandinavien bzw. Frankreich, sodaß allgemein die Basis der Cumuli in Norddeutschland höher liegt, und die Schauerneigung nach Durchzug der Kaltfront rascher abnimmt. Daß der Weg über Festland nicht zu lang sein darf, erkennt man vor allem im Frühjahr an der E- oder SE-Lage, die so stark abgetrocknete und erwärmte Luft zu uns transportieren, daß nur unterschiedlich gut entwickelte Blau-thermik anzutreffen ist.

Die mechanischen Umwandlungsvorgänge haben ebenfalls einen großen Einfluß auf die Streckenflugplanung, und hier speziell auf die Planung von Langstreckenflügen.

In diesem Zusammenhang ist zwischen zwei unterschiedlichen Typen von Hochdruckgebieten zu unterscheiden: dem "thermischen Hoch" (oder auch "Kaltes Hoch" oder "Zwischenhoch" auf der Rückseite einer Kaltfront und vor einem erneuten Tief, verlagert sich mit der Höhenströmung) und dem "dynamischen Hoch" (oder auch "Warmes Hoch", ein ausgedehntes Hochdruckgebiet, das sich nur langsam verlagert und Störungen um sich herum steuert). Bei beiden Typen ist die bodennahe Divergenz mit stabilisierendem Absinken verbunden, sodaß man nach einem Kaltlufteinbruch die besten Streckenflugbedingungen in den Gebieten antrifft, in denen das Absinken gerade ausreicht, um Überentwicklungen zu vermeiden. Dabei sind für die unterschiedlichen Hochdruckgebiete verschiedene Regeln aufzustellen, um diesen Bereich auszunutzen:

Beim Zwischenhoch (Abb.34a,b) empfiehlt es sich im allgemeinen bei Dreiecksflügen direkt in den Kern des Hochs zu fliegen, da die Absinkvorgänge beim thermischen Hoch auch im Kern noch nicht allzu stark ausgeprägt sind. Man sollte den westlicheren Wendepunkt zuerst anfliegen, um damit entweder in den stabileren Bereich ohne Überentwick-

lungen einzufliegen, oder um sich nicht noch in den späten Nachmittagsstunden der neuen Störung von Osten her nähern zu müssen.

Beim dynamischen Hoch (Abb.35a-c) sollte man sich vom Kern des Druckgebildes weg orientieren, da im Zentrum des Hochs die thermischen Bedingungen schon stark nachlassen. Man muß sich aber auf jeden Fall noch in dem Bereich aufhalten, in dem die Isobaren des Bodenhochs noch antizyklonal -also um das Hochdruckgebiet herum- gekrümmt sind.

Die besten Segelflugmöglichkeiten herrschen bei beiden Hochdruckgebieten allgemein auf ihrer östlichen Hälfte.

Wichtig sind die Divergenz- und Konvergenzvorgänge für Langstreckenflüge. Voraussetzung für diese Streckenflüge ist, daß die Kaltluft mit den guten Segelflugbedingungen den gesamten abzufliegenden Kurs schon überströmt und seine Mächtigkeit behalten hat. Damit diese Bedingungen gegeben sind, darf die Strömungsgeschwindigkeit und die Kaltluftmächtigkeit nicht durch Divergenzerscheinungen wesentlich verringert werden.

Divergenzerscheinungen treten generell bei nördlichen Strömungen auf, da der Erdumfang entlang eines Breitengrades aufgrund der Kugelform der Erde nach Süden zunimmt und sich die einströmende Luft auf eine größere Fläche verteilen muß. Dem Zusammensinken der Kaltluft kann nur ein Zusammenströmen der Luft entgegenwirken, z.B. das Einströmen in ein Tief.

So empfiehlt es sich bei Streckenflügen nach Frankreich darauf zu achten, daß sich der Isobarenabstand in Strömungsrichtung nicht wesentlich vergrößert, und daß der Kurs praktisch zwischen dem Hoch und dem Tief oder sogar am "Rand" des Tiefs entlang führt, man also in dem Bereich fliegt, in dem die Isobaren geradlinig oder schon leicht zyklonal gekrümmt verlaufen.

Die Kenntnis der Luftmasseneigenschaften und der auf sie wirkenden Umwandlungsmechanismen ist, wie man an den eben gemachten Bemerkungen feststellen kann, also ein wichtiges Grundwissen für eine gute Streckenflugplanung.

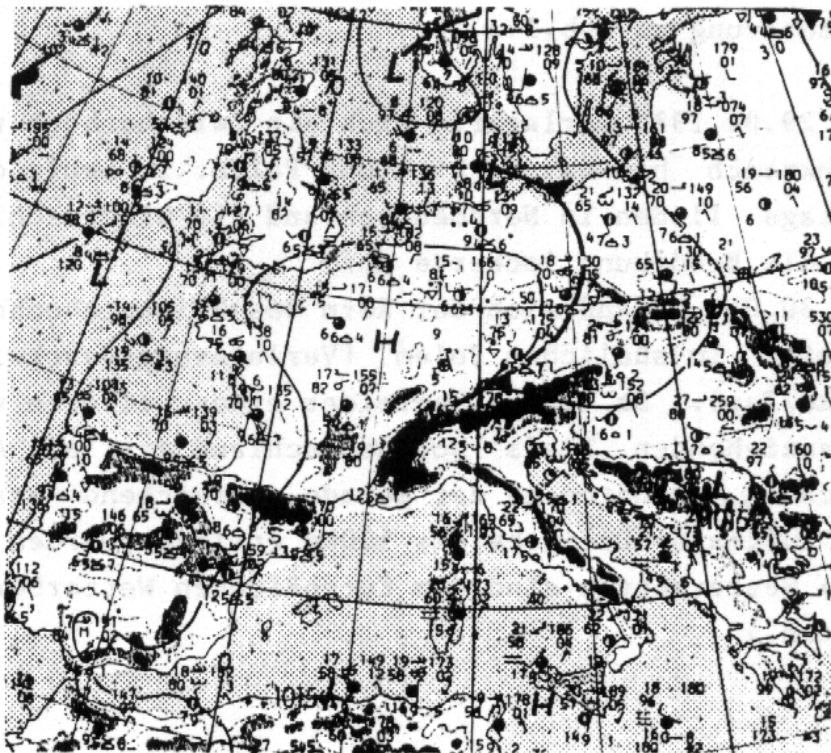


Abb.34a: Bodenwetterkarte vom 29.04.1983, 12 GMT

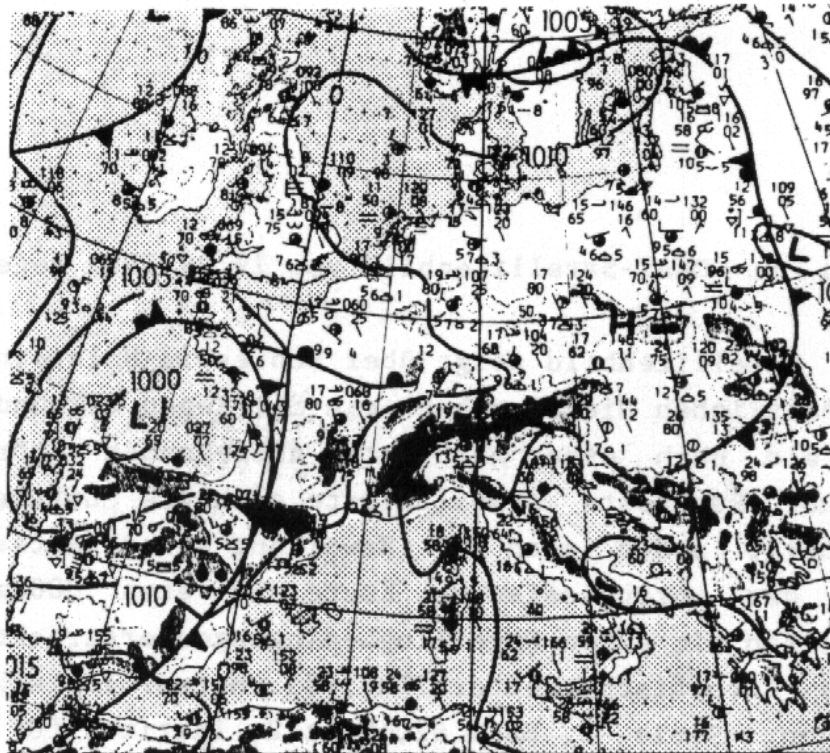


Abb.34b: Bodenwetterkarte vom 30.04.1983, 12 GMT

Erläuterung zu Abb.34a, b:

Am 29.04.1983 verlagerte sich ein Zwischenhoch rasch über Frankreich hinweg in Richtung Polen. Im Laufe des Nachmittags ließen in Norddeutschland die Niederschläge nach und die Bewölkung lockerte auf.

Am 30.04. befand sich der Kern des Zwischenhochs um 12GMT bereits im südlichen Polen (Verlagerungsgeschwindigkeit: 900km/Tag). Da die Wolkenfelder eines weiteren von Westen heranziehenden Tiefs Norddeutschland erst am Abend erreichten, konnten in der gerade ausreichend stabilisierten Luftmasse Dreiecke bis 500km erflogen werden.

(Die Wetterkarten sind dem Europäischen Wetterbericht entnommen.)

Bild 1: NOAA7-Satellitenbild vom 29.04.1983 gegen 15 MEZ:

Das Satellitenbild zeigt über Schleswig-Holstein und dem nordöstlichen Niedersachsen ein mit Regen verbundenes Wolkenfeld nach einer nach Osten abziehenden Störung. Auf seiner Rückseite stabilisierte sich die Luftmasse sehr schnell, sodaß sich zur Bewölkung eines weiteren Tiefs vor der portugiesischen Küste ein etwa 800km breiter Streifen mit guten Segelflugbedingungen erstreckte.

(Das Europäische Wetterbild 1983. Meteorologische Abhandlungen, Serie B, Band 42, Heft 2, Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, 1983)

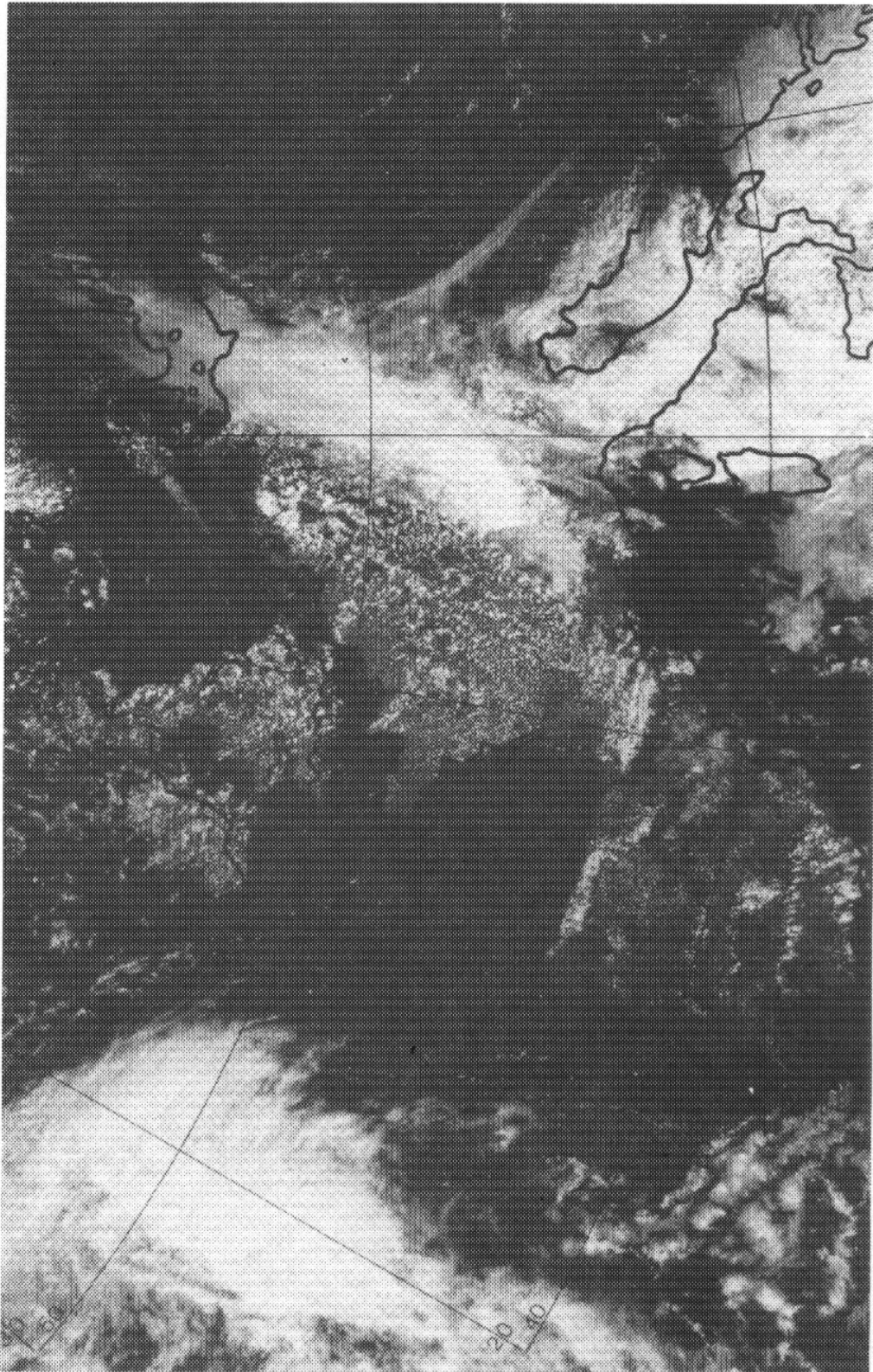
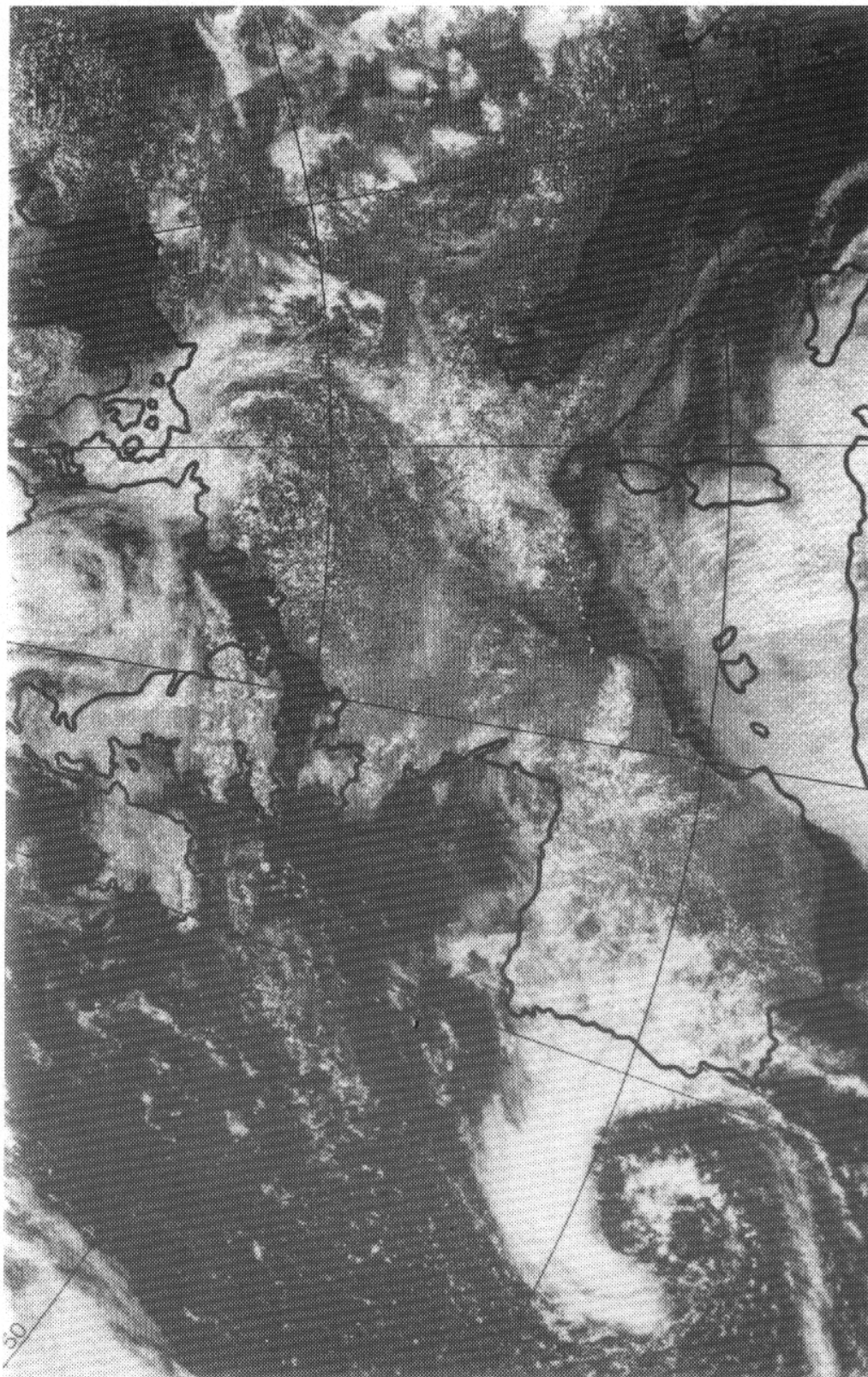


Bild 2



• Bild 1

Erläuterung zu Abb.35a-c:

In einem von den Azoren ausgehenden Höhenhochdruckkeil bildete sich am 16.04.1984 südlich Irlands ein kräftiges Bodenhoch aus. Bis zum 18.04. verlagerte sich das Hoch auf der Rückseite einer nach Osten abziehenden Störung langsam nach Norddeutschland.

Entsprechend der langsamen Bewegung des "dynamischen" Hochdruckgebietes stabilisierte sich die Luftmasse bis zum 17. nur allmählich, die Schauer klangen nur langsam ab. Die besten Sgelflugbedingungen herrschten somit erst am 18.04. (in Niedersachsen wurden 34 Flüge über 500km durchgeführt), mehr als 300km konnten aber auch am Vortag und am folgenden Tag geflogen werden.

(Die Wetterkarten sind dem Europäischen Wetterbericht entnommen.)

Bild 2: NOAA7-Satellitenbild vom 16.04.1984 gegen 15 MEZ:

Das Photo zeigt über der DDR die frontale Bewölkung einer Störung, auf deren Rückseite hochreichend kühle Luft aus NW nach Norddeutschland einströmt. In der feuchtlabilen Luftmasse bildeten sich zahlreiche Schauer aus (größere Wolkenkomplexe in Norddeutschland). Erst in Frankreich reicht das Absinken des südlich Islands liegenden Hochdruckgebietes aus, Schauer zu unterdrücken.

(Das Europäische Wetterbild 1984. Meteorologische Abhandlungen, Serie B, Band 46, Heft 2, Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, 1984)

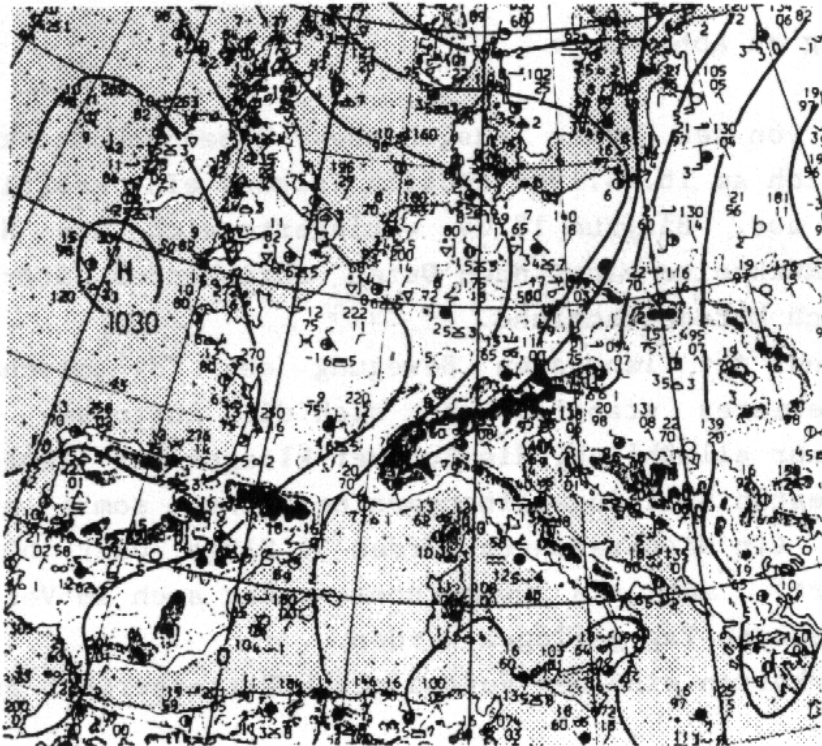


Abb.35a: Bodenwetterkarte vom 16.04.1984, 12 GMT

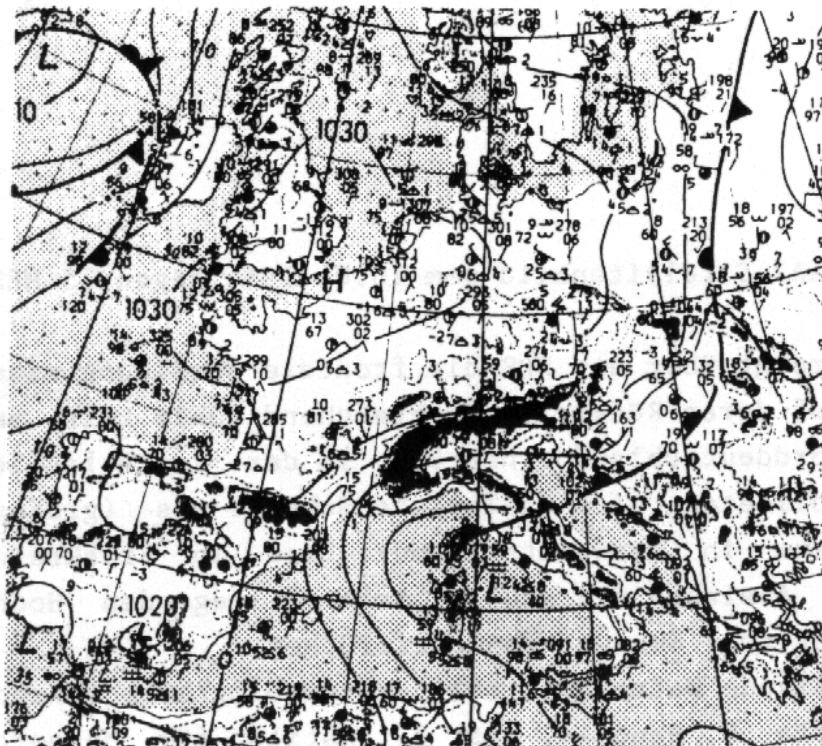


Abb.35b: Bodenwetterkarte vom 17.04.1984, 12 GMT

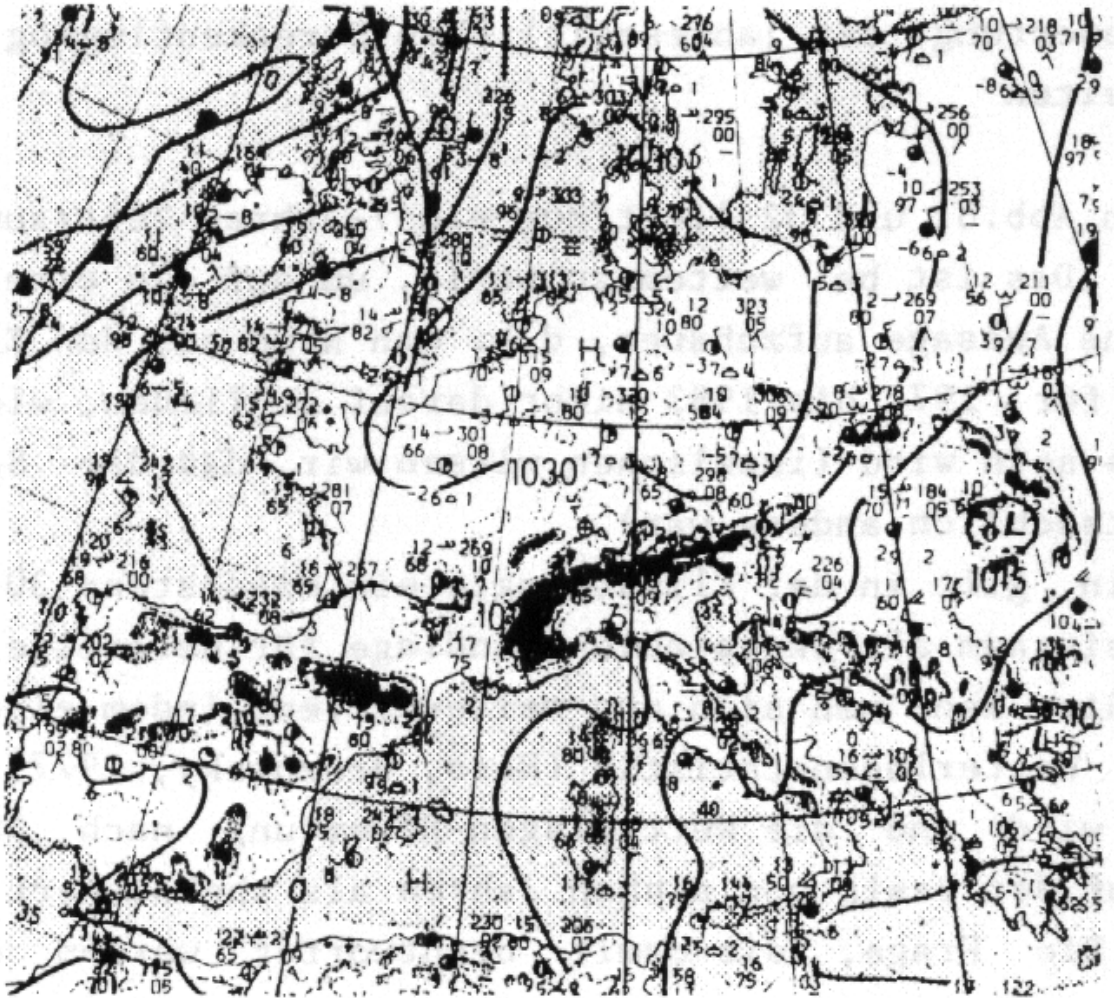


Abb.35c: Bodenwetterkarte vom 18.04.1984, 12 GMT

III.4 Bewertung der jahreszeitlichen Streckenflugmöglichkeiten

Bei den Abb.31 und 32 liegt nur ein 7-Jahres Zeitraum zugrunde. Das ist bei weitem zu wenig, um auf sie eine statistische Aussage aufzubauen, d.h. man kann aus den Ergebnissen für 1977 bis 1983 nicht darauf schließen, wie es 1984 sein wird (inzwischen wissen wir, daß die Saison 1984 tatsächlich anders war).

Allgemein gilt in der Klimatologie ein mindestens 30-jähriger Zeitraum als akzeptable Grundlage für derartige Aussagen. Hier kann man sich nun weiterhelfen, indem eine 44-jährige Wetterlagenstatistik (Hess, Brezowsky, 1977) verwendet wird und die Wetterlagen-Bewertung nach Abb.33 auch auf der Basis von sieben Jahren als abgesichert ansieht. Die Frage, die damit beantwortet werden soll, lautet:

Wie groß ist die Wahrscheinlichkeit für jede einzelne Woche der Segelflugsaison, mindestens drei Tage mit der Möglichkeit für einen 300km-Dreiecksflug zu haben?

Die Frage soll für den norddeutschen Raum beantwortet werden.

Eine solche Frage ist für jede Art von Planung von Streckenflügen von Interesse. Sowohl im persönlichen Bereich bei der Festlegung von Urlaubsterminen als auch für Wettbewerbsveranstalter bei der Festlegung von Wettbewerbsterminen ist es ja wichtig, in der Zeit fliegen zu wollen, in der es höchstwahrscheinlich auch geht. Wenn man davon ausgeht, daß man bei drei von sieben fliegbaren Tagen dem nahe kommt, was zum Gelingen eines Wettbewerbes gehört, so wird die etwas ungewöhnliche Fragestellung verständlich.

Die Abbildung 36 zeigt die Ergebnisse der Rechnung.

Sie verdeutlicht, daß die jahreszeitlichen Schwankungen nicht sehr ausgeprägt sind. Im Mittel liegt die Wahrscheinlichkeit bei 45%. Diese sieht zunächst nach einer sehr geringen Wahrscheinlichkeit aus. Berücksichtigt man

aber, daß ein 300-km Flug schon sehr gute Wetterbedingungen benötigt und daß kleinere Dreiecke häufiger möglich sind, ist das Gesamtergebnis doch ganz erfreulich. Die Kurve spiegelt die Flugergebnisse der letzten sieben Jahre erstaunlich gut wieder. Das erste Maximum Mitte April ist zu erkennen, die höchste Wahrscheinlichkeit im Mai mit leichtem Abfall im Juni, die Abschwächung im Juli und das kleinere Maximum im August sind bemerkenswerte Details in Übereinstimmung mit den Flugergebnissen. Wie ist dieser jahreszeitliche Gang zu erklären? Die großen Häufigkeiten im Frühjahr, vor allem im Mai

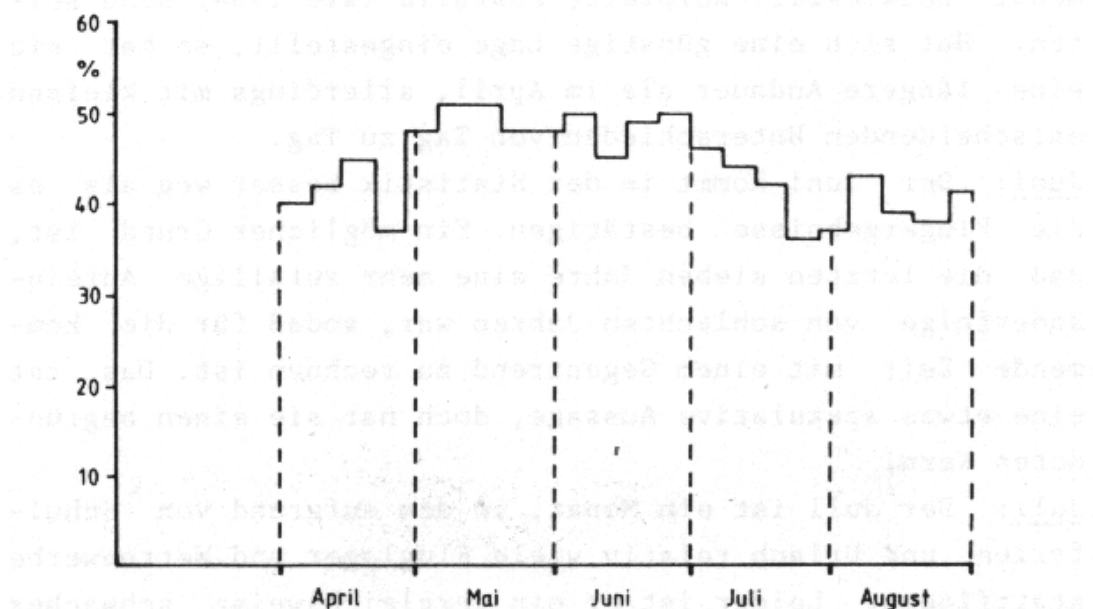


Abb.36: Darstellung der Wahrscheinlichkeiten, an mindestens drei Tagen innerhalb von Wochenzeiträumen 300km - Dreiecke zu vollenden.

sind vor vor allem durch die häufigen Nord- und Ostwetterlagen begründet, während die Hochdrucklagen in dieser Zeit seltener sind.

Der Abfall der Häufigkeiten im Hochsommer ist durch die Abnahme von Wetterlagen mit kontinentaler Kaltluftzufuhr begründet, zum Teil wird dieser Trend durch Zunahme von Hochdrucklagen abgeschwächt.

Auf der Grundlage dieser langjährigen Statistik läßt sich für die einzelnen Monate folgendes festhalten:

April: Der April ist der Monat mit den ersten hervorragenden Streckenflugmöglichkeiten, vor allem Mitte des Monats. Die guten Bedingungen entwickeln sich meistens nach dem Einfließen von Polarluft und dann zunehmendem Hochdruckeinfluß. Die Gesamthäufigkeit guter Wetterlagen im April ist nicht sehr groß, da sich noch keine länger andauernde antizyklonale Lage einstellt.

Mai: Der Mai hat sich zum traditionell guten Überlandflugmonat entwickelt. Komplette Ausfälle (wie 1984) sind selten. Hat sich eine günstige Lage eingestellt, so hat sie eine längere Andauer als im April, allerdings mit kleinen entscheidenden Unterschieden von Tag zu Tag.

Juni: Der Juni kommt in der Statistik besser weg als es die Flugergebnisse bestätigen. Ein möglicher Grund ist, daß die letzten sieben Jahre eine mehr zufällige Aufeinanderfolge von schlechten Jahren war, sodaß für die kommende Zeit mit einem Gegentrend zu rechnen ist. Das ist eine etwas spekulative Aussage, doch hat sie einen begründeten Kern.

Juli: Der Juli ist ein Monat, in dem aufgrund von Schulferien und Urlaub relativ viele Fluglager und Wettbewerbe stattfinden. Leider ist er ein vergleichsweise schwacher Sommermonat. Ein Trost ist nur, daß bei Eintritt einer sommerlichen Hochdrucklage im Juli diese recht zählebig sein kann und somit wenigstens jeden Tag Thermikflüge ermöglicht. Doch öfter als erwünscht machen Tiefdruckgebiete vom Atlantik die Ferienstimmung in Norddeutschland zunichte.

August: Besser ist es, auf den August zu hoffen. Er bringt die größte Häufung von Hochdrucklagen. Für größere Strecken sind diese aber nur in den ersten Tagen ihrer Entwicklung zu nutzen, wenn Norddeutschland unter Kaltluftzufuhr liegt. Wird es sommerlich warm, so bleibt zu- meist nur noch Blauthermik übrig.

Bei der Abbildung 36 ist noch eine Einschränkung zu machen. Die Ergebnisse beziehen sich auf Gesamt-Niedersachsen, sodaß sowohl gute Tage im Flachland als auch im Bergland berücksichtigt sind. Das bedeutet, daß statistisch ermittelten Möglichkeiten nur von einem Teil der Niedersächsischen Flugplätze ausnutzbar sind.

IV. Meteorologische Informationsmöglichkeiten und deren Auswertung

In diesem letzten Teil wollen wir uns mit den meteorologischen Informationsmöglichkeiten beschäftigen, die dem "normal sterblichen" Segelflieger für seine Streckenflugplanung zur Verfügung stehen, und wie sie effektiv ausgewertet werden können.

IV.1 Der Rundfunk- und Fernsehwetterbericht

Die erste Informationsmöglichkeit zur Früherkennung von Streckenflugtagen ist der allgemeine Rundfunk- und Fernsehwetterbericht. Der Rundfunk verbreitet zu bestimmten Zeiten Wettervorhersagen für ein bis drei Tage, die als "weitere Aussichten" bezeichnet oder im Urlaubswetterbericht enthalten sind. Schon dieser allgemeine Wetterbericht gibt wichtige Aufschlüsse für das Wettergeschehen und damit auf in der nächsten Zeit sich einstellende gute Streckenflugbedingungen.

Voraussetzung ist für die Auswertung dieser Wetterberichte, daß dem Hörer bekannt ist, welche Bedeutung die gebrauchten Begriffe haben, und auf welche Begriffe man speziell zu achten hat, da sie mit guten Segelflugmöglichkeiten verbunden sein können. Die Bedeutung einiger dieser feststehenden meteorologischen Begriffe sollen hier dann auch einmal aufgeführt werden:

Temperatur (Höchsttemperatur) Mai bis September:

kalt	: < 8 °C	mäßig warm	: 17 - 21 °C
sehr kühl	: 9 - 13 °C	warm	: > 21 - 25 °C
kühl	: 13 - 17 °C	sehr warm	: > 25 - 28 °C
normal	: 20 - 25 °C	heiß	: > 28 °C

Bewölkung: (c_L = niedrige, c_M = mittlere, c_H = hohe Bew.)

wolkenlos : Bedeckung $N = 0$

heiter : $N > 0$ bis $< 2/8$ bei C_L oder C_M ,
bis $8/8$ bei C_H

leicht bewölkt : $N = 2/8$ bis $3/8$ bei C_L oder C_M

sonnig : $N < 4/8$

wolkig : $N = 4/8$ bis $6/8$ bei C_L oder C_M

stark bewölkt : $N = 7/8$ bei C_L oder C_M

bedeckt : $N = 8/8$ bei C_L oder C_M

trüb : $N = 8/8$ bei tiefliegenden C_L

wechselnd bewölkt : Rückseitenwetter

Bewölkungsschwankungen : Bewölkungsgrad wechselt in längeren Zeitabschnitten, nicht so rasch wie bei Rückseitenwetter.

Windstärke:

windstill, schwacher Wind,

umlaufender Wind : 0 - 11 kt

mäßiger Wind : 11' - 15 kt

frischer Wind : 16 - 21 kt

starker Wind : 22 - 27 kt

starker bis stürmischer Wind : 28 - 33 kt

stürmischer Wind : 34 - 40 kt

Niederschlagsintensität:

trocken, niederschlagsfrei,

im wesentlichen trocken : kein meßbarer Niederschlag

Neigung zu Niederschlägen : es können einzelne geringfügige Niederschläge auftreten

nur unbedeutender Niederschlag: bis ca. 0,3mm

leichter Niederschlag : 0,3 - 2mm

mäßiger Niederschlag : 2 - 5mm

starker Niederschlag : 5mm

Niederschlagsverbreitung:

vereinzelt, örtlich : Niederschlag auf kleinstem Gebiet oder in einer Großstadt nicht in allen Stadtteilen

strichweise, gebietsweise : ein etwas größerer Teil des Gebietes

vielfach : vielerorts

verbreitet : mehr als 50% aller Stationen müssen Niederschlag haben

Niederschlagsdauer:

gelegentlich, wiederholt : einzelne in zeitlicher Folge

zeitweise : in einem oder mehreren Zeitabschnitten

vielfach : zeitlich häufig

länger anhaltend : Niederschlag über eine längere Zeit hinweg

Aus den Hinweisen zur Wetterlage und Wetterentwicklung, so wie den Angaben zu den Temperaturen, den Wind-, Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnissen des Rundfunk- und Fernsehweatherberichtes läßt sich also schon ein einigermaßen gutes Bild über das weitere Wettergeschehen gewinnen. Voraussetzung ist allerdings, daß der so allgemein klingende Bericht etwas genauer unter die Lupe genommen wird. So kann man mit Hilfe der Angaben zur Wetterlage und den Strömungs- und Temperaturverhältnissen auf die Großwetterlage und die einströmende Luftmasse zurückschließen (siehe Kapitel III).

Erkenntnisse über die Witterung und deren Änderung sind aus den Angaben über Niederschlag und Bewölkung zu erhalten.

Speziell ist auf die folgenden Begriffe zu achten, die typisch für die Vorhersage von segelfliegerisch guten Tagen sind:

"Nach Durchzug einer Kaltfront rasch auflockernde Bewölkung und nachlassende Schauertätigkeit" (typisch für Zwischenhoch), "Die eingeflossene Kaltluft gerät unter Zwischenhocheinfluß", "Die eingeflossene Kaltluft gerät zögernd unter Hochdruckeinfluß" (typisch für das Herannahen ausgedehnter Hochdruckgebiete), "Heiter bis wolzig und trocken".

Einen besonderen Stellenwert in der meteorologischen Vorbereitung auf Streckenflüge hat natürlich der Fernsehwetterbericht mit Wetterkarte und Satellitenbild. Die Fernsehweatherkarte ermöglicht es uns, einen Überblick über die Wetterlage und Wetterentwicklung, die Position der Druckgebiete, deren Form und die Lage der Fronten zu bekommen.

Das Kartenbild kann mit Beispielen zu guten Segelfluggewetterlagen verglichen werden, wobei die ARD zusätzlich auch die Wetterkartenvorhersage für den folgenden Tag zeigt. Zur Aktualität der Fernsehweatherberichte möchten

wir an dieser Stelle gleich noch anmerken, daß die Vorbereitung des Wetterberichtes der ARD aufgrund seines komplizierten Aufbaus als Trickfilm relativ viel Zeit beansprucht, und so in diesen Bericht nur noch Wettermeldungen von 12 Uhr eingebaut werden können. In den Wetterbericht des ZDF können dagegen Änderungen bis kurz vor dem Sendetermin berücksichtigt werden, er ist also der aktuellere Fernsehweatherbericht. Generell kann man aber auch den Eindruck haben, daß die Erläuterungen zur Vorhersage beim ZDF genauer und für den Segelflieger ergiebiger sind.

Das Satellitenbild, das das Fernsehen zeigt, ist eine Informationsmöglichkeit, die sogar den meisten Wetterämtern nur über den Fernseher zugänglich wird. Anhand der Wolkenfelder und verschiedenen Wolkenformen kann man auf die Lage der Fronten schließen und wolkenfreie oder schwachbewölkte Flächen in Strömungsrichtung ausfindig machen, die mit brauchbaren Segelflugbedingungen verbunden sind (besonders wichtig für das Erkennen von Zwischenhochs!). Auf dem Bild von METEOSAT lassen sich übrigens absolut wolkenfreie Gebiete von Gebieten mit schwacher Bewölkung (Schönwettercumuli) kaum unterscheiden, da das Auflösungsvermögen der Aufnahmen bei 7km liegt. Den Umfang der so bewölkten Gebiete kann man höchstens an ihrer leichten Grautönung identifizieren.

Das Thema "Auswertung von Satellitenbildern" hat M.Kreipl in seinem Buch "Wolken, Wind und Wellenflug" ein Kapitel gewidmet. Hier kann man weitere Informationen zur Ausnutzung der Fernseh-Satellitenbilder finden.

IV.2 Der Segelflugwetterbericht

Die Informationsmöglichkeit, die uns direkt Auskunft über die Segelflugwetteraussichten gibt, ist natürlich der Segelflugwetterbericht der Flugwetterwarten. Wenn sich aufgrund der allgemeinen Wettervorhersagen oder aufgrund von Beobachtungen segelflugverdächtiges Wetter ankündigt, bieten uns die Flugwetterwarten die Möglichkeit, entweder unkompliziert das Wetter über die Automatischen Anrufbeantworter abzufragen, oder gegebenenfalls durch persönliche Rückfragen näheres zu erfahren.

Die recht allgemein gehaltenen "Aussichten für den folgenden Tag" werden um 20 Uhr auf das Band des Anrufbeantworters gesprochen. Aber auch die morgendliche Aufsprache enthält Hinweise auf den nächsten Tag. Diese Vorhersagen können z.B. nach den Fernsehweatherberichten zur genaueren Information herangezogen werden.

Der allmorgendliche Segelflugwetterbericht kann von den Automaten ab 8 Uhr MESZ abgerufen werden. Hessen und Bayern bieten zusätzlich die Möglichkeit, den Segelflugwetterbericht täglich im Rundfunk zu hören (HR3 um 6.30 Uhr), für Niedersachsen, Bremen und Stuttgart besteht diese Möglichkeit immerhin noch an den Wochenendtagen (Radio Bremen 7.30 Uhr nach den Nachrichten).

Sollten die Informationen der Anrufbeantworter nicht ausreichen -z.B. weil man eine sehr große Aufgabe plant, oder es nach dem Bericht des Automaten nicht klar ist, ob ein geplanter Wendepunkt aufgrund der Wetterentwicklung noch anfliegend ist-, sollte man sich durch persönliche Rücksprache mit den Wetterberatern der zuständigen Flugwetterwarte durch gezielte Zusatzfragen die fehlenden Auskünfte noch nachholen.

Wie der Segelflugwetterbericht aufgebaut ist und wie er effektiv genutzt werden kann, wird noch in der Folge besprochen. Doch bevor wir hierzu kommen, sei noch auf eine Informationsmöglichkeit hingewiesen, die selbstverständlich erscheint, doch allgemein nur unzureichend angewandt wird, nämlich die "Wetterbeobachtung"!

IV.3 Die Wetterbeobachtung

Wie die Wetterbeobachtung richtig angewandt wird, zeigen die Berichte über das 1000km-Dreieck von Klaus Holighaus vom 7. Mai 1979, und der Artikel von Ingo Andresen zu seinem großen Dreieck vom gleichen Tag (Luftsport 6/79, Aero-kurier 6/79). Beide Piloten schildern, daß sie am Vortag des "Jahrhunderttags" beobachtet hatten, wie die sich in der eingeflossenen Kaltluft bildenden Cb's mit hoher Basis nachmittags begannen von oben her zusammenzufallen, und dies als ein untrügliches Zeichen für zunehmenden Hochdruckeinfluß und einer Stabilisierung in der Höhe gewertet wurde. Trotz der morgens noch wenig verheißungsvoll klingenden Segelflugwetterberichte (die Temps in Deutschland von 0 Uhr zeigten noch keine ausreichende Stabilisierung) wurden die großen Dreiecke ausgeschrieben und auch vollendet.

Zu beachten ist bei den Wetterbeobachtungen vor einem geplanten Streckenflug das Bewölkungs- und Niederschlagsverhalten. Läßt im Tagesverlauf beim Herannahen eines ausgedehnten Hochs die Schauertätigkeit nach, steigt die Basis an, vergrößern sich die Abstände der Cumuli und verringert sich die vertikale Erstreckung der Haufenwolken, ist für den Folgetag mit sehr guten Streckenflugbedingungen zu rechnen. Bei Zwischenhochs verläuft die Wetterentwicklung wesentlich schneller, hier muß schon für den nächsten Tag mit guten Segelflugwetter gerechnet werden, wenn im Tagesverlauf die Kaltfront durchzieht und schon nach kurzer Zeit die Bewölkung aufreißt und das Wetter einen typischen Rückseitencharakter (Schauerwetter) zeigt.

Soviel zur allgemeinen meteorologischen Vorbereitung auf Streckenflüge. Wie der Segelflugwetterbericht der Flugwetterwarten überhaupt aufgebaut ist, und was man aus ihm alles herauslesen kann, soll im folgenden Kapitel behandelt werden.

IV.4 Der Inhalt des Segelflugwetterberichts der Flugwetterwarten

Der Segelflugwetterbericht der Flugwetterwarten besitzt einen einheitlichen Aufbau (siehe Abb.37: "Formblatt des Segelflugwetterberichts"). In der Folge sollen nun die darin enthaltenen Informationen im einzelnen besprochen werden:

Der Wetterbericht beginnt mit der Rubrik "Wetterlage". Hier wird die Wetterlage mit Hilfe von Angaben über die Strömungsrichtung und den Typ der einfließenden Luftmasse beschrieben. Außerdem werden Hinweise auf die Entwicklung und gegebenenfalls auf die räumliche Gliederung der Wetterbedingungen im Vorhersagebereich gegeben.

Bei "Wolken und Niederschlag" wird die zeitliche Entwicklung aller auftretenden Wolkenarten im Tagesverlauf beschrieben. Dabei wird der Bedeckungsgrad der Cu-Bewölkung in Achteln, der der mittelhohen und hohen Bewölkung mengenmäßig angegeben (z.B. lockere Ac-Bewölkung, zeitweise Durchzug hoher Wolkenfelder). Neben dem Zeitpunkt des Einsetzens von Cu-Bewölkung wird auch der zeitliche Verlauf der Basishöhe vorhergesagt. Alle Angaben über Untergrenzen und evtl. Obergrenzen der Bewölkung erfolgen in Metern über NN.

Werden Niederschläge erwartet, werden sie in Verbindung mit den vorhergesagten Wolken erwähnt (z.B. bei Überentwicklung von Cu zu Cb mit Schauern und Gewittern).

Wenn aufgrund des Windprofils Wolkenstraßenbildung begünstigt wird, sollte hier darauf hingewiesen werden.

Die Rubrik "Thermik" enthält Angaben über die Thermikgüte unter Berücksichtigung des tageszeitlichen Verlaufs. Die Thermikstärke wird aus der Basishöhe der Cu-Bewölkung unter Berücksichtigung des Bedeckungsgrades und der Advektions- und Windverhältnisse bestimmt. Zum besseren Verständnis der Thermikgütebezeichnungen muß bekannt sein, welchem mittleren Steigen die jeweiligen Thermikklassen "gering", "mäßig", "gut" und "sehr gut" entsprechen:

Segelflugwettervorhersage der Flugwetterwarte

..... am um MESZ

Name und Anschrift des Piloten:

Startort:

Wetterlage und -entwicklung:

Wolken :

Thermik:

Thermikbeginn: gegen MESZ bei °C

Thermikende : gegen MESZ

Inversionen :

Bodensicht :

Nullgradgrenze über NN:

Bodenwind : km/h
Höhenwinde in 500m : km/h
1000m : km/h
1500m : km/h
2000m : km/h
3000m : km/h

Besondere Hinweise :

QNH an der Flugwetterwarte umMESZhPa,
Tendenz

Sonnenuntergang an der FlugwetterwarteMESZ

Aussichten bis

	Vormit- tag bis 13 Uhr	Mittag bis 15 Uhr	Nachm. bis 17 Uhr	Abend ab 17 Uhr
mittl. Steig.				
max. Steig.				
Thermikcharakter (z.B. zerrissen):				
Thermikbeginn: -ende:.....				

Bemerkungen zu den bes. Hinweisen:

Weitere Bemerkungen:

Startzeit:MESZ

Landezeit:MESZ

Flugzeugtyp:

Aufgabe: (.....km)

Sie wurde erfüllt / nicht erfüllt:

Wenn erfüllt, in welcher Durchschnittsgeschwindigkeit:km/h

Wenn nicht erfüllt, welche Aufgabe wäre evtl. besser gewesen:

Thermikklassifikation:

gering : mittleres Steigen $< 0,5\text{m/s}$
mäßig : $0,5\text{m/s} < \text{mittl. Steigen} < 1,5\text{m/s}$
gut : $1,5\text{m/s} < \text{mittl. Steigen} < 2,5\text{m/s}$
sehr gut: mittleres Steigen $> 2,5\text{m/s}$.

Die Thermikkriterien für die Bestimmung der Thermik-
klassen sind:

"Thermik gering" wird gegeben, wenn direkte Sonnenein-
strahlung wegen geschlossener, dicker Wolkendecke fehlt.

"Thermik mäßig" wird gegeben, wenn die Güte der Thermik
durch einen oder mehrere der folgenden Einflüsse gemin-
dert ist:

- Warmluftzufuhr in 1500m (stabilisierender Einfluß),
- Wind in 1000m über 45km/h (zerrissene Thermik),
- Verminderte Einstrahlung durch dünnen AS- oder Ci-
Schirm (geringe Aufwindgeschwindigkeit),
- Tendenz zur Ausbreitung der Quellwolken bei großer
Feuchte unter einer Sperrschicht (Abschirmung der Ein-
strahlung durch die Ausbreitungsschicht und beträcht-
liche Vergrößerung der Abstände der verbliebenen Auf-
windgebiete,
- Tendenz zur Schauer- oder Gewitterbildung ("Überent-
wicklung"; einzelne Quellungen entwickeln sich wesent-
lich stärker als die übrigen, sodaß in benachbarten
Gebieten die Thermik durch kompensierendes Absinken
unterdrückt wird),
- Cu-Basis unter 750 m (zu geringer vertikaler Aktions-
raum).

"Thermik gut" wird gegeben, wenn keine der oben genannten
Einflüsse vorliegen, insbesondere wenn Kaltluftzufuhr in
1500 m und/oder eine hohe Lage der Cu-Basis (über 1200 m)
zu erwarten sind.

"Blauthermik" kann bei Fehlen der thermikmindernden Ein-
flüsse mit dem Ausdruck "gute Blauthermik" gesondert be-
zeichnet werden, wenn sie die Höhe von 1200m überschrei-
tet. Sonst werden solche Fälle mit "Blauthermik bis
....m" gekennzeichnet.

Alle Angaben sind auf thermisch normale Gebiete zugeschnitten. Besonders über feuchteren Gebieten müssen die Thermikklassen reduziert werden, so z.B. über feuchtmoorigem Gelände oder Gebieten mit einer dicken Lößauflage. Umgekehrt können in thermisch guten Regionen die sich aus der Thermikkategorie ergebenden Steigwerte mit einem Zuschlag versehen werden (siehe Kap.II).

Bei einer Blauthermik wird allgemein die mit Erreichen der Höchsttemperatur ausfliegbare maximale Höhe der Blauthermik angegeben (z.B. mäßige Blauthermik bis maximal 1300m NN).

Bei "Thermikbeginn" wird der Zeitpunkt angegeben, zu dem die ausfliegbare Thermikhöhe 600m über Grund beträgt. Unberücksichtigt bleiben hier regionale Gegebenheiten. Man beachte, daß bei sehr guter Sicht die Thermik oftmals früher einsetzt als vorhergesagt, bei Dunst ist dagegen mit einer Verzögerung zu rechnen.

Das "Thermikende" gibt darüber Auskunft, wann voraussichtlich die Thermik abklingt. Örtliche Besonderheiten oder Gegebenheiten sowie die Trübung der Luft müssen noch berücksichtigt werden. In Verbindung mit dem Thermikbeginn und den zu erwartenden Steiggeschwindigkeiten kann man mögliche Flugstrecken abschätzen.

Unter "wetterwirksame Sperrschichten" findet man Hinweise auf eine mögliche Höhenbegrenzung des Thermikraums, und damit auf die Obergrenze der Cumuluswolken oder auf die maximal mögliche Höhe der Blauthermik.

Bodeninversionen werden hier nicht erwähnt.

Mit Hilfe der Informationen über die Basishöhen aus der Rubrik "Wolken" können die Thermikstärkenangaben noch einmal genauer aufgeschlüsselt werden (siehe I.10).

Die "Bodensicht" ist für die Vorhersage navigatorischer Schwierigkeiten wichtig und hat ebenfalls Einfluß auf den Thermikbeginn und das Thermikende. Dunst läßt die Thermik später beginnen und früher enden, klare Luft zusammen mit Kaltluftadvektion verlängert den Thermiktag beträchtlich. Auch die Sicht ist ein Anhaltspunkt für die einfließende

Luftmasse: zu frischer polarer Luft gehört sehr gute Sicht, zu maritimer Warmluft stärkerer Dunst. Bei niedrig liegender "Nullgradgrenze" und mächtigen Cumuli besteht eher die Gefahr der Schauerbildung als bei einer höher liegenden. Außerdem liefert die Höhenangabe eine wichtige Information bezüglich der Pilotenbekleidung und der Mitnahme von Wasserballast. Die beim "Boden-" und "Höhenwind" angegebenen Windrichtungen geben einen Anhaltspunkt über die Herkunft der Luftmasse. Bei starker Änderung der Windrichtung oder -geschwindigkeit mit der Höhe (Windscherung) kann man zerrissene Thermik erwarten. Die Windrichtungen in verschiedenen Höhen enthalten aber auch Informationen über eine mögliche Advektion in größerer Höhe (z.B. 1500m oder 3000m). Bei Linksdrehung des Windes mit der Höhe besteht Kaltluftadvektion und bei Rechtsdrehung mit der Höhe Warmluftadvektion. Mit der Advektion läßt sich die Thermikdauer abschätzen. Erfahrungsgemäß gilt:
Bei Advektionsfreiheit: Thermik bis 2,5 - 3 Stunden vor SS,
bei Warmluftadvektion oder Strahlungsminderung:
Thermik bis 3,5 - 4 Stunden vor SS,
bei Kaltluftadvektion oder bei Cumuli mit einer Vertikal-erstreckung von mehr als 1000m:
Thermik bis 1,5 - 2 Stunden vor SS.
In der Rubrik "Besondere Hinweise" werden bei Bedarf Angaben über örtliche Besonderheiten, wie Seewindeinfluß und Wellenbildung an Gebirgen, gemacht. Hier findet man aber auch Angaben über begünstigte Flugrichtungen auch über das Vorhersagegebiet hinaus und Wetterwarnungen, wie z.B. bei Gefahr von Gewittern.
Die "Luftdruckangabe" mit ihrer Tendenz liefert Hinweise auf eine mögliche weitere Stabilisierung (bei Druckanstieg) oder auf eine Verschlechterung der Segelflugbedingungen (bei Druckfall). Fragt man mehr als einen Segelflugwetterbericht ab, kann man einen groben Hinweis auf

die Luftdruckverteilung und damit über die regionalen Stabilitätsverhältnisse gewinnen (ein höherer Luftdruck entspricht allgemein einer höheren Stabilität in der Luftmasse).

Die "Aussichten für den Folgetag" bilden einen besonderen Service. So kann man mit seinen (Urlaubs-) Planungen schon 24 Stunden vor einem möglichen guten Streckenflugtag beginnen oder einen zweiten, vielleicht besseren Tag rechtzeitig berücksichtigen.

Leider gibt es in dem derzeitigen Segelflugwetterbericht im Gegensatz zu früher keine vorhergesagte Höchsttemperatur mehr. Sie wird in der Regel gegen 15 Uhr MESZ erreicht, und ist ein Maß für die Gesamterwärmung der Luft im Tagesverlauf. Da ein Temperaturanstieg von 1 Grad bei vorhandener Cumulusbewölkung ein Ansteigen der Basis um ca. 125m bewirkt, konnte aus der Auslösetemperatur und der Höchsttemperatur der Basisanstieg im Tagesverlauf überschlagen werden. Da oft nur eine mittlere Höhe der Basis während des Tages angegeben wird, bot sich die Möglichkeit die Höhenangaben für den Tag, und damit auch den Tagesgang des mittleren Steigens genauer festzulegen.

IV.5 Beispiel einer Auswertung eines Segelflugwetterberichtes

In Abb.38 ist ein beispielhafter Segelflugwetterbericht eingetragen, mit dessen Hilfe gezeigt werden soll, wie die Auswertung eines solchen Wetterberichtes ablaufen könnte:

Die Kurzbeschreibung der Wetterlage gibt einen ersten Hinweis auf günstigere Streckenflugbedingungen, da in eingeflossener Kaltluft der Untergrund für die Auslösung der Thermik weniger stark erwärmt werden muß als bei Warmluft (siehe I.9 und III.). Die Auslösetemperatur kann somit früh erreicht werden und auch der weitere Temperaturanstieg am Boden wird bei der dunstfreien Luft (Sicht 10-20km) bei ungehinderter Einstrahlung gefördert. Die möglichen Störeinflüsse -vereinzelt Cirrusabschirmung und einzelne Schauer- sind etwas schwieriger zu bewerten. Die Cirrusabschirmung kann in ihrer Auswirkung als unbedeutend angesehen werden, da sie im Gegensatz zu mittelhoher Bewölkung generell die Einstrahlung nur wenig beeinflusst. Einzelne Schauer werden von den Wetterberatern bei beginnendem Hochdruckeinfluß fast immer noch "aus Vorsichtsgründen" angesagt, da der Stabilisierungseinfluß durch den Druckanstieg und Warmluftadvektion schwer abzuschätzen ist. Daß eine Stabilisierungstendenz besteht, erkennt man an der Angabe "... gerät zögernd unter Hochdruckeinfluß" und auch an den Höhenwinden: Der Wind ist kräftig und dreht mit der Höhe nach rechts, was auf Warmluftadvektion in der Höhe schließen läßt. Für die Segelflugaussichten sind einzelne Schauer keineswegs immer ungünstig, denn kleinräumige Schauer können oft umflogen werden, sind andererseits aber mit hochreichenden Cumuli und damit mit starker Thermik verbunden. Der Bedeckungsgrad von 3-5/8 weist auf nur geringe Gefahr einer großflächigen Abschirmung hin.

Das Thermikende (17 Uhr) wird mit 2 Stunden vor Sonnenuntergang abgeschätzt. Insgesamt würde eine ausnutzbare

Hier ist der automatische Anrufbeantworter mit der Wettervorhersage für den
Segelflug im östlichen und südlichen Niedersachsen;
ausgegeben von der Flugwetterwarte Hannover am .7.5.1979.. um .07.00.Uhr (SZ)

Wetterlage und -entwicklung:

Die eingeströmte Kaltluft gerät zögernd unter Hochdruck-
einfluß; dennoch ist heute nochmals mit einzelnen Schauern
zu rechnen.

Quellwolken (Höhenangaben in m):

3-5/8 cu bei 1000 m

Übrige Bewölkung (Höhenangaben in m):

vereinzelt cirrusabschirmung und cb-entwicklung

Thermik: mäßig bis gut

Beginn gegen .11.00 Uhr (SZ) bei ...5.... Grad C

Ende gegen .12.00 Uhr (SZ)

Höchsttemperatur:10.... Grad C

Inversionen (Höhenangaben in m): keine

Bodensicht: 10-20 km

Nullgradgrenze:⁷⁰⁰..... m über NN

Bodenwind: ..220... Grad ..20.... km/h

Höhenwinde: in 1000 m ..270... Grad ..25.... km/h

in 1500 m ..280... Grad ..35.... km/h

in 2000 m ..290... Grad ..40.... km/h

in 3000 m ..290... Grad ..40.... km/h

QNH Hannover um Uhr (SZ) mb, Tendenz

Besondere Hinweise::

keine

Flugzeit von etwa 8 Stunden zur Verfügung stehen. Bei mächtigen Cumuluswolken wie an diesem Tag (vereinzelt Cb, keine Inversion) ist mit etwas Optimismus eine noch etwas längere Thermikdauer zu erwarten.

Bei den Angaben zur Thermik "mäßig bis gut" und "Basis-
höhe bei 1000m" ist der zu erwartende Tagesgang zu berücksichtigen. Aus der Differenz zwischen Auslösetemperatur (5 Grad Celsius) und Höchsttemperatur (10 Grad Celsius) ergibt sich, daß die Basis im Laufe des Tages um ca. $5 \times 125\text{m} = 625\text{m}$ ansteigen wird. Bei einer angegebenen mittleren Basishöhe von 1000m bedeutet dies, daß die Basis von etwa 700m auf 1300m ansteigen wird, sodaß die Thermik anfangs mäßig und später gut sein wird (siehe I.10). Das Ausbleiben von Schauern und großräumigen Abdeckungen sorgen bei fehlender Inversion und gut bleibenden Einstrahlungsbedingungen erfahrungsgemäß fast immer für einen zusätzlichen Basisanstieg im Tagesverlauf um weitere 200m.

Nach einer solchen gründlichen Analyse könnte dieser Tag als günstig für große Streckenflüge eingestuft werden. Die am 7.5.1979 angetroffenen Bedingungen zeigten dann tatsächlich gute Streckenflugbedingungen. Die eventuell zu befürchtenden Schauer blieben aus, und es gelang - trotz nicht vorhergesagtem Bilderbuchwetter - einer Reihe von Piloten ihre geplanten 500km-Dreiecksflüge in Norddeutschland relativ rasch zu umrunden. Die erwarteten acht Stunden Flugzeit brauchten dabei aufgrund der fehlenden Behinderungen durch Schauer nicht voll ausgenutzt werden.

IV.6 Das De-Briefing

Wie schon M. Kreipl in seinem Buch "Wolken, Wind und Wellenflug" so treffend beschreibt, kann eine Verbesserung der Segelflugwettervorhersagen nur erzielt werden, wenn auch Informationen über die tatsächlich angetroffenen Flugbedingungen an die Wetterberater der Flugwetterwarten zurückfließen.

Am einfachsten ist dies durchzuführen, wenn man in den Vordruck für den Segelflugwetterbericht nach dem Flug zum direkten Vergleich die vorgefundenen Bedingungen mit Orts- und Zeitangaben einträgt (siehe Vordruck, Abb.37), und das Formular dann an die zuständige Flugwetterwarte abschickt. Auf der Rückseite des Blattes könnte noch der Kurs und markante Geländemerkmale zur besseren Zuordnung aufgezeichnet werden. Zu den einzelnen Streckenabschnitten sollten dann neben Zeitangaben auch Angaben über das mittlere (!) Steigen, die Bedeckung und die Basishöhe der Cumuluswolken notiert werden.

Voraussetzung für eine vernünftige Auswertbarkeit der Rückmeldungen ist allerdings, daß nicht regional zu begrenzte Räume abgeflogen, sowie das mittlere Steigen und auch der Wind richtig abgeschätzt wurden. Das gelingt allgemein nur Piloten mit ausreichender Streckenflugerfahrung. Besonders ihre Mitarbeit kann über das De-Briefing wieder den Segelfliegern zugute kommen.

Wettersituation und Grundgeschwindigkeiten.
Beispiel von Sigi Baumgertel vom 800 km Dreieck am 9. Juli 1973.

St. 20
218 km
13 km

St. 13
18 km
13 km

St. 1
18 km
13 km

St. 10
18 km
13 km

St. 11
18 km
13 km

St. 12
18 km
13 km

St. 13
18 km
13 km

St. 14
18 km
13 km

St. 15
18 km
13 km

St. 16
18 km
13 km

St. 17
18 km
13 km

St. 18
18 km
13 km

St. 19
18 km
13 km

St. 20
18 km
13 km

St. 21
18 km
13 km

St. 22
18 km
13 km

St. 23
18 km
13 km

St. 24
18 km
13 km

St. 25
18 km
13 km

St. 26
18 km
13 km

St. 27
18 km
13 km

St. 28
18 km
13 km

St. 29
18 km
13 km

St. 30
18 km
13 km

St. 31
18 km
13 km

St. 32
18 km
13 km

St. 33
18 km
13 km

St. 34
18 km
13 km

St. 35
18 km
13 km

St. 36
18 km
13 km

St. 37
18 km
13 km

St. 38
18 km
13 km

St. 39
18 km
13 km

St. 40
18 km
13 km

St. 41
18 km
13 km

St. 42
18 km
13 km

St. 43
18 km
13 km

St. 44
18 km
13 km

St. 45
18 km
13 km

St. 46
18 km
13 km

St. 47
18 km
13 km

St. 48
18 km
13 km

St. 49
18 km
13 km

St. 50
18 km
13 km

St. 51
18 km
13 km

St. 52
18 km
13 km

St. 53
18 km
13 km

St. 54
18 km
13 km

St. 55
18 km
13 km

St. 56
18 km
13 km

St. 57
18 km
13 km

St. 58
18 km
13 km

St. 59
18 km
13 km

St. 60
18 km
13 km

St. 61
18 km
13 km

St. 62
18 km
13 km

St. 63
18 km
13 km

St. 64
18 km
13 km

St. 65
18 km
13 km

St. 66
18 km
13 km

St. 67
18 km
13 km

St. 68
18 km
13 km

St. 69
18 km
13 km

St. 70
18 km
13 km

St. 71
18 km
13 km

St. 72
18 km
13 km

St. 73
18 km
13 km

St. 74
18 km
13 km

St. 75
18 km
13 km

St. 76
18 km
13 km

St. 77
18 km
13 km

St. 78
18 km
13 km

St. 79
18 km
13 km

St. 80
18 km
13 km

St. 81
18 km
13 km

St. 82
18 km
13 km

St. 83
18 km
13 km

St. 84
18 km
13 km

St. 85
18 km
13 km

St. 86
18 km
13 km

St. 87
18 km
13 km

St. 88
18 km
13 km

St. 89
18 km
13 km

St. 90
18 km
13 km

St. 91
18 km
13 km

St. 92
18 km
13 km

St. 93
18 km
13 km

St. 94
18 km
13 km

St. 95
18 km
13 km

St. 96
18 km
13 km

St. 97
18 km
13 km

St. 98
18 km
13 km

St. 99
18 km
13 km

St. 100
18 km
13 km

Beobachtungen über HN

Liebe Segelflieger!

Durch Ihre Rückantwort nach nebenstehendem Beispiel helfen Sie mit, die Segelflugwettervorhersage noch besser in den Griff zu bekommen. Gleichzeitig werden eventuell auftretende meteorologische Besonderheiten in bestimmten Gebieten erkannt und können so wieder prognostisch erfaßt werden. Die aus den Rückantworten gewonnenen Erfahrungswerte kommen im Endeffekt Ihnen wieder zugute.

[illegible]

Flugbericht zur meteorologischen Auswertung

Datum des Fluges

Name des Piloten:
Anschrift:

Telefon:

Segelflugzeug-Muster:

Spannweite: m

Klasse: Club: ☐ Standard: ☐ Renn: ☐ Offene: ☐

Startplatz:

Höhe über NN: m

Thermik Beginn: GMT Thermik Ende: GMT

Startzeit: GMT Landezeit: GMT

Landeort: Höhe über NN: m

Geflogene Strecke: km erflogene Reisegeschwindigkeit: km/h

Wasserballast: ☐ voll ☐ teilweise ☐ kein

mit Wasserballast geflogen bis: GMT

Aufgabe beendet: ☐ ja ☐ nein ☐ erweitert km

vorzeitig beendet aus: ☐ meteorologischen ☐ taktischen Gründen

Spitzensteigwerte zeitlich,- und Streckenbezogen:

Art der Thermik: ☐ gut ☐ schlecht zu zentrieren ☐ eng ☐ großflächig
☐ zerrissen ☐ gleichbleibend über die ganze Konvektionsschicht

oder: ☐ bis zur Höhe von mNN

Wolkenstraßen: ☐ ja Richtung Grad, Abstand: km
☐ nein

Angetroffene Flugsicht, zeitlich,- und Streckenbezogen:

Angetroffene Windrichtung und Geschwindigkeiten oberhalb von
1000m NN, Schätzwerte zeitlich,- und Streckenbezogen:

Zusätzliche Bemerkungen oder Angaben zu besonderen Phänomenen,
wie zB. Ausbreitung von Cu, plötzliches Absinken oder Ansteigen
der Cu-Basis, Abschirmfelder, Überentwicklungen, Schauer, Gewitter
plötzliche Änderungen der Windgeschwindigkeit oder Änderungen
der Flugsicht. Angaben wenn möglich zeitlich,- und Streckenbezogen

Literaturverzeichnis

- Andresen, I. : Gedanken zur Streckenplanung, Aerokurier 1, 1978.
- Baumgartl, S. : Thermikkarte als Planungshilfe. Luftsport 4/1981.
- Beyer, R. u. R. Roth:
GREIV I, 1974, Meßdaten; Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, 1976.
- Geiger, R. : Das Klima der bodennahen Luftschicht. Vieweg+Sohn, Braunschweig, 1950.
- Georgii, W. : Flugmeteorologie. Akademische Verlagsgesellschaft GmbH, Frankfurt, 1956.
- Georgii, W. : Meteorologische Navigation des Segelfluges. Vieweg+Sohn, Braunschweig, 1969.
- Hauf, T. : Rotating Clouds within Cloud Streets. Skript, 1983.
- Heidt, F.D. : Zeitlicher Abbau der stabilen Schichtung eines Fluids durch freie Konvektion. Institut Wasserbau III, Universität Karlsruhe, Karlsruhe, 1975.
- Hess, P. u. H. Brezowsky:
Katalog der Großwetterlagen. Berichte des deutschen Wetterdienstes, Nr. 113, 1977
- Horstmann, K.H. : Neue Modellaufwindverteilungen und ihr Einfluß auf die Auslegung von Segelflugzeugen, OSTIV-Publikation, Aero-Revue 3, S. 179-182, 1977
- Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Harald Bolat Verlag, Boppard, 1978.
- Johnson, R.H. : Measurements of Sailplane Sink Rates between Thermals, OSTIV-Publikation, Aero-Revue 4/1979.
- Kitchen, M. u. S.J. Caughey:
Tethered-balloon observations of the structure of small cumulus clouds. Quart. J.R. Met. Soc. 107, 853-874, 1981.
Corrigendum. J.R. Met. Soc. 108, 470-472, 1982.

- Konovalov, D.A. : On the Structure of Thermals. OSTIV-Publikation, Aero-Revue 7/1972.
- Konovalov, D.A. : Thermals in the Sub-Cloud Layer of the Atmosphere. OSTIV-Publikation, Aero-Revue 9/1977.
- Kottmeier, C., D. Müller, D. u. Pengel, K.:
Was haben Eiszeiten mit Streckenflugplanung zu tun? Aerokurier 4/1980.
- Kottmeier, C. u. D. Müller:
Aspekte der meteorologischen Streckenflugplanung des Segelfluges. Luftsport 2,3,4,5/1982.
- Kreipl, M. : Mit dem Wetter Segelfliegen. Motorbuch Verlag, Stuttgart, 1976
- Kreipl, M. : Wolken, Wind und Wellenflug. Motorbuch Verlag, Stuttgart, 1979
- Kreipl, M. : Meteorologische Statistik als Hilfe zur Streckenflugplanung. Aerokurier 5/1979
- Kreipl, M. : Thermik-Entwicklung bei Hochdruckwetterlagen mit alternder Luftmasse. Eigenvertrieb, 1982
- Lenschow, D.H. u. P.L. Stephens:
Airborne Measurements of the Structure of Thermals. OSTIV-Publikation, Aero-Revue 12/1978.
- Lindemann, C. : The Powered Sailplane as an Instrument Platform for Meteorological Research of the Planetary Boundary Layer and first Measurement Results. OSTIV-Publikation, Aero-Revue 2/1978.
- Lindemann, C. : Some Characteristics of Thermal Convection as Measured by a Powered Sailplane. OSTIV-Publikation, Aero-Revue 2/1978.
- Lindemann, C. : Thermals and Vegetation. OSTIV-Publikation, Aero-Revue 1/1984.
- Lindemann, C. : Parameters of Thermal Convection as Measured by a Powered Glider. Skript, 1982.
- Lindsay, C.V. : Forecasting thermal conditions for soaring. Technical Soaring, Vol. 1, No. 3, 1-5, 1972.

- Martin, W. : Welche Form hat die Thermik? Aerokurier 4/1974.
- Müller, D. : Untersuchung der dynamischen Bedingungen zur Wolkenstraßenbildung über Norddeutschland mit Hilfe aerologischer Routinemessungen. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Hannover, Januar 1984.
- Müller, D. u. C. Kottmeier:
Die Auswirkung der Bodeneigenschaften auf die regionalen Konvektionsunterschiede über Norddeutschland.
Meteorologische Rundschau, 6/1982.
- Müller, D. u. C. Kottmeier:
Deutsche Meisterschaften im Streckensegelflug. Meteorologischer Beitrag. DAeC, LV Niedersachsen, 1977-1983
- Reichmann, H. : Streckensegelflug. Motorbuch Verlag, Stuttgart, 1975
- Roth, D. : Zur Abschätzung von Thermikgebieten aus Radiosondenaufstiegen und Geländecharakteristiken. Aerokurier 2/1979
- Schaeffer, Schachtschabel:
Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1976
- Schirmer, H. : Die räumliche Verteilung der Bänderstruktur des Niederschlags in Süd- und Südwestdeutschland.
Forsch.z.dtsch.Landeskunde Bd. 205, Bonn-Bad Godesberg, 1973
- Scorer, R.S. : Clouds of the World. David and Charles, South Devon House, Newton Abbot, Devon, 1972
- Scorer, R.S. : Environmental Aerodynamics. Ellis Horwood Limited, Chichester, 1978
- Thomas, F. : Konstruktion und Entwicklung von Segelflugzeugen. Motorbuch Verlag, Stuttgart 1982.
- Turner, J.S. : Buoyancy effects in fluids. Cambridge University Press, Cambridge 1979.

Wallington, C.E. : Meteorologie für Segelflieger. Wilhelm
Limpert Verlag GmbH, Frankfurt, 1967

WMO : Handbook of meteorological forecasting
for soaring flight. WMO-Publikation No.
495, Genf, 1978.

Begriffserläuterungen

Adiabatisch

(griechisch: adiabainein = nicht hindurchlassen). Ein Vorgang oder eine Zustandsänderung, bei dem einer Masse weder Wärme von außen zugeführt noch entzogen wird, heißt "adiabatisch". Rasch verlaufende atmosphärische Vorgänge, wie das Aufsteigen von Thermikkörpern, können als adiabatisch angesehen werden, weil der Wärmeübergang immer eine längere Zeit beansprucht.

Ein Thermikkörper gelangt beim Aufstieg in Bereiche mit geringerem Luftdruck und dehnt sich dabei aus. Bei jeder Ausdehnung von Luft ist Ausdehnungsarbeit zu leisten. Die dafür notwendige Energie wird aufgrund des Prinzips der Energieerhaltung der inneren Energie des Gases entnommen, was eine Verringerung der Temperatur zur Folge hat. Unterhalb des Cumuluskondensationsniveaus beträgt die Temperaturabnahme beim Aufstieg eines Thermikkörpers ziemlich genau 1 Grad Celcius pro 100m Höhe. Diese Abkühlungsrate wird als "trockenadiabatische Abkühlung" bezeichnet.

Ist das Kondensationsniveau erreicht, wird ein Teil des Wasserdampfes in der Wolke wieder verflüssigt. Dabei wird innerhalb des sich jetzt "feuchtadiabatisch" abkühlenden, aufsteigenden Thermikkörpers die Kondensationswärme wieder frei, die bei der Verdunstung der gleichen Menge Wasser aufgebraucht wurde. Dem aufsteigenden Luftkörper wird Wärme zugeführt, die die trockenadiabatische Abkühlung vermindert.

Da Luft bei einer höheren Temperatur mehr Wasserdampf aufnehmen kann, als bei einer geringeren, wird beim Kondensationsprozeß bei einer höheren Lufttemperatur im aufsteigenden Luftkörper auch mehr Kondensationswärme frei. Dementsprechend ist dann auch die feuchtadiabatische Abkühlung geringer als bei kühlerer Luft. Ein brauchbarer Mittelwert für die mittleren Breiten ist eine feuchtadiabatische Temperaturabnahme von 0,5 Grad Celcius auf

100m Höhengewinn.

Nach den vorangegangenen Erklärungen ist eine Luftschicht "adiabatisch" geschichtet, wenn der Temperaturgradient (also die Temperaturänderung in der ruhenden Luft) genau dem der adiabatischen Abkühlung entspricht. Aufsteigende Luftkörper befinden sich dann in einem "indifferenten Gleichgewicht" (siehe "Stabilität").

Adiabatisch geschichtet ist allgemein die thermisch durchmischte Schicht unterhalb des Kondensationsniveaus.

Advektion

Mit dem Begriff "Advektion" bezeichnet man den horizontalen Transport von warmer und kalter Luft durch die Luftströmung. Bei "Kaltluftadvektion" wird warme Luft durch kältere ersetzt, bei "Warmluftadvektion" ist es umgekehrt.

Advektionswetterlagen sind durch eine Richtungsänderung des Windes mit der Höhe gekennzeichnet. Bei Kaltluftadvektion dreht der Wind mit zunehmender Höhe nach links, bei Warmluftadvektion nach rechts.

Archimedischer Auftrieb

Archimedes (287 - 212 v.Chr.) war wohl der bedeutendste griechische Mathematiker und Physiker. Er begründete die Hydrostatik, die Lehre von dem Gleichgewicht flüssiger Körper. In seinem Werk "Über schwimmende Körper" beschreibt Archimedes das nach ihm benannte "Archimedische Prinzip" und den Begriff des spezifischen Gewichtes (Dichte).

Das Archimedische Prinzip besagt, daß der statische Auftrieb eines Körpers gleich dem Gewicht der von ihm verdrängten Flüssigkeitsmenge ist. Hieraus leitet sich auch die Formel für den "Archimedischen Auftrieb" ab:

$$A = g(m_F - m_K)$$

(A = Archimedischer Auftrieb, g = Erdbeschleunigung, m_F = Masse der verdrängten Flüssigkeit, m_K = Masse des Körpers).

antizyklonal

Isobaren sind "antizyklonal" gekrümmt, wenn sie ein Gebiet höheren Luftdruckes, also ein Hochdruckgebiet (auch "Antizyklone" genannt) einschließen. Solange man sich in einem Gebiet mit antizyklonal gekrümmten Isobaren befindet, bestimmt das für Hochdruckgebiete typische Absinken der Luft und der damit verbundene Stabilisierungseffekt, das Wettergeschehen. Schichtwolken lösen sich auf, Überentwicklungen werden verhindert.

In Gebieten mit zyklonal gekrümmten Isobaren bestimmen umgekehrt aufsteigende Luftbewegungen das Wettergeschehen. Die Luftmasse wird labilisiert, es bilden sich mächtige Cumuli, die mit Schauern oder Gewittern verbunden sein können.

Bodeninversion

(siehe "Inversion")

Bodenwärmestrom

Als "Bodenwärmestrom" bezeichnet man den Wärmestrom, der von der Erdoberfläche pro Zeit- und Flächeneinheit an tiefere Bodenschichten abgegeben wird, bzw. bei negativem Vorzeichen der Erdoberfläche aus tieferen Bodenschichten zugeführt wird. Je geringer die Wärmeleitfähigkeit des Bodens ist, desto geringer ist an Sonnentagen der Bodenwärmestrom, und desto mehr Wärme verbleibt in der oberflächennächsten Schicht.

Divergenz

Rein mathematisch bezeichnet der Begriff "Divergenz" den (Masse-) Fluß pro Zeiteinheit aus einem begrenzten Volumen heraus, -mit negativem Vorzeichen- in ein begrenztes Volumen hinein. In der Meteorologie wird der Begriff "Divergenz" im allgemeinen für das horizontale Ausströmen von Luft aus einem Gebiet heraus angewandt, für das horizontale Einströmen der Ausdruck "Konvergenz", es wird also nur die horizontale Komponente betrachtet.

Bei ununterbrochener Divergenz in einem Gebiet wird diesem fortlaufend von den Seiten Luft entzogen. Damit der Luftdruck in diesem Gebiet nicht unaufhörlich fällt, muß in größeren Höhen ein Einströmen, also eine Konvergenz, auftreten, und die Luft in den Schichten dazwischen absinken. Das ist in Gebieten mit antizyklonaler Isobarenkrümmung (Hochdruckgebiete) oder bei einem sich vergrößerndem Isobarenabstand in Strömungsrichtung der Fall. Absinkbewegungen der Luft sind mit adiabatischer Erwärmung und mit einer Stabilisierung der Luftmasse verbunden, die ggf. vorhandene Wolken auflösen oder Cumuluswolken flach halten.

Konvergenzgebiete sind durch zyklonal gekrümmte Isobaren (Tiefdruckgebiete) oder durch einen sich verringernden Isobarenabstand in Strömungsrichtung gekennzeichnet. Hier wird die Luftmasse durch Aufsteigbewegungen labilisiert, es bilden sich Wolken, die mit Schauern oder Gewittern verbunden sein können.

Entrainment

Mit dem Begriff "Entrainment" (lateral entrainment) bezeichnet man das seitliche Einmischen von Umgebungsluft in einen Aufwind (siehe Abb.10). Das Entrainment bewirkt einen Abbau des Temperatur- und Feuchteunterschiedes zwischen aufsteigender und ruhender, umgebender Luft, das Aufsteigen von Thermikkörpern geschieht also tatsächlich nicht exakt "adiabatisch".

Föhn Effekt

Der "Föhn Effekt" beschreibt einen Vorgang, bei dem Luft nach dem Überströmen eines Hindernisses wieder ihr Ausgangsniveau erreicht und eine höhere Temperatur besitzt als zuvor. Ursache hierfür ist eine unterschiedliche adiabatische Abkühlung bzw. Erwärmung bei der Hebung im Luv bzw. beim Abstieg im Lee des Hindernisses.

Zu Beginn der Hebung kühlt sich die Luft trockenadiabatisch ab ($1 \text{ Grad Celsius}/100\text{m}$). Wird das Hebungskondensationsniveau erreicht, erfolgt der weitere Aufstieg unter feuchtadiabatischer Abkühlung (ca. $0,5 \text{ Grad Celsius}/100\text{m}$), die Abkühlungsrate halbiert sich also etwa. Als Niederschlag fällt ein Teil des kondensierten Wasserdampfes aus der aufsteigenden Luftmasse aus, die absolute Feuchte der Luft verringert sich. Wird der Gipfelpunkt des Hindernisses überschritten, erwärmt sich die Luft beim Abstieg wieder adiabatisch. Anfangs verdunstet das noch in Form von Wolkentröpfchen vorhandene Wasser, die Temperaturzunahme erfolgt also erst feuchtadiabatisch. Wenn alles Wasser verdunstet ist (und das ist aufgrund des durch den Niederschlag verringerten Wassergehaltes der Luft in größerer Höhe der Fall als die Höhe des Hebungskondensationsniveaus), nimmt die Temperatur weiter trockenadiabatisch zu. Die absinkende Luftmasse erreicht schließlich mit einer höheren Temperatur und einer tieferen absoluten und relativen Feuchte das Ursprungsniveau, da sie sich über eine längere Strecke trockenadiabatisch erwärmt als sie sich im Luv des Hindernisses abkühlt hat.

indifferent

(siehe "Stabilität")

Inversion

Als "Inversion" bezeichnet man eine mehr oder weniger dicke Luftschicht, in der die Temperatur mit der Höhe zunimmt (auch "Temperaturumkehrschicht" genannt). Inversionen werden durch Absinkbewegungen in einer Luftmasse in Hochdruckgebieten ("Absinkinversionen"), durch Warmluftzufuhr in der Höhe und durch Abkühlung der bodennächsten Luftschicht durch ihren Kontakt mit der sich nachts abkühlenden Bodenoberfläche ("Bodeninversion") verursacht.

kompensierendes Absinken

Mit dem Begriff "kompensierendes Absinken" bezeichnet man die Absinkbewegung der Luft zwischen den Aufwindgebieten. Sie stellt sich ein, um die aufsteigende erwärmte Luft in Bodennähe zu ersetzen.

Kondensationsniveau

Das "Kondensationsniveau" ist die Höhe, in der sich ein angehobener Luftkörper so weit abgekühlt hat, daß der Taupunkt (oder 100% relative Luftfeuchte) erreicht wurde. Der Wasserdampfanteil, der nicht mehr von der Luft gebunden werden kann, fällt in Form von Wassertröpfchen aus. Das Kondensationsniveau entspricht demnach auch der Wolkenbasis von Wolken, die durch eine Hebung erzeugt wurden.

Genau genommen unterscheidet man zwei unterschiedliche Kondensationsniveaus: einmal das sogenannte "Hebungskondensationsniveau", daß nach trockenadiabatischer Abkühlung bei einer erzwungenen Hebung (z.B. an einem Berg) erreicht wird, und zum zweiten das "Cumuluskondensationsniveau", das nach thermischem Aufstieg mit trockenadiabatischer Abkühlung erreicht wird. Das Cumuluskondensa-

tionsniveau läßt sich leicht aus der Lufttemperatur und dem Taupunkt in Bodennähe bei vorhandenen Cumuli mit der folgenden Formel bestimmen:

$$h = 125(T - T_d) \quad (\text{m}),$$

(h = Höhe des Cumuluskondensationsniveaus in m, T = Lufttemperatur in Grad C, T_d = Taupunkt in Grad C).

Konvektion

Mit dem Begriff "Konvektion" bezeichnet man die vertikale Luftbewegung in Form von aufsteigenden Warmluftkörpern. Der Begriff ist mit der Segelfliegerbezeichnung "Thermik" identisch.

Konvektionsraum

Mit "Konvektionsraum" bezeichnet man den Bereich der Atmosphäre, der thermisch durchmischt ist. Er reicht allgemein vom Erdboden bis zur Cumuluswolkenobergrenze bzw. Blauthermikobergrenze.

Konvergenz

(siehe "Divergenz")

latenter Wärmestrom

Um Wasser zu verdunsten, ist relativ viel Energie notwendig, für 1kg Wasser z.B. 2500kJ, ohne daß sich dabei die Temperatur erhöhen würde. Um die Zahl zu veranschaulichen, kann man sie mit der Energie vergleichen, die zur Erwärmung von 1kg Luft (1m) um 1K notwendig ist. Dies ist nur 1kJ.

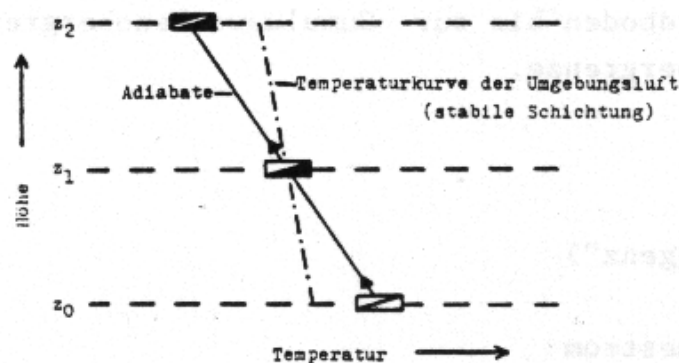
Luft, die Wasserdampf enthält, besitzt aus diesem Grunde auch immer eine große Energiemenge, die sich aber nicht

in der Temperatur auswirkt und deshalb latent (verborgen) genannt wird. Der latente Wärmestrom ist der Transport von Energie, der durch einen Vertikaltransport von Wasserdampf bewirkt wird.

Stabilität

Wie oben bei "Adiabatisch" erläutert, ist ein trockenadiabatischer Aufstieg durch eine Temperaturabnahme um 1 Grad Celsius/100m, ein feuchtadiabatischer Aufstieg durch eine Temperaturabnahme von ca. 0,5 Grad Celsius/100m (veränderlich) gekennzeichnet. Als "Stabilität der Atmosphäre" bezeichnet man die Eigenschaft der Umgebungsluft, feucht- oder trockenadiabatische Vertikalbewegungen zu dämpfen. Die folgende Abbildung soll die Verhältnisse für trockenstabile Schichtung verdeutlichen.

Die eingezeichnete Trockenadiabate kennzeichnet die Temperaturänderung eines aufsteigenden Luftkörpers. Die Schichtung ist trockenstabil, d.h. der Temperaturgradient der



Umgebungsluft ist kleiner als 1 Grad Celsius/100m und die Temperaturkurve ist steiler als die Adiabate. Der Thermikkörper erhält seinen Auftrieb dadurch, daß er zunächst wärmer als die Umgebung ist (in der Höhe z_0). Er

beginnt aufzusteigen, wobei sich die Adiabate und die Temperaturkurve der Umgebung nähern. Der Archimedische Auftrieb nimmt dabei ab. In der Höhe z_1 erfährt der aufsteigende Luftkörper keinen Auftrieb mehr, da er die gleiche Temperatur wie die Umgebung hat. Er ist jedoch noch in Bewegung und dringt weiter nach oben vor. Da er sich weiterhin adiabatisch abkühlt, wird er schnell kälter als die Umgebungsluft und erhält einen Abtrieb, so daß die Vertikalgeschwindigkeit abnimmt. In der Höhe z_2 ist der Luftkörper kurze Zeit in Ruhe, anschließend kehrt er seine Bewegung um und sinkt wieder ab. In der Folge führt der Luftkörper eine gedämpfte Schwingung um die Gleichgewichtslage z_1 herum aus.

Bei trockenlabiler Schichtung wird die Temperaturdifferenz zur Umgebungsluft mit zunehmender Höhe größer. Der Luftkörper erfährt eine ständige vertikale Beschleunigung.

Die prinzipiell möglichen Temperaturverläufe in der Atmosphäre lassen sich im Hinblick auf feuchtadiabatische und trockenadiabatische Vertikalbewegungen in sechs verschiedene Formen unterscheiden:

	Temperatur der Umgebungsluft nimmt ab
trockenstabil	weniger als 1 Grad Celsius/100m
trockenindifferent	genau ein 1 Grad Celsius/100m
trockenlabil	mehr als 1 Grad Celsius/100m
feuchtstabil	weniger als die feuchtadiab. Temp.Änd.
feuchtindifferent	genau die feuchtadiab. Temp.Änd.
feuchtlabil	mehr als die feuchtadiab. Temp.Änd.

Wie hieraus ersichtlich ist, ist durchaus eine gleichzeitige trockenstabile und feuchtlabile Schichtung möglich (z.B. bei einem Temperaturgradienten von 0,8 Grad Celsius/100m). Dabei verstärkt sich die Thermik in der Wolke in diesem Fall aufgrund des immer größer werdenden Auftriebs (feuchtadiabatische Temperaturänderung ist maßgeblich).

Staubteufel

Staubteufel sind bei sehr starker Konvektion über sehr trockenen Oberflächen zu beobachten, vor allem in Wüsten. Aber auch über ausgetrockneten Äckern in unserem Gebiet kann die Vertikalbewegung von Thermikkörpern ausreichen, Staub aufzuwirbeln und bis in z.T. mehrere hundert Meter Höhe zu tragen. Dabei wird die Vertikal- und Rotationsbewegung dieser Thermikkörper sichtbar.

Strahlung, kurz- und langwellig

Unter Strahlung versteht man die Energieübertragung durch elektromagnetische Wellen. Solche Wellen gehen von jedem Körper aus, allerdings ist der Bereich der dabei vorkommenden Wellenlängen von der Temperatur des ausstrahlenden Körpers abhängig. Die Sonne mit einer Oberflächentemperatur von ca. 6000K sendet sogenannte kurzwellige Strahlung aus, der Wellenlängenbereich liegt zwischen etwa 0,2 und 3 μ m. Ein Teil dieser Strahlung ist für das menschliche Auge sichtbar. Auch an Luftmolekülen gestreute Sonnenstrahlung ist kurzwellig.

Langwellige Strahlung geht dagegen von Körpern niedriger Temperatur aus, z.B. der Erdoberfläche und den Wolken mit Temperaturen zwischen 250 und 300K. Hierbei liegen die Wellenlängen der (nicht sichtbaren) Strahlung zwischen etwa 3 und 40 μ m. Wichtig ist es, die Strahlung von anderen Energieformen zu unterscheiden, z.B. der Wärmeübertragung durch den Strom fühlbarer Wärme (s.u.).

Strahlung kann nur durch Absorption in Wärme überführt werden und dann zu einer Temperaturerhöhung führen. Die Absorption von Strahlung in der Luft ist im Vergleich mit der Absorption der Erdoberfläche sehr gering.

Strom fühlbarer Wärme

Eine wichtige Energieform in der Atmosphäre ist die innere Energie, die der Temperatur proportional ist und sich durch die mittlere Geschwindigkeit der Luftmoleküle beschreiben läßt. Ein Strom fühlbarer Wärme entsteht, wenn innere Energie in der Atmosphäre durch Turbulenz übertragen wird. Er bezeichnet die übertragene Energie pro Sekunde und m und ist i.a. auf den vertikalen Anteil des Transports bezogen. In der untersten Schicht der Atmosphäre (bei Konvektion bis ca. 1.5km) ist der Strom fühlbarer Wärme am größten, da hier die Turbulenz sehr ausgeprägt ist. Seine Größe hängt außerdem vom Temperaturgradient der Luft in Bodennähe ab. Bei stabiler Schichtung ist der Strom fühlbarer Wärme abwärts gerichtet. Da der Wärmestrom oberhalb von ca. 100m durch die Thermikkörper erfolgt, hängt die Intensität der Konvektion sehr eng mit der Größe des Stroms fühlbarer Wärme zusammen.

Temp

Der Begriff "Temp" ist eigentlich das Kennwort für eine verschlüsselte aerologische Meldung. Hieraus entstand die Bezeichnung "Temp" für das Ergebnis eines aerologischen Aufstiegs, also für den Temperatur- und Feuchteverlauf in der Atmosphäre.

Temperaturgradient

Als vertikalen Temperaturgradient bezeichnet man die vertikale Änderung der Temperatur der ruhenden Luft pro 100m Höhenunterschied.

Dieser Temperaturgradient ist nicht zu verwechseln mit der Temperaturänderung von auf- oder absteigender Luft.

Trockenadiabatisch

(siehe "Adiabatisch")

Warmluftadvektion

(siehe "Advektion")