

METEOROLOGISCHE ASPEKTE DES STRECKENSEGELFLUGES

– THERMIK VON A BIS Z –



VON

DETLEF MÜLLER UND CHRISTOPH KOTTMEIER

ISBN 3-925145-00-1

Prof.Dr. Ch.Kottmeier, Ebertstr. 43, 76135 Karlsruhe

Dipl.-Met. D.Müller, Rottstr. 2, 84570 Polling

Verlag: D.Müller und Ch.Kottmeier, Meteorologische Schriften

4. Auflage (Veraltete Teile der Kap.3 und 4 der 2.Auflage von 1986 ersetzt)

Selbstverlag

Alle Rechte vorbehalten

Februar 2019

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 Auslösung thermischer Aufwinde	9
I.3 Die Struktur des Aufwindes	16
I.4 Der Aufwind unter Windeinfluss	25
I.5 Rotierende Aufwinde	28
I.6 Der typische Abstand zwischen den Aufwinden	30
I.7 Das mittlere Sinken zwischen den Aufwinden	31
I.8 Die vertikale Verteilung des Steigens im Aufwind	33
I.9 Der Tagesgang der Thermik	34
I.10 Das mittlere Steigen der Aufwinde	40
I.11 Geordnete Thermik	45
II. GRUNDLAGEN UND METHODEN DER THERMIKKARTIERUNG	51
II.1 Die Faktoren, die die Thermik regional beeinflussen	52
II.2 Methoden und Hilfsmittel der Thermikkartierung	59
II.3 Faktoren zur Thermikentwicklung in Küsten- und Seenähe	68
II.3.1. Die Seebrise	68

11.3.2 Der Seewind	73
III. DIE WETTERLAGEN FÜR STRECKENSEGELFLÜGE	77
III.1 Jahreszeitliche Statistik von Streckensegelflügen	77
III.2 Bewertungsfaktoren für die verschiedenen Wetter-	80
lagen	80
III.3 Die Bedeutung der Luftmassen für die Streckenflugmöglichkeiten	83
III.4 Bewertung der jahreszeitlichen Streckenflugmöglichkeiten	93
IV. METEOROLOGISCHE INFORMATIONSMÖGLICHKEITEN UND DEREN AUSWERTUNG	96
IV.1 DER RUNDFUNK- UND FERNSEHWETTERBERICHT	96
IV.2 DIE WETTERBEOBACHTUNG	100
IV.3 DER SEGELFLUGWETTERBERICHT	101
Literaturverzeichnis	103
Begriffserläuterungen	108

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 Strecken-

segelflug 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 Luftpörpern.

Wodurch werden aber nun diese aufsteigenden Luftpörper 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 trockenadiabatisch* ab, d.h., dass sie durch Verrichtung

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

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 Luftpörnern 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 durch-

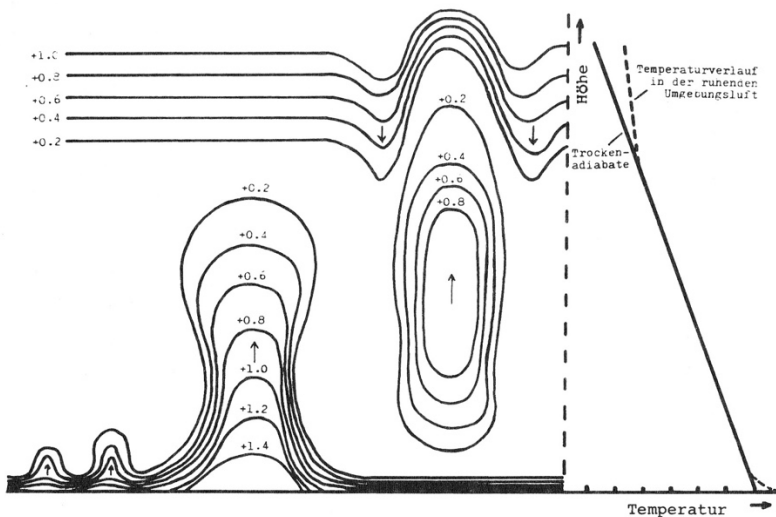


Abb.1: Auslösung eines thermischen Aufwindes aus einer überhitzten bodennahen Luftschicht. Die Isolinien stellen Linien gleicher Temperaturabweichung vom trockenadiabatischen Temperaturverlauf in dem dargestellten Höhenbereich dar. (nach Verfasser, 1978)

mischten 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 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 Warmluftkörper, 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

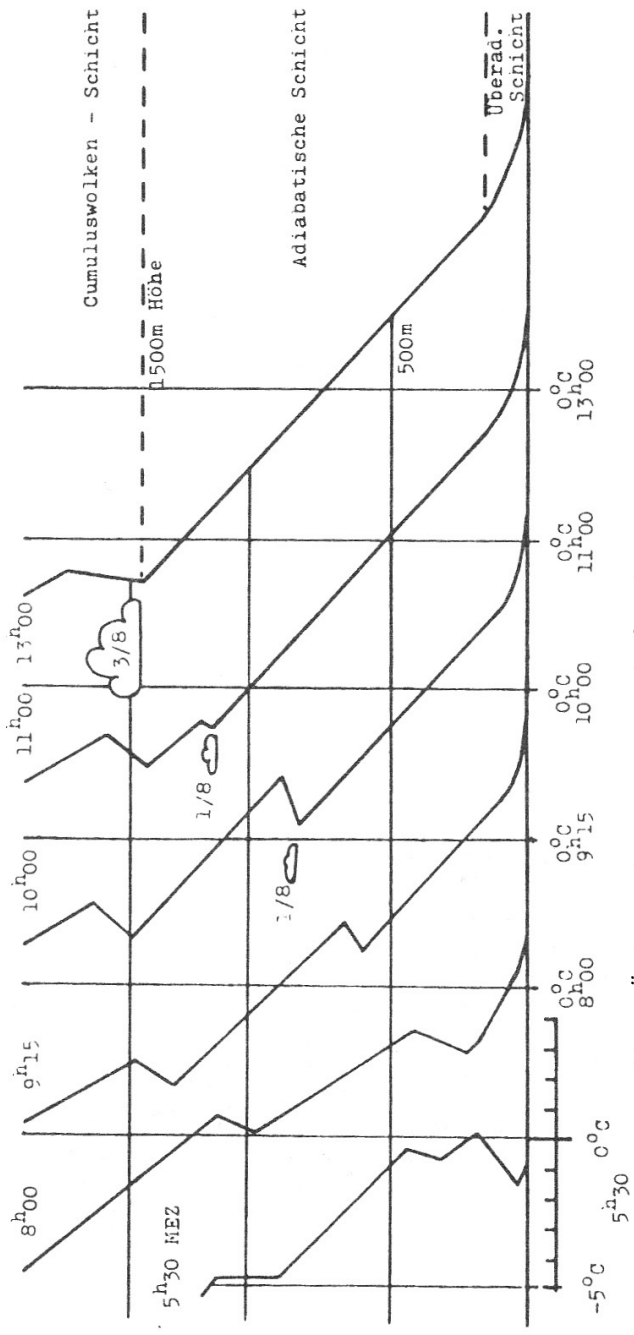


Abb.2: Änderung des Temperaturverlaufs in den untersten 2000m der Atmosphäre am 26.04.1974 in Meppen von 5:30 bis 13:00 Uhr. (Daten aus Beyer, Roth (1976))

er die bodennahe Luftschicht verlassen und 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.

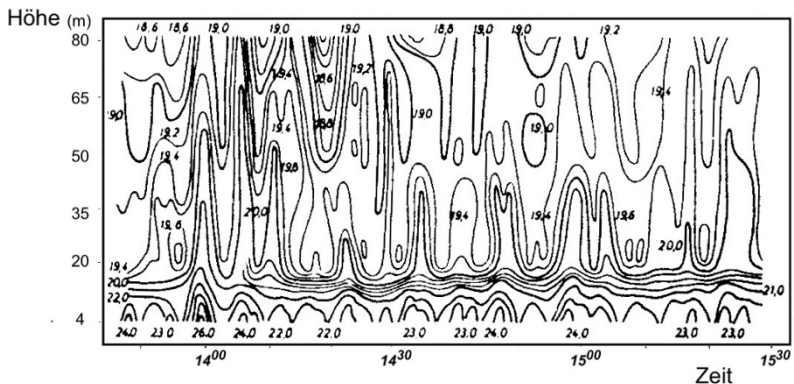


Abb.3: Zeitlicher Temperaturverlauf in der überadiabatischen Schicht. (G.Fritsche und R.Stange, 1936)

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.

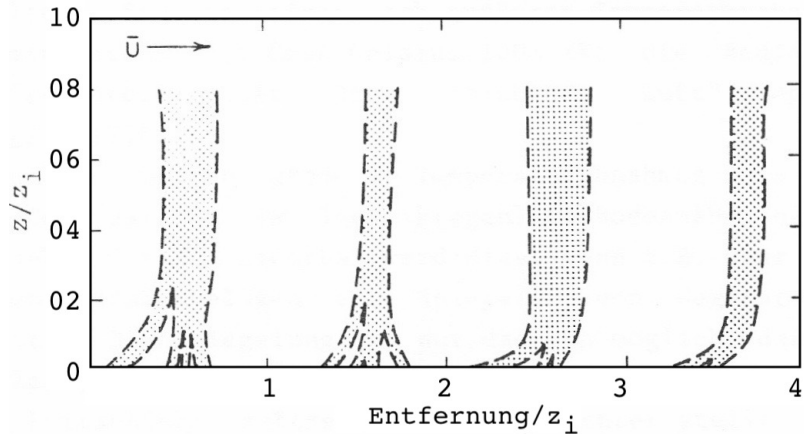


Abb.4: Schematischer Schnitt durch ein Aufwindfeld, das bei Flugvermessungen registriert wurde. z_i ist die Höhe der thermisch durchmischten Raumes.

(D.H.Lenschow und P.L.Stephens, 1978)

Eine andere auffällige Erscheinung der Abb.2 ist, dass offensichtlich die nächtliche Bodeninversion sich nicht einfach auflöst, sondern am Kopf des adiabatisch geschichteten 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 Luftpakete 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).

1.2 Die Auslösung thermischer Aufwinde

Die Auslösung thermischer Aufwinde lässt sich am besten anhand der im Abschnitt 1.1 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 darüber liegende Schicht zeichnet sich dadurch aus, dass sich in ihr aufgrund der Durchmischung durch eine Vielzahl von auf- und absteigenden Luftpaketen 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 sie 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 darüber liegenden 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 darüber liegende 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).

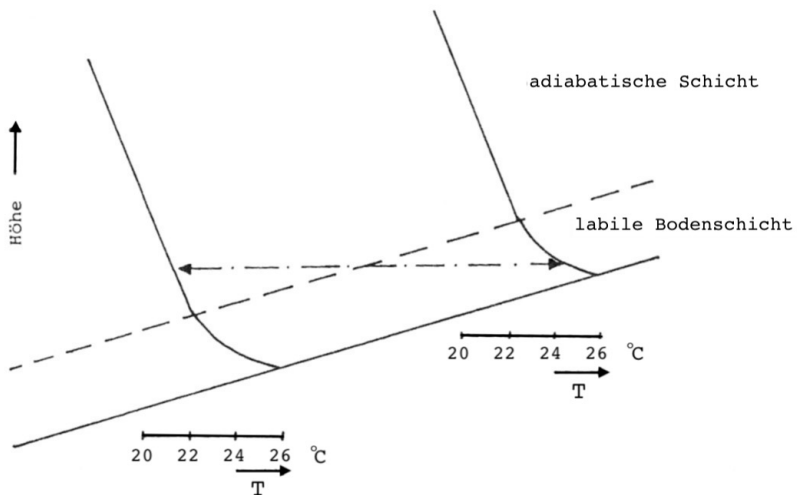


Abb.5: Bei geneigtem Untergrund sind horizontale Unterschiede der Temperatur zwangsläufig.

Die Vorstellung, dass sich bei genügender Sonneneinstrahlung an bevorzugten Stellen im Gelände soviel „Warmluft ansammelt“, dass

sie schließlich in „Blasen“ oder „Schläuchen“ aufsteigt (Georgii, 1956), lässt weitgehend außer Acht, dass bei uns nahezu immer eine Windströmung vorhanden ist. So haben 95% aller Sommertage immerhin 2 Knoten Wind. Die Luft befindet sich auch in Bodennähe nur selten in Ruhe, somit kann sich die Warmluft auch nicht an einer Stelle über längere Zeit ansammeln. Die Ansammlung von genügend Luft für einen Aufwind, der bei einer mittleren Größe die enorme Masse von 30.000t Luft bewegt, muss also in der strömenden Luft erfolgen. Wir wissen inzwischen, dass ein beträchtlicher Teil der Gesamtmasse erst beim Aufstieg oberhalb der bodennahen Schicht in den Aufwind einbezogen wird, aber auch in Bodennähe muss eine Ansammlung für den anfänglichen Aufwind stattfinden. Die Grundidee, wie dies erfolgen kann, ist in der Abb.6 dargestellt.

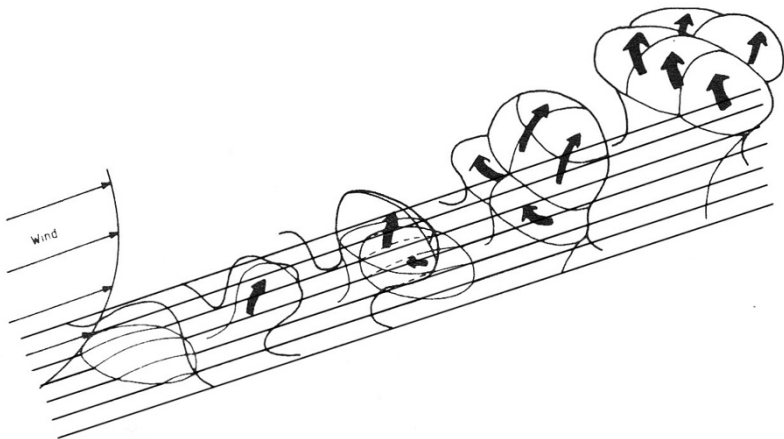


Abb.6: Prinzip der Entwicklung eines Aufwindes durch kettenartige Aneinanderreihung von Auslösungen.

In den verschiedenen Stadien der Aufwindentwicklung beginnt die anfänglich vorhandene relativ kleine Warmluftmasse aufzusteigen, wobei sie den Auftrieb durch den Temperaturunterschied zur daneben liegenden kälteren Luft erhält. Sobald sie aufsteigt, gelangt sie unter den Einfluss der mit der Höhe zunehmenden Windgeschwindigkeit. Somit gelangt sie über die vorher daneben liegenden Luft. Wird in der Folge nicht bald ein weiterer warmer

Flecken erreicht, so wird dieser primäre Aufwind durch Durchmischung und die immer vorhandene Turbulenz schnell beendet. Wird aber weitere bodennahe Warmluft erreicht, so erhält diese einen kräftigen Auslöseimpuls. Die zweite Auslöseblase steigt im Schlepptau der ersten ebenfalls – und zwar etwas luvseitig versetzt – auf. Der primäre Aufwind wird dadurch verstärkt und auf der windzugewandten Seite beschleunigt.

Durch eine kettenartige Aneinanderreihung von solchen Nachfolgeauslösungen lässt sich die Entstehung eines genügend großen und damit ausfliegbaren Aufwindes erklären.

Für den Segelflug ist die Erkenntnis wichtig, dass bei Wind die Zone stärksten Aufwindes häufig luvseitig des schwächeren Aufwindes liegt (aber natürlich leeseitig vom Auslösepunkt am Boden). Der Segelflieger sollte auch aus einem anderen Grunde vor allem gegen den Wind vorfliegen, wenn er zwar Steigen, aber nicht mehr das beste Steigen im Thermikkreis hat. Das Aufwindgebiet ist mit dem Wind geneigt, sodass der etwas langsamer als die Luft steigende Segelflieger (wegen des Eigensinkens) leicht nach unten aus dem Aufwind herausfällt. Wenn er aber nicht zu lange mit der Korrektur wartet, kann er häufig beim Vorfliegen gegen den Wind den Aufwind wiederfinden.

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 Grad Celsius am Boden werden an einer Waldkante um 10m angehoben (Abb.7).

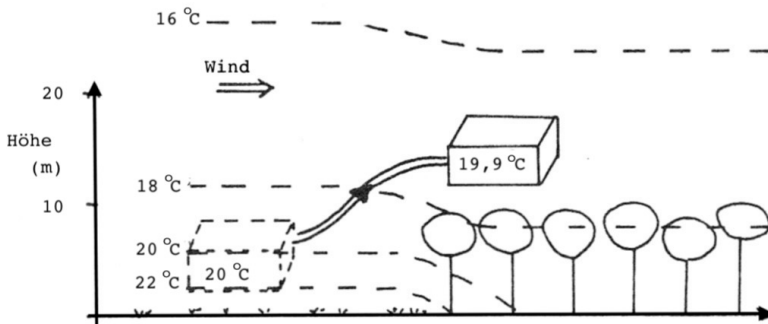


Abb.7: Durch erzwungenen Aufstieg an Hindernissen gewinnen Luftkörper eine ausreichende Übertemperatur zum weiteren freien Aufstieg.

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.

In den letzten Jahren hat man die Struktur der Thermik in Bodennähe z.T. mit ganzen Feldern von Instrumenten untersucht. Aus den Ergebnissen von Kaimal (1970) und Wilcezak (1980) lässt sich eine in Abb.8 dargestellte prinzipielle Form von Aufwinden in Bodennähe ableiten, die als Ergebnis die dreidimensionale Darstellung eines neuen kräftigen Aufwindes ergibt. Die Blickrichtung ist von schräg oben auf den Aufwind gerichtet, etwa so wie er für einen Segelflieger aus 200m Höhe zu sehen wäre.

Deutlich ist die "kühlturmähnliche" Form zu erkennen, d.h. der Aufwind wird mit der Höhe zunächst schmaler und weitet sich erst weiter oben (hier nicht mehr dargestellt). Im Kern beträgt die Übertemperatur zur Umgebung ungefähr drei Grad Celsius, in 50m Höhe aber nur noch etwa zwei Grad Celsius. Der Aufwind ist bei dem hier angenommenen schwachen Wind quer zum Wind breiter als in Windrichtung. Erst bei stärkerem Wind (hier nicht dargestellt) sind bodennahe Aufwinde mehr in Windrichtung gestreckt. Die

horizontale Nachfuhr für die aufsteigende Luft erfolgt vor allem von vorn in den Aufwind hinein, d.h. aus der Richtung, in die der Aufwind driftet. Das Einströmen erfolgt oft auf spiralartigen Bahnen, was bedeutet, dass sich eine beträchtliche Drehbewegung ergibt.

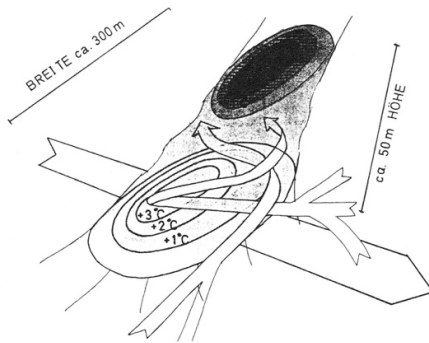


Abb.8: Struktur eines bodennahen Aufwindes in einer dreidimensionalen Darstellung mit einer Aufsicht von schräg oben. Der Aufwind bewegt sich mit dem schwachen Wind und verjüngt sich mit der Höhe durch vertikale Streckung.

Auch dies steht mit unseren gelegentlichen Beobachtungen im Einklang, dass von der Thermik aufgewirbeltes Stroh oder auch Staub in einer Drehbewegung aufsteigt.

Abb.9 veranschaulicht den weiteren Aufstieg von Luftkörpern, sowie die Bahn und die Struktur des gesamten Aufwindes. Die Pfeile sollen das Nachströmen bodennaher Luft darstellen.

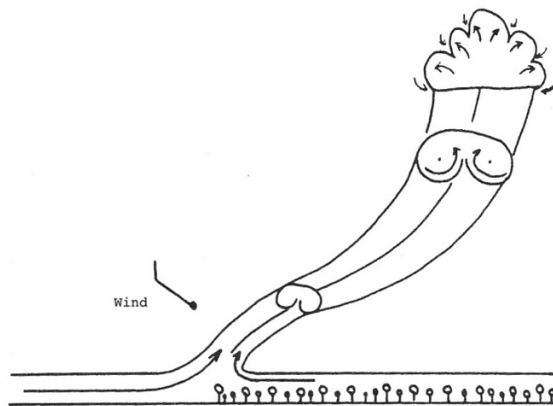


Abb.9: Bahn eines Aufwindes nach Ablösung an einer Waldkante

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, Strömungshindernisse 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 schwachem 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 Thermikauslösung 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 flachen 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 orographisch 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 Absaufisiko 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.

1.3 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 aufwärtsbewegt, erweist sich als unrealistisch. Meteorologische Modellversuche helfen hier eine bessere Vorstellung zu bekommen.

Die Abbildungen 10 und 11 zeigen Beispiele von Laborversuchen in Flüssigkeiten von P.M. Saunders. Es sind die Stromlinien einer "Blase" (Abb.10) und eines "Schlauches" (Abb.11) 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.

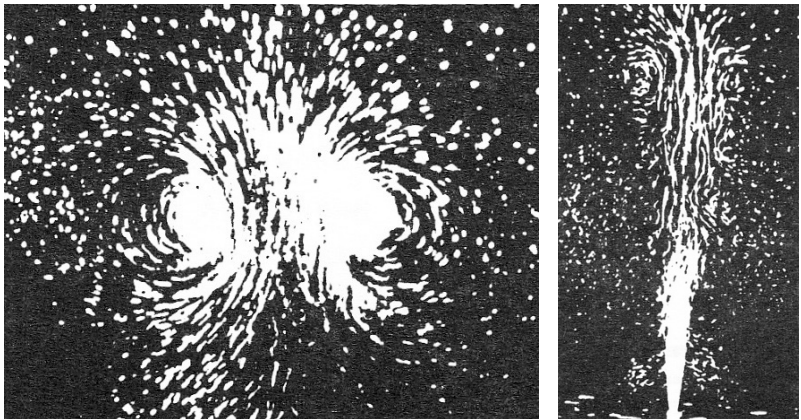


Abb.10+11: Modellversuch zur Veranschaulichung des Strömungsfeldes bei Thermikblasen und Thermikschläuchen. (Fotografiert von P.M.Saunders, Turner, 1979)

Der Fall der "Blase" lässt sich am besten als ein Ringwirbel beschreiben, der sich einerseits insgesamt in der Umgebung bewegt und 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.11 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 Dichteunterschied 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.10 und 11 stellen deshalb nur vereinfachte Formen dar. Abb.12 nach Scorer entspricht nach den obigen Überlegungen ebenfalls nur dem Kopf des Aufwindes und stellt nicht den gesamten Aufwind dar.

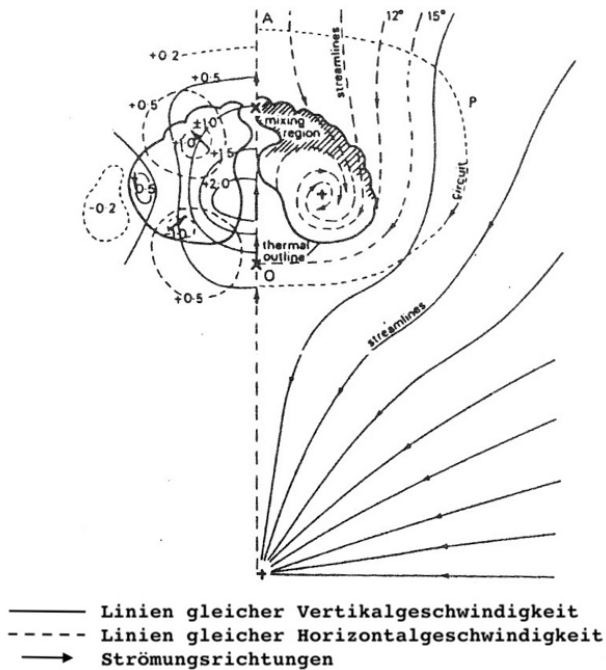


Abb.12: Darstellung des vertikalen und horizontalen Strömungsfeldes einer Thermikblase. (R.S.Scorer, 1978)

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 1/s) (siehe H. Reichmann: Streckensegelflug).

C. Lindemann kommt bei eigenen Untersuchungen im Raum von Oerlinghausen auf einen recht hohen Gradienten von etwa 0,05 1/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

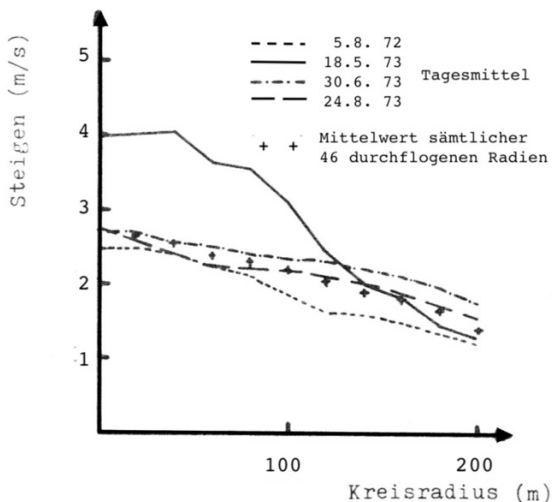


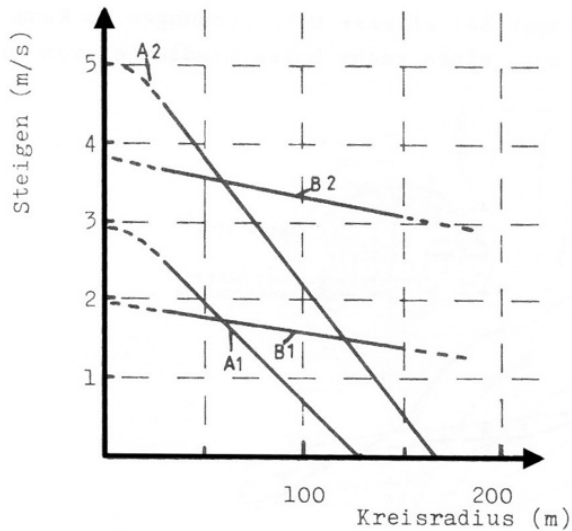
Abb.13: Mittlere Aufwindprofile von 4 Tagen, die mit Hilfe eines Segelflugzeuges bestimmt wurden. (W.Martin, 1974)

sich, dass über die Form eines Thermikprofils keine allgemeingültigen Regeln aufgestellt werden können.

Ein statistisch erstelltes Durchschnittsprofil zeigt einen Gradienten von nur 0,0075 1/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.13).

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.14). 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-Segelflugezeuges bei einem Rollwinkel von 40 Grad. Die Aufwindgradienten wurden nach einer zusätzlichen Auswertung der Stuttgarter Messungen auf 0,035 1/s beim engen, guten Typ, auf 0,025 1/s beim engen, schwachen Typ, und auf etwa 0,005 1/s bei den weiten Typen festgelegt.



Aufwindmodelltypen:

A1: eng, schwach B1: weit, schwach
A2: eng, gut B2: weit, gut

Abb.14: Modellaufwindverteilung zur Berechnung der mittleren Steiggeschwindigkeit von Segelflugezeugen. (K.H.Horstmann, 1977)

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

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 Kreisradius 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.13, 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.15a und b zeigen nun zwei von Ursula Vieweg-Pielsticker vermessene Beispiele für die verschiedenartigen Strukturen von Aufwinden. In Abb.15a 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.

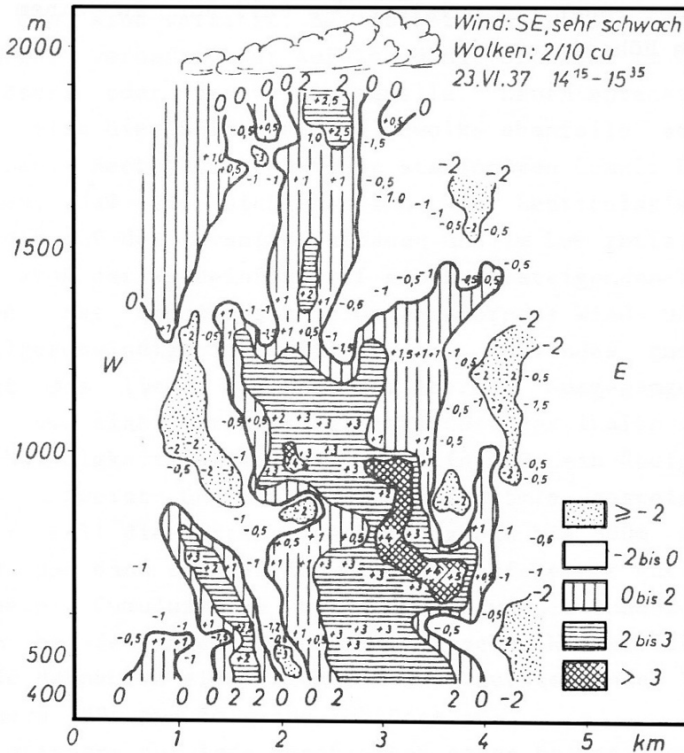


Abb.15b: Felder der Vertikalbewegung unter abgeplatteten Cumuli. (Georgii, 1956)

Die beiden Beispiele verdeutlichen, dass ein Aufwindschlauch 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.

Einfluss auf die vertikale Erstreckung von Aufwinden hat aber auch die Wolkenmächtigkeit: 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, was den Aufwind stabilisiert.

1.4 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 verharrt 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 Lenticulariswolken - ständig 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.16. 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 konstanten Steigen steilen sich die Aufwinde auf,
- bei abnehmender Vertikalgeschwindigkeit oder zunehmender Windgeschwindigkeit bei konstantem Steigen verflacht die Bahnkurve.

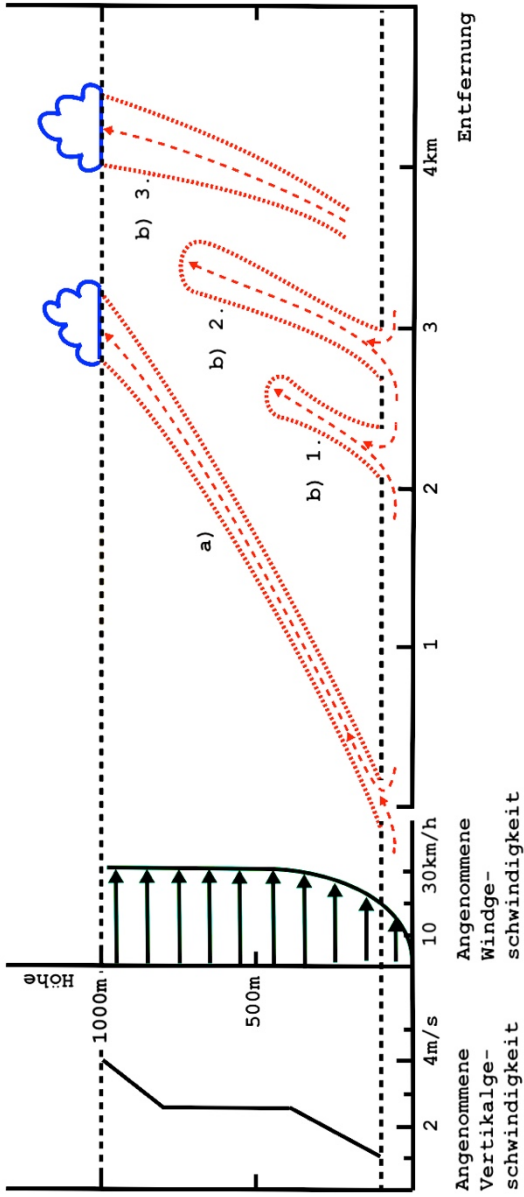


Abb.16: Laufbahnen aufsteigender Luftkörper bei vorgegebener Vertikalgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit:
 a) Aufwind mit fester, b) Aufwind mit mitwandernder Thermikquelle.
 (Maßstabsverzerrung Höhe zu Entfernung: 1:2)

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.15a, 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.9 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.10 und 12). 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 hochwirbelnde 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.17a). Diese Windrichtungsänderungen ließen sich nur durch ein Rotieren der Aufwinde, die die Wolken gebildet hatten, erklären (Abb.17b).

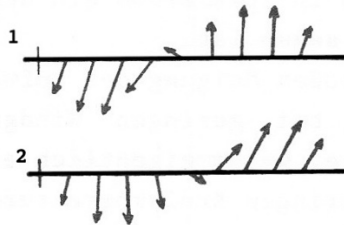


Abb.17a: Gemessene Abweichungen des Windes von der mittleren Strömung beim Durchfliegen einer Cumuluswolke (Aufsicht). (T.Hauf, 1983)

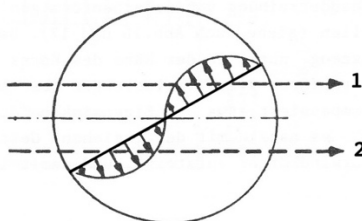


Abb.17b: Skizze eines horizontalen Wirbels, der die in Abb.17a gemessene Windabweichung auf den eingezeichneten Flugwegen erklärt. (T.Hauf, 1983)

Ähnliche Windrichtungsänderungen zeigen auch die Fesselballonvermessungen von Aufwinden in und unter Cumuluswolken von M. Kitchen und S.J. Caughey (Abb.18).

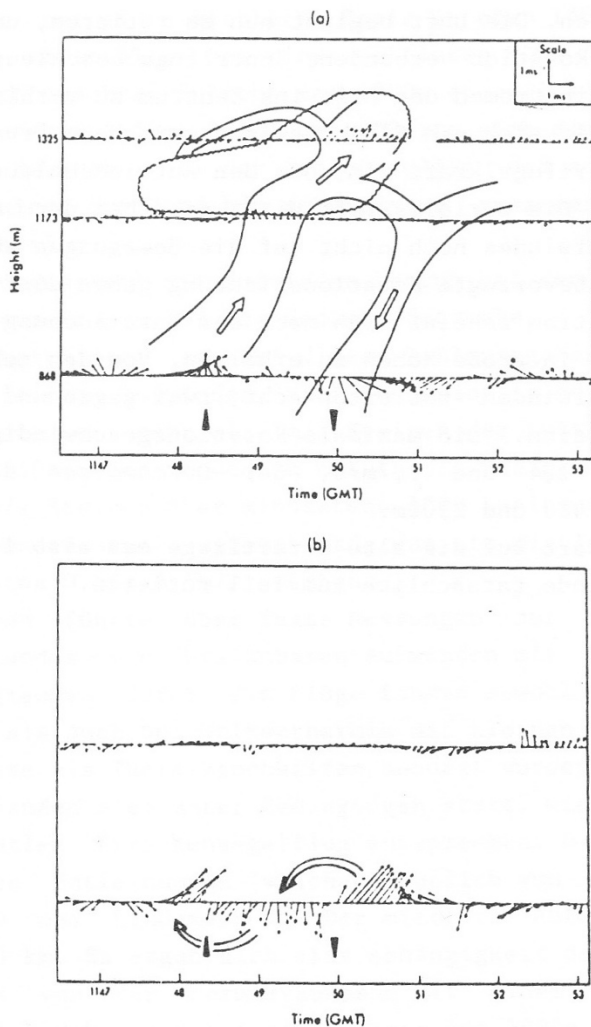


Abb.18: Gemessene vertikale (a) und horizontale (b) Abweichungen der Strömung vom mittleren Zustand im Bereich einer Cumuluswolke. (M. Kitchen und S.J.Caughey, 1981, 1982)

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 Aufwindes 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.

1.6 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 Gesamtstrecke.

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 Blauthermik 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.

1.7 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 1.6 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 Schlüsse 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 erfolgte Gleitzahl zwischen den kreisend ausgenutzten Aufwinden deutlich über dem eben genannten Wert liegt und sogar das beste Gleiten des Segelflug-

zeuges 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.19).

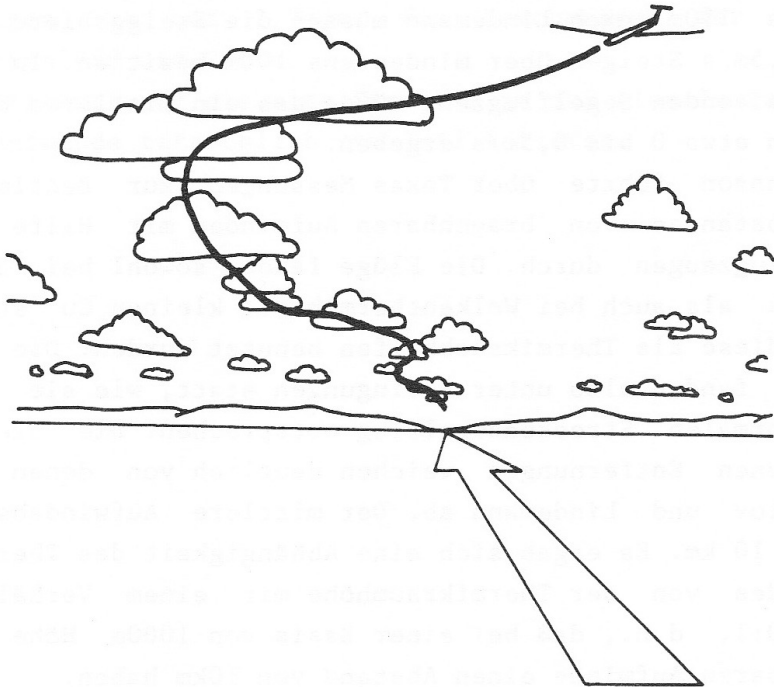


Abb.19: Beispiel eines optimierten, vom Kurs abweichenden Flugpfades entlang nicht aufgereihter Cumuluswolken.

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 absinkende Luft an der Basis eine deutlich höhere Temperatur als die aufsteigende Luft ("Föhnneffekt*"). 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

Thermikbeginn

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 "Stüve-Diagramm" (siehe Abb.20). 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:

- Trockenadiabate: schräglaufende, gestrichelte, grüne Linie
- Feuchtadiabate: schräglaufende, nach links gebogene, gestrichelte, rote Linie
- Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses: unterhalb von 300 hPa schräg verlaufende, gestrichelte, schwarze Linie

Ein Maß der für die Thermikauslösung notwendigen Wärmemenge bildet die Fläche zwischen der Temperaturzustandskurve bei Sonnenaufgang und der Trockenadiabaten, die die Temperaturzustandskurve in 600m Höhe berührt (Abb.20a). Je größer die Fläche

ist, um so mehr Energie muss für die Erwärmung aufgebracht werden.

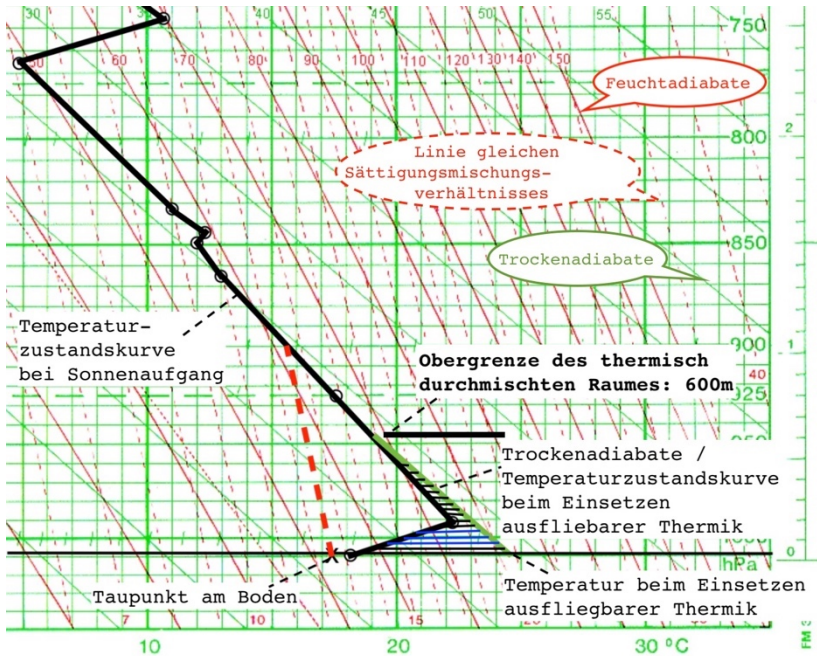


Abb.20a: Thermodynamisches Adiabatenpapier mit einem nächtlichen Temperaturverlauf und der Trockenadiabaten, die dem Temperaturverlauf bei einer bis 600m Höhe reichenden thermisch durchmischten Schicht entspricht. Die Fläche zwischen dem nächtlichen TEMP* und der Adiabate charakterisiert die Wärmemenge, die notwendig ist, um die unteren 600m der Atmosphäre trockenadiabatisch zu schichten.

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.20b).

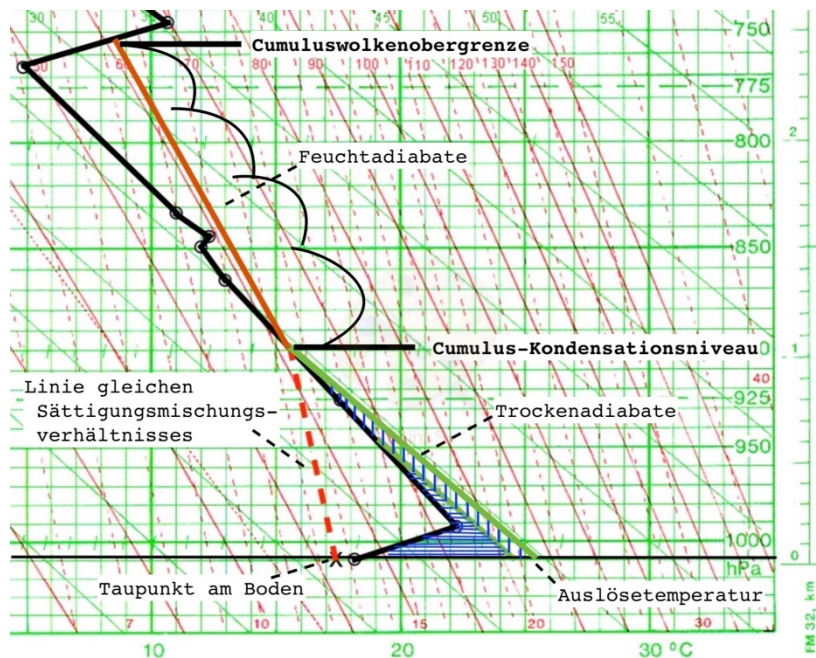


Abb.20b: Thermodynamisches Adiabatenpapier mit einem nächtlichen Temperaturverlauf und der Trockenadiabaten, die dem Temperaturverlauf bis zum Kondensationsniveau beim Erreichen der Auslösetemperatur entspricht. Das Kondensationsniveau wird mit Hilfe des Adiabatenpapiers bestimmt, indem man entlang einer Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses vom Taupunkt der bodennahen Luft bis zum Schnittpunkt mit der nächtlichen Temperaturzustandskurve geht.

Um den Zeitpunkt für das Einsetzen von ausfliegbare 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 Jaeckisch 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).

Thermik im Tagesverlauf

Doch wie sieht nun der weitere Tagesverlauf aus?

Auch zu diesem Thema findet man bei Konovalov mit Hilfe von Segelflugzeugen gewonnene Untersuchungsergebnisse. Abb.21 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°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 deutliche Spitze wenig nach 13 Uhr. (Die hohen Werte ergeben sich aufgrund der ebenfalls genutzten Wolkenthermik.) 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.

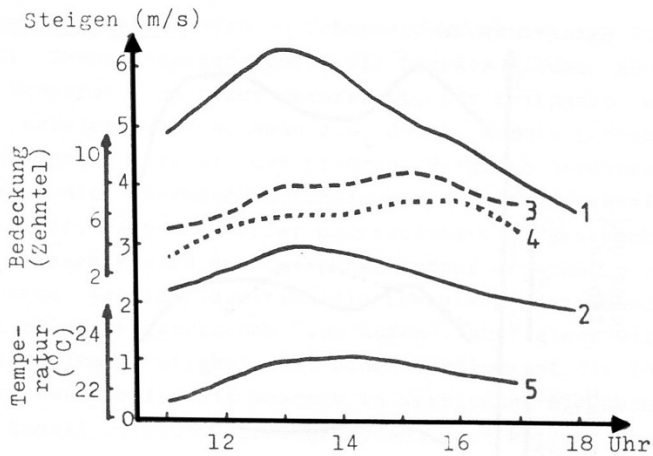


Abb.21: Mittlerer Tagesgang des maximalen Steigens (1), des mittleren Steigens (2), der Gesamtbedeckung (3), der Bedeckung an tiefer Bewölkung (allgemein Cu, 4) und der bodennahen Lufttemperatur (5) von 7 Julitagen des Jahres 1966 bei Orel. (D.A.Konovalov, 1977)

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.22). 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 Temperaturabnahme 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.

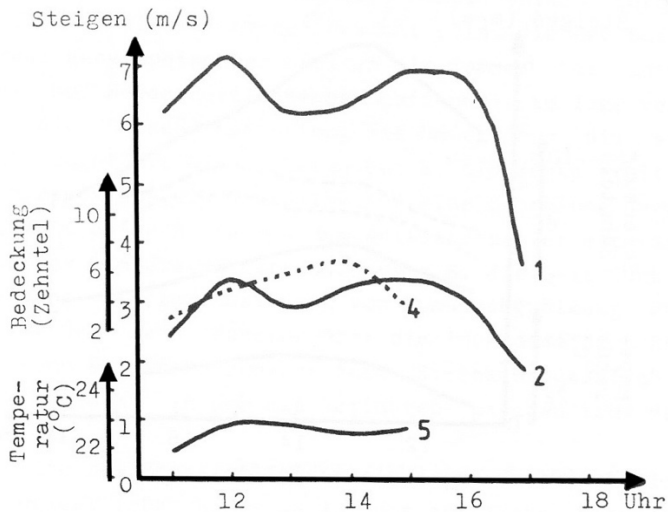


Abb.22: Tagesgang des maximalen Steigens (1), des mittleren Steigens (2), der Cumulusbedeckung (4) und der bodennahen Lufttemperatur (5) am 4.Juli 1966 bei Orel. (D.A.Konovalov, 1977)

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.

Thermikende

Das Ende der Thermik wird an Schönwettertagen einige Stunden vor Sonnenuntergang durch die bereits wieder abnehmende Temperatur am Boden verursacht. **Bei Advektionsfreiheit kann von**

2,5-3h vor Sonnenuntergang ausgegangen werden. Der Zeitpunkt kann früher erreicht werden, wenn z.B. durch **Warmluftadvektion*** (horizontal wird mit der Strömung Warmluft herantransportiert) oder Strahlungsminderung die thermisch durchmischte Schicht schneller stabilisiert, also schneller unteradiabatisch geschichtet wird (**ca. 1h früher**). Umgekehrt wird der Zeitpunkt später erreicht, wenn z.B. durch Kaltluftadvektion die thermisch durchmischte Schicht bildlich gesprochen "von außen" labilisiert wird (**ca. 1h später**). 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. 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*

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

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

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

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

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

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.23). Die Maximalwerte haben etwa den

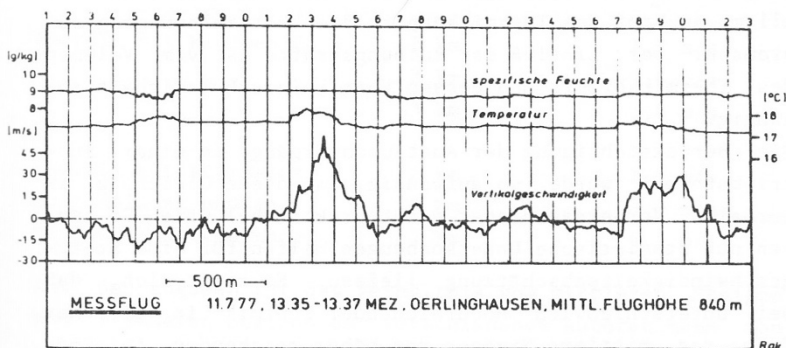


Abb.23: Thermikmessflug mit einem Motorsegler, bei dem Vertikalgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte gemessen wurde. (C.Lindemann, 1982)

doppelten Wert. Entsprechend dieser kleinen Zahlen ist auch der 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: bis zum Kondensationsniveau steigt die relative Feuchte in einem Aufwind auf 100%, wodurch die Dichteunterschiede zur trockeneren, umgebenden Luft Werte erreichen können, 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.

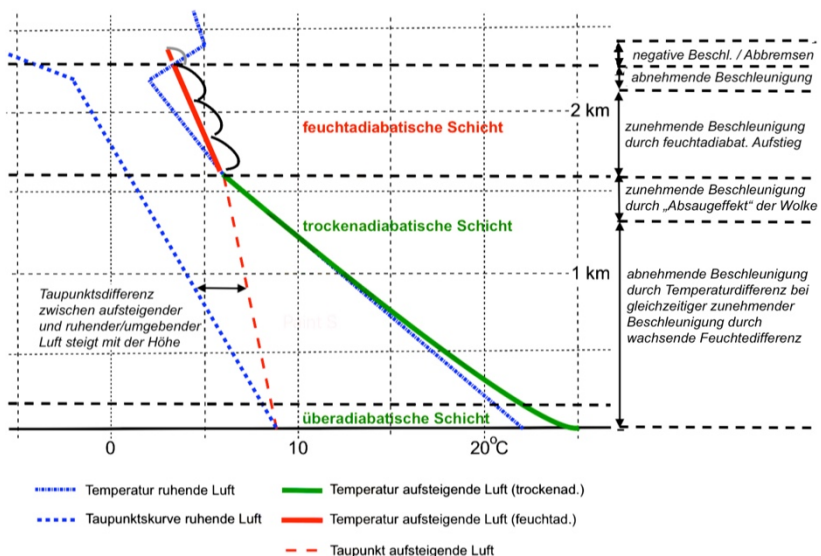


Abb.24: Verteilung des Archimedischen Auftriebs / der Beschleunigung in einem Aufwind. Dem Archimedischen Auftrieb entgegen wirken Austausch- und Mischvorgänge („Entrainment“).

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	mittlere 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:

$$w_{\max} = w_{\text{mittel}} + 1/3 w_{\text{mittel}}$$

w_{\max} = maximales Steigen

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 Wolkenobergrenzhöhe 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.25). 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

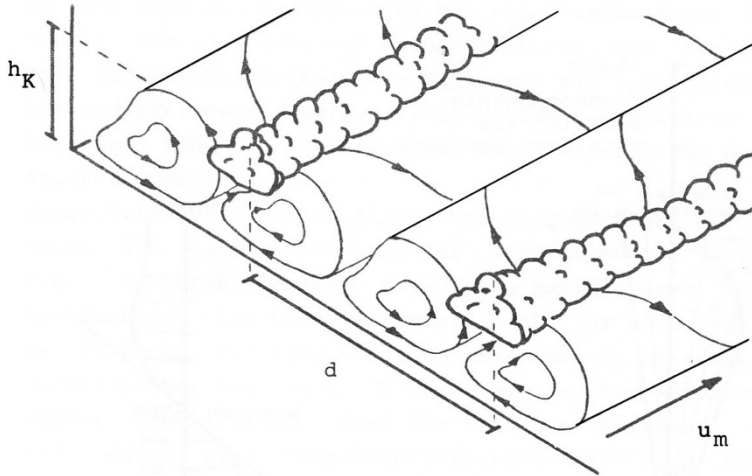


Abb.25: Zirkulationsbewegungen bei Wolkenstraßen.
 (u_m : mittlere Strömung, d : Wolkenstraßenabstand,
 h_k : Höhe der thermisch durchmischten Schicht)

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.26).

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 bewegender

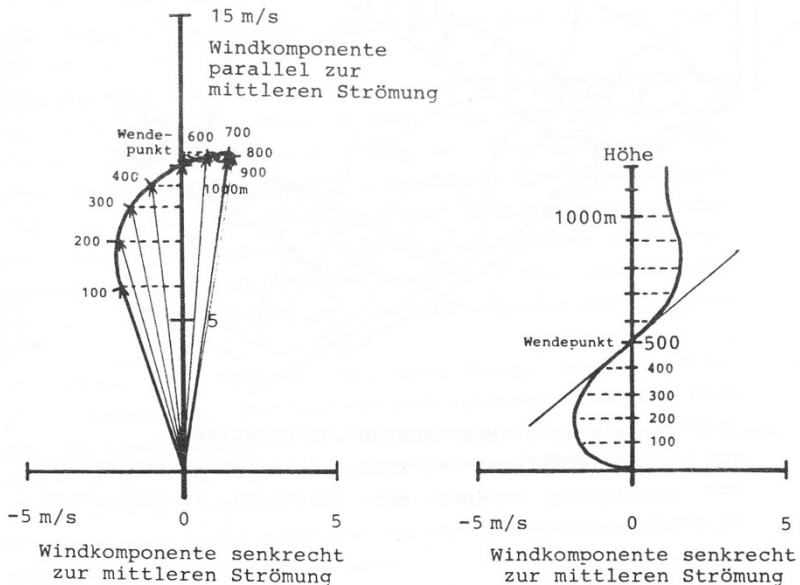


Abb.26: Ungestörtes Windprofil in der Reibungsschicht mit einem Wendepunkt in der Querkomponente des Windes zur mittleren Strömungsrichtung.

Luftkörper erst nach links und dann nach rechts in Hauptwindrichtung gesehen 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.25).

Nach Untersuchungen von D.Müller muss der Wendepunkt in der Querkomponente des Windprofils in einer Höhe von mindestens $1/3$ 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

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

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.

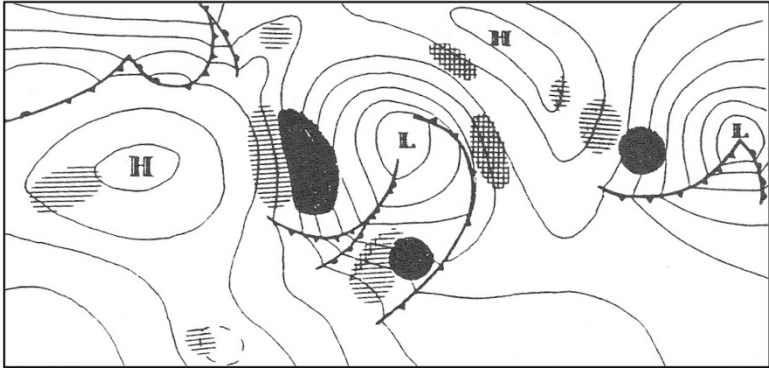
Aber auch unter gestörten Strömungsbedingungen treten Wolkenstraßen in Verbindung mit Wendepunkt-Windprofilen auf, so z.B. in Hochdruckkeilen oder vor neuen Störungen (Abb.27). Hier ist die Vorhersage von Wolkenstraßen bedeutend schwieriger. Ein Hilfsmittel für die Vorhersage kann jetzt nur die Winddrehung in der thermisch durchmischten Schicht sein, die einen Grenzwinkel überschreiten muss. Der Grenzwinkel lässt sich etwa mit der Formel

$$\beta \geq 330 * h/u_{\text{mittel}}$$

abschätzen, wobei β der Winkel der Windrichtungsänderung in Grad und u_{mittel} 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.27 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 aufgereichte, einzelne Cumuli.



*Abb.27: 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.

Jetzt gibt es zwei grundsätzlich unterschiedliche Herangehensweisen: zum einen kann man – mit den heutigen technischen Möglichkeiten – die „Erfahrung vieler Streckensegelflieger“ zusammenfassen, oder zum anderen ermitteln, warum sich die Thermik regional unterscheidet und dann dieses mit regionalen Eigenschaften verknüpfen.

Methode 1 ist heute umsetzbar auf Basis gesammelter IGC-Dateien (Flugaufzeichnungen der Logger): diese können und öffnet diese übereinanderliegend in einem Flugauswertungsprogramm wie SeeYou oder StrePla geöffnet werden. Bei diesen Programmen gibt es die Möglichkeit, Darstellungsparameter wie Höhe, Steigen, Geschwindigkeit, etc. auszuwählen. Um aber aus dieser Datenwust die Bereiche mit unterschiedlich guter Thermik herauszustellen, kann das Attribut „Steigen“ oder „vertikale Geschwindigkeit“ genutzt werden. Das Resultat sind Bereiche, die besonders oft das Spektrum mit gutem Steigen aufweisen. Diese Bereiche lassen auf orographische und/oder Bodenbeschaffenheiten schließen, die das Entstehen von Thermik begünstigen, da hier häufig gekurbelt wird.

Methode 2 geht den umgekehrten Weg: es wird ermittelt, welche orographische und Bodenbeschaffenheiten die Thermik wie beeinflussen und ordnet Gebieten mit entsprechenden

Eigenschaften Gebiete unterschiedlicher Thermikgüte zu. Dieser Methode widmen wir uns hier etwas ausführlicher:

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 vorgegebenen 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* RB,
- der von der Bodenoberfläche an die darüber liegende Luft abgegebene Strom fühlbarer Wärme* L, und
- der von der Bodenoberfläche an die darüber liegende Luft abgegebene latente Wärmestrom* V.

"Latent" heißt "verborgen", d.h., dieser Strom tritt nur bei Verdunstung an der Erdoberfläche und Transport von Wasserdampf zur darüber liegenden 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 weg gerichtete 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 weg gerichteten Energieflüsse verbunden ist (siehe Abb.28).

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 Einstrahlung, 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.

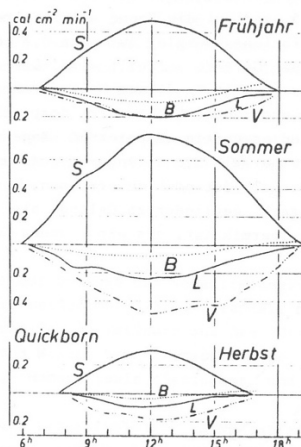


Abb.28: Wärmeumsatz an klaren, windschwachen Tagen in Quickborn/Schleswig-Holstein nach E. Frankenberger.
(S: Strahlung, B: Bodenwärmestrom, L: Strom fühlbarer Wärme, V: Verdunstung) (Geiger, 1950)

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.29 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.

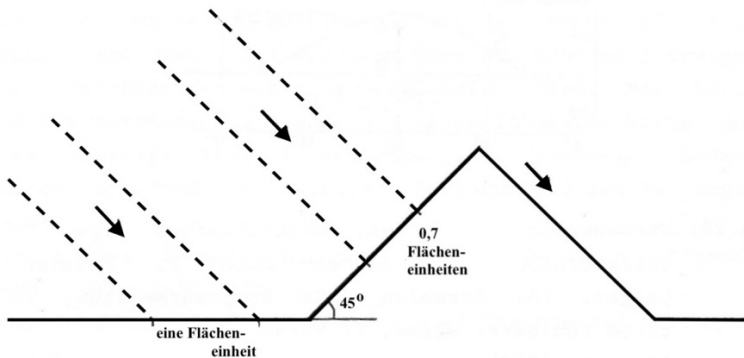


Abb.29: Beispiel für den Strahlungsgewinn unterschiedlich exponierter Hänge.

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.

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 verschieden BodenkompONENTEN wieder. Augenfällig ist die herausragende Rolle der Bodenluft mit vergleichsweise sehr geringen Werten.

Tabelle 1

Thermische Eigenschaften von Bodenbestandteilen nach G.H.Bolt:

Bodenkomponente	Wärmekapazität (J/(m ³ * K))	Wärmeleitfähigkeit (J/(m*s*K))
Quarz	2,0 * 10 ⁶	8,8
Tonminerale	2,0 * 10 ⁶	2,9
org. Substanzen	2,5 * 10 ⁶	2,5 * 10 ⁻¹
Wasser	4,2 * 10 ⁶	5,7 * 10 ⁻¹
Luft	1,3 * 10 ³	2,5 * 10 ⁻²

Tabelle 2

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

Bodenart	Spez. Wärme (J/(kg * K))	Wärmeleitfähigkeit (W/(m*K))
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 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 Bodenforschung, 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 einen 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 Beobachtungsnetzdicke 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, Fotos 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 Bodenoberflächentemperatur 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 Hoch-

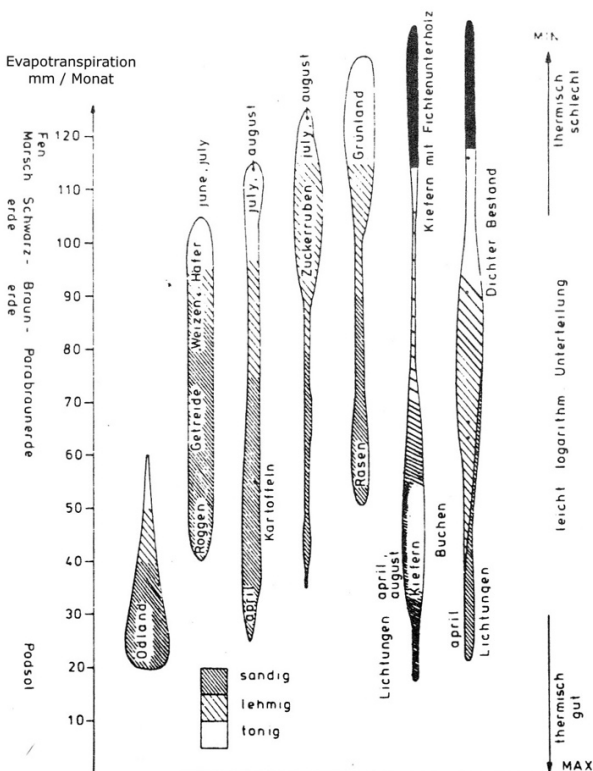




Abb.31: Thermische Eigenschaften verschiedener Landschaften.
(C.Lindemann, 1984)

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 belassen, 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 wechsellückigen 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.32).

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.

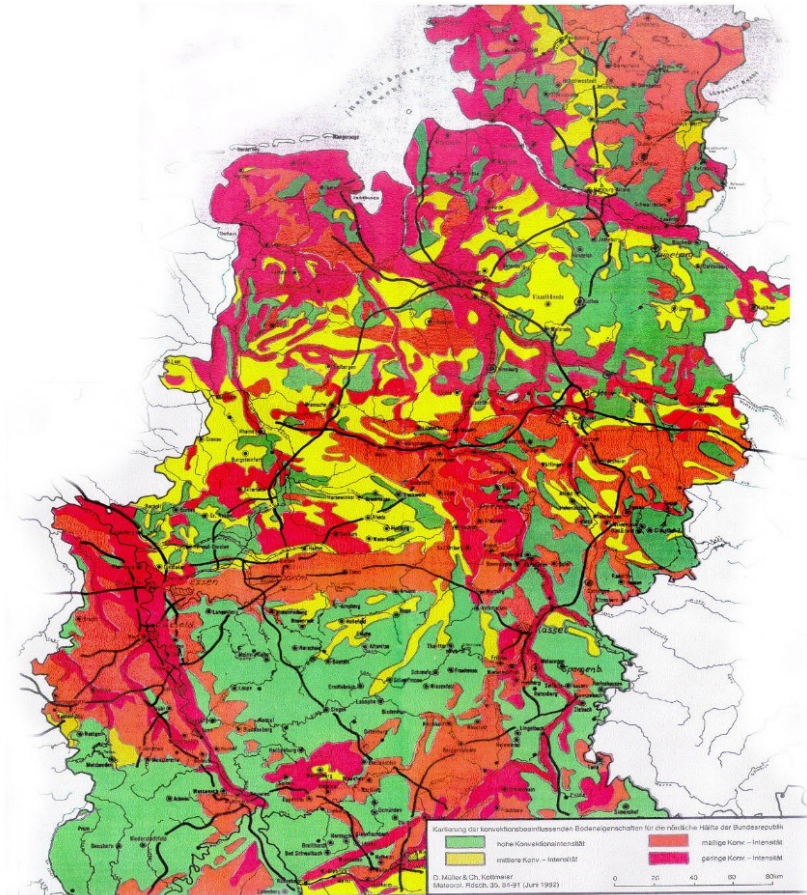


Abb.32: Kartierung der thermikbeeinflussenden Bodeneigenschaften für die nördliche Hälfte der Bundesrepublik Deutschland. Grüne Flächen: hoher Thermikintensität, gelbe Flächen: mittlere Thermikintensität, orangene Flächen: mäßige Thermikintensität, rote Flächen: geringe Thermikintensität. (D.Müller und Ch.Kottmeier, 1982)

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

II.3 Faktoren zur Thermikentwicklung in Küsten- und Seenähe

Wenn die Bodeneigenschaften und die Vegetation die einzigen die Thermikentwicklung beeinflussenden Faktoren wären, würde die morgendliche Streckenflugplanung von einem beliebigen Startflugplatz aus - einen vernünftigen Segelfluggewetterbericht vorausgesetzt - keine größeren Probleme bereiten. Besonders in Küsten- und Seenähe erschweren aber zwei Faktoren die Planungen:

1. die Seebrise (Land-Seewind-Zirkulation), und
2. der Seewind.

II.3.1. Die Seebrise

Die Seebrise entsteht in Verbindung mit der Land-Seewind-Zirkulation an schwachwindigen Strahlungstagen. Durch die Sonneneinstrahlung wird die Landoberfläche im Tagesverlauf aufgrund der geringeren Eindringtiefe der Strahlung, der geringeren Wärmekapazität und der geringeren Wärmeleitfähigkeit stärker erwärmt als eine benachbarte Wasseroberfläche. Die stärkere Erwärmung des Landes bewirkt in der darüber liegenden Luft eine höhere Temperatur und damit auch eine geringere Dichte. Die Luft dehnt sich nach oben aus, was sich bei einer Messung des Luftdrucks in verschiedenen Höhen dadurch äußert, dass die Linien gleichen Luftdrucks - die Isobaren - einen größeren Abstand bekommen (Abb.33a).

Horizontale Dichte- und Druckunterschiede, die sich deshalb zwischen der Luft über dem Land und dem Wasser bilden, führen zu ausgleichenden Luftbewegungen. Die Luftströmung weist in Richtung der Druckkraft, also in Richtung des größten Druckgefälles, d.h. sie ist senkrecht zu den Isobaren zum tieferen Druck gerichtet. Die Druckkraft - und damit die Strömungsgeschwindigkeit - ist um so

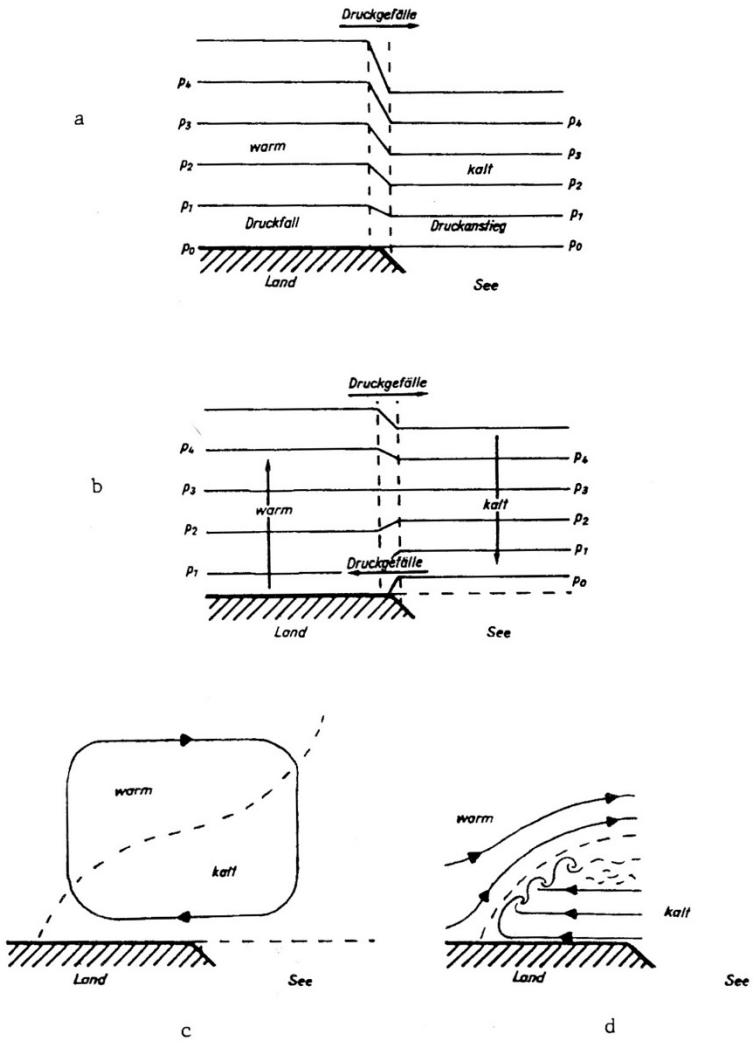


Abb.33: Die Entwicklung einer Land-Seewind-Zirkulation und der Seebrise.

größer, je größer das Druckgefälle ist. In diesem Fall ergibt sich also eine allgemeine Luftströmung vom Land zum Meer.

Durch die Ausgleichsströmung erfolgt ein Lufttransport vom Land zum Wasser, was zu einer Verringerung des Luftdruckes über dem Land und zu einem Luftdruckanstieg über dem Wasser führt.

Aufgrund des höheren Luftdruckes über dem Wasser bildet sich auch in Bodennähe eine Ausgleichsströmung, die hier vom Wasser zum Land gerichtet ist (Abb.33b). Diese Ausgleichsströmung bezeichnet man als "Seebrise". Der geschlossene Lufttransportkreislauf ist die "Land-Seewind-Zirkulation", die wärmere Luft in der Höhe zum kühleren Wasser und kühlere Luft am Boden vom Wasser zum wärmeren Land transportiert.

Wie sieht nun die "Seebrise" eigentlich aus, wie ist die vordringende kalte Seeluft strukturiert, wie mächtig ist sie und wie schnell bewegt sie sich vorwärts?

Messungen haben gezeigt, dass sich die Seebrise sehr gut mit einem Flüssigkeitsstrom vergleichen lässt, der aufgrund einer höheren Dichte an einer schiefen Ebene gegen eine andere Flüssigkeit vordringt. Der dichtere Flüssigkeitsstrom schiebt sich keilartig unter die ruhende Flüssigkeit. Nach kurzer Zeit drängt der ohne größeren Widerstand strömende nachfolgende Teil der schwereren Flüssigkeit die durch turbulente Mischung abgebremste Frontfläche nach oben ab (Abb.34). Die Nachströmung besitzt eine Mächtigkeit von etwa

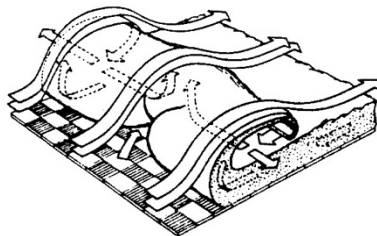


Abb.34: Schematische Darstellung des Strömungsfeldes an Seebrisenfronten, wie sie sich in Laborversuchen darstellt (in der Natur entspricht ein Quadrat etwa 200 x 200m). (J.E Simpson u.a., 1977)

¼ der Höhe der Gesamtflüssigkeit, der Kopf reicht bis auf etwa die Hälfte dieser Höhe. Die Verlagerungsgeschwindigkeit der Frontfläche beträgt etwa 80% der Strömungsgeschwindigkeit der Nachströmung.

Auf die Seebrise übersetzt bedeutet dies, dass die keilartig gegen die Warmluft vordringende Seeluft im Allgemeinen etwa eine Mächtigkeit von ¼ der weiter im Land vorhandenen thermisch durchmischten Schicht - also z.B. eine Mächtigkeit von 400m bei 1600m Cu-Obergrenze - besitzt, die sich nach oben überschlagende Seebrisenfront bei voller Ausprägung bis auf etwa 800m heraufreicht (Abb.33c). Die Fronttiefe beträgt nur 100m. Aufgrund der Reibung an der Bodenoberfläche liegt der vorderste Punkt der Front etwa 100m über Grund. Damit wird wärmere Luft von kälterer "überlaufen", was zu einer starken Instabilität in diesem Bereich führt. Das Steiggebiet vor einer gut ausgeprägten Seebrisenfront hat etwa 500m horizontale Tiefe, Maximalwerte sind ca. 1km. Steigen wurde auch noch max. 700m hinter der Front festgestellt. Die maximalen Steiggeschwindigkeiten liegen zwischen 1 und 3m/s.

Die Ausprägung der Seebrise und ihre Verlagerungsgeschwindigkeit ist vom synoptisch bedingten Wind und vom Temperaturgefälle zwischen Land und See abhängig. Untersuchungen ergaben, dass die sogenannte "Froude-Zahl" die minimalen Bedingungen für die Ausbildung einer Seebrise beschreibt:

$$T_L - T_W \geq k * u^2$$

($T_L - T_W$ = Temperaturdifferenz zwischen Land- und Seeoberfläche in Grad Celsius

u = synoptisch bedingte Windgeschwindigkeit in m/s
 k = Konstante).

Je größer die synoptisch bedingte Windgeschwindigkeit ist, um so deutlicher muss der Temperaturgegensatz zwischen Land und See sein, damit es noch zur Ausbildung einer Seebrise kommt. Eine logische Konsequenz hieraus ist auch, dass der bevorzugte Monat für die Seebrisenentstehung der Juni ist. Die Erwärmung des Landes ist dann maximal und das Wasser noch relativ kühl.

Die vom synoptischen Wind unabhängige Verlagerungsgeschwindigkeit der Seebrisenfront hängt von der Mächtigkeit der Seebrise und der Temperaturdifferenz von Land und See ab. Je mächtiger die Brisenschicht ist und je größer der Temperaturgegensatz ist, um so höher ist die Verlagerungsgeschwindigkeit. Typische Geschwindigkeiten sind 5 - 10km/h.

Für die tatsächliche Verlagerungsgeschwindigkeit sowie die Ausprägung der Seebrisenfront spielt natürlich auch der synoptisch bedingte Wind eine wesentliche Rolle:

Bei Windstille oder sehr leichtem Wind entwickelt sich die Seebrise symmetrisch über Land und See. Sie wird in Küstennähe zunächst nicht feststellbar sein, sich nach dem Zeitpunkt der maximalen Erwärmung (14 Uhr Ortszeit) aber voll ausbilden und landeinwärts bewegen. Unter solchen Bedingungen wurden in Australien schon Seebrisenfronten des Nachts 300km landeinwärts festgestellt, in England wurden Entfernungen von 150km gemessen, die bodennahe Strömungsgeschwindigkeit in der Seebrise betragen dabei 15 - 20km/h.

Bei auflandigem Wind bleibt die Mächtigkeit der Seebrise niedrig. Wird eine bestimmte Windgeschwindigkeit überschritten, wird aus der Seebrise ein "Seewind", es fehlt das für die Land-Seewind-Zirkulation typische Rückfließen in der Höhe.

Wenn die Seebrise landeinwärts wandert, werden ihre Eigenschaften durch den Untergrund stark modifiziert. Bei kräftiger Einstrahlung wird die Seebrisenluft schnell aufgeheizt, bis ihre Temperatur nicht mehr sehr von der umgebenden Luft abweicht. Der Durchgang der Seebrisenfront ist dann oftmals nur am Auffrischen des Windes und einer Windrichtungsänderung zu bemerken. Eine scharfe Grenzfläche bleibt nur erhalten, wenn ablandiger Wind stark genug ist, das Einsetzen der Seebrise bis zum Nachmittag zu verhindern. Die dann in das Land vordringende Brisenfront hat einen regelrechten Kaltfrontcharakter.

Untersuchungen in Südengland ergaben, dass Seebrisen bei ablandigem Wind von weniger als 15km/h in 1000m Höhe im Laufe des Abends bis 45km in das Land vordringen, bei

Windgeschwindigkeiten bis 25km/h kommen sie etwa 20km voran und werden dort mehr oder weniger stationär.

11.3.2 Der Seewind

Beim "Seewind" wird der auflandige Wind nicht durch temperaturbedingte Druckgegensätze zwischen Land und See ausgelöst, sondern durch den synoptisch bedingten Wind.

Die stetige Nachfuhr von kühler Seeluft wirkt in Wassernähe der ungestörten Erwärmung der bodennahen Luft im Tagesverlauf durch die Sonneneinstrahlung entgegen, die üblichen Vorhersageregeln für die Thermikentwicklung im Tagesverlauf gelten hier also nicht. Abb.35 verdeutlicht mit einem räumlichen Schnitt über eine Seefläche mit angrenzenden Landflächen die Änderung der atmosphärischen Schichtung durch das Überströmen unterschiedlich temperierter und unterschiedlich rauer Oberflächen:

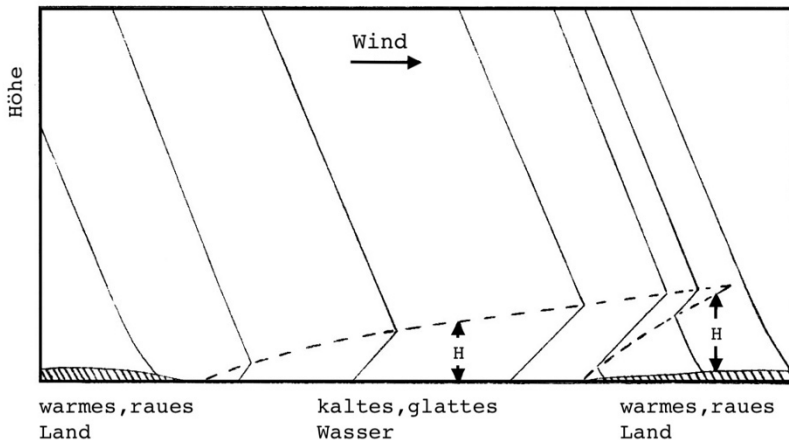


Abb.35: Schematische Darstellung des bodennahen Temperaturfeldes in einer von Land auf Wasser und von Wasser auf Land strömenden Luftmasse mit Hilfe verschiedener Temperaturzustandskurven.

Strömt während des Tages eine adiabatisch geschichtete Luftmasse auf eine kühlere, glatte Wasserfläche, baut sich eine mit der Entfernung vom Ufer anwachsende Bodeninversion auf. Nach Erreichen des gegenüberliegenden Ufers wird die Inversion von unten her allmählich abgebaut und schließlich ganz aufgelöst. Erst hinter dem Punkt der Inversionsauflösung gelten die üblichen Thermikvorhersageregeln.

Wie der Abbildung entnommen werden kann, hängt die Höhe der aufgeheizten bzw. über dem Wasser abgekühlten Schicht von der Rauigkeit des überströmten Geländes, vom zurückgelegten Strömungsweg über die Fläche, und - Was man nicht mehr der Abbildung entnehmen kann - von der Temperaturdifferenz zwischen den verschiedenen Oberflächen, dem Temperaturgradienten vor dem neuen Untergrund und von der Windgeschwindigkeit ab.

Eine empirische Gleichung von G.S. Raynor u.a. (1977) beschreibt diese Abhängigkeit. Sie besagt, dass

- je höher die stabile Schicht,
- je höher die Windgeschwindigkeit,
- je stabiler die bodennahe Luft geschichtet,
- je kleiner die Temperaturdifferenz zwischen Land und Wasser und
- je geringer die Bodenrauigkeit ist,

desto größer ist der zurückgelegte Strömungsweg, bevor der Seelufteinfluss abgebaut ist.

Wie stark sich die Untergrundrauigkeit auf die Temperaturänderung auswirkt, ist bereits schematisch in Abb.35 dargestellt. Abb.36 veranschaulicht diesen Unterschied aber eindrucksvoller. Während sich eine bodennahe ehemals adiabatisch geschichtete Luftmasse nach einer Weglänge von 580km um 5 Grad Celsius abgekühlt hat und eine Bodeninversion bis 340m Höhe aufbaute, fehlten nach 8km Weglänge über Land nur noch 1 Grad Celsius an der Ausgangstemperatur und ca. 50m Höhe, um die Inversion wieder vollständig aufzuheizen.

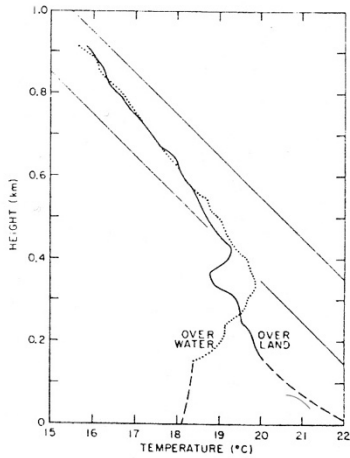


Abb.36: Die fast gleichzeitig über Wasser und Land gemessenen Temperaturzustandskurven zeigen den Abbau einer maritimen Inversion nach 8 km zurückgelegtem Strömungsweg über Land. Die gestrichelten tieferen Teile der Kurven sind gemäß der gemessenen Oberflächentemperaturen interpoliert. (G.S. Raynor u.a., 1975)

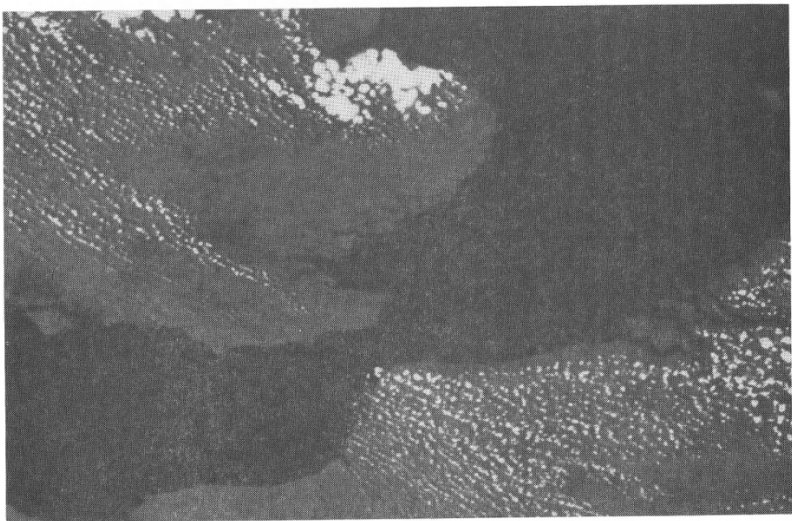
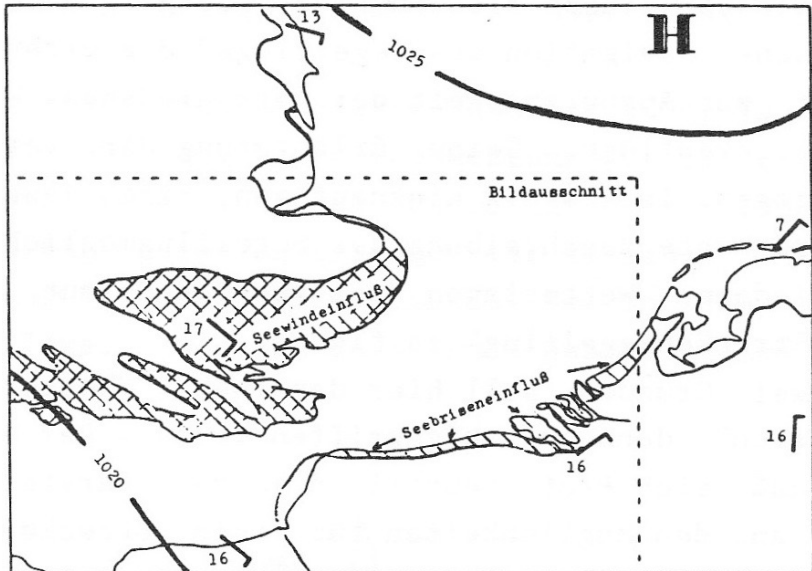


Bild 1



Erläuterung zu Bild 1:

Das Satellitenfoto vom 11.05.1982, 13 GMT, zeigt Seebrisen- und Seewinderscheinungen an den niederländischen, belgischen, französischen und englischen Kanalküsten.

In der oben angeführten Skizze sind das 12-GMT-Druckfeld, sowie die entsprechenden Wind- und Temperaturbeobachtungen dargestellt. Schraffiert sind cumuluswolkenfreie Küstengebiete unter Seebrisen einfluss markiert, kariert Gebiete unter Seewindeinfluss.

Bei auf- bzw. ablandigen Windkomponenten von mehr als 10km/h können Seebrisen nicht mehr beobachtet werden (Region bei Calais).

Der unterschiedlich weitreichende Seewindeinfluss über Südengland verdeutlicht, dass je kürzer der Weg der Luft über Wasser und je besser die thermischen Eigenschaften des anschließend überströmten Untergrundes sind, desto schneller ist die seebedingte bodennahe stabile Luftschicht aufgeheizt.

III. Die Wetterlagen für Streckensegelflüge

Nach wie vor findet sich in Prof. Georgii& 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 für Niedersachsen über 7 Jahre eine Dokumentation ("Deutscher Segelflugwettbewerb, Meteorologischer Beitrag" von Detlef Müller und Christoph Kottmeier) vorliegt, die aufschlussreiche Bewertungen der einzelnen Wetterlagen für Norddeutschland 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 11.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.37).

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 Streckenflüge möglich waren. Dies setzte sich im Juli fort. Im August

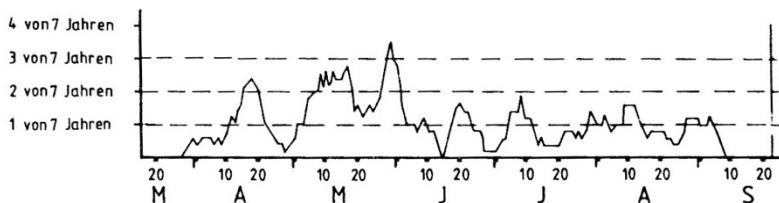


Abb.37: Häufigkeit von 600 Punkte-Flügen an bestimmten Kalendertagen, gemittelt über 7 Tage.

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.38 enthalten. Es wurden Flüge zugrunde gelegt, 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.

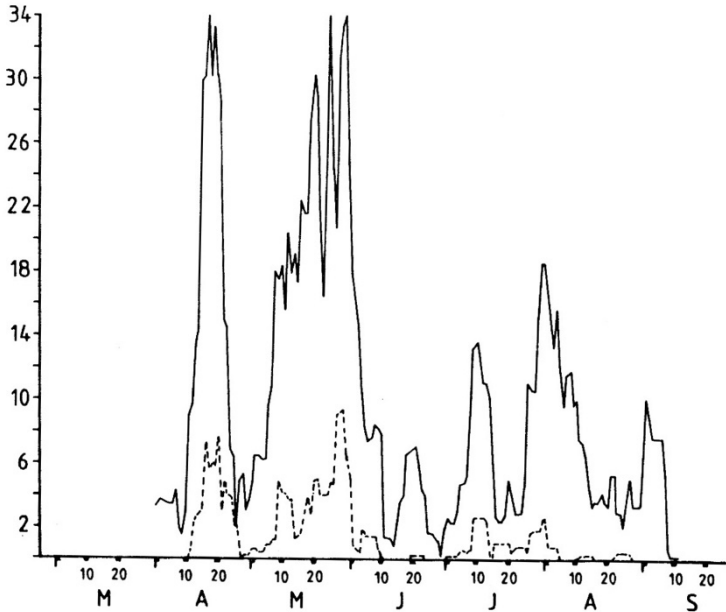


Abb.38: Anzahl von Flügen mit mehr als 600 bzw. 850 Punkten im DMSt, LV Niedersachsen, Zeitraum 1977 bis 1983, gemittelt über 7 Tage.

Auch in dieser Abb. ist ein 7-Tages Zeitraum zugrunde gelegt. 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.37 durch Abb.38 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 erfolgen 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.39 dargestellte Wetterlagen-Einteilung reduziert worden.

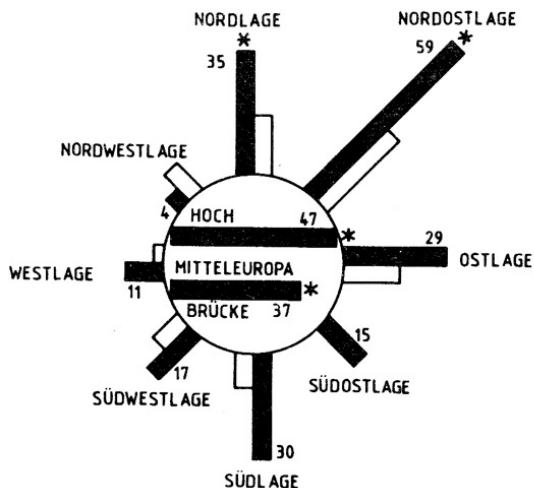


Abb.39: Bewertungszahlen der Wetterlagen Norddeutschlands (ausgefüllte Balken: antizyklonal, offene Balken: zyklonal). Die genaue Erläuterung ist im Textteil zu finden.

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.39 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 Nordwestlagen 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 Blauthermik 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 Luftrübung 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 sich mit etwas Aufmerksamkeit aus den aufeinander folgenden 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 NO-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 NO-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 O- oder SO-Lage, die so stark abgetrocknete und erwärmte Luft zu uns transportieren, dass nur unterschiedlich gut entwickelte Blauthermik 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.40a,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 Überentwicklungen einzufliegen, oder um sich nicht noch in den späten Nachmittagsstunden der neuen Störung von Osten her nähern zu müssen.

Beim *dynamischen Hoch* (Abb.41a-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 entlangführt, 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.

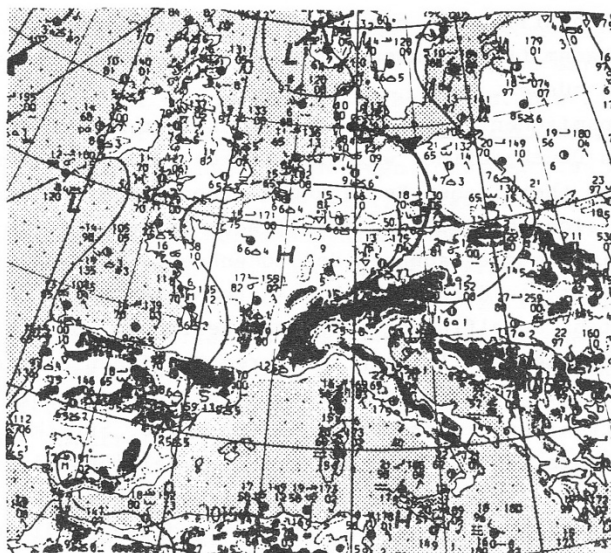


Abb.40a: Bodenwetterkarte vom 29.04.1983, 12 GMT

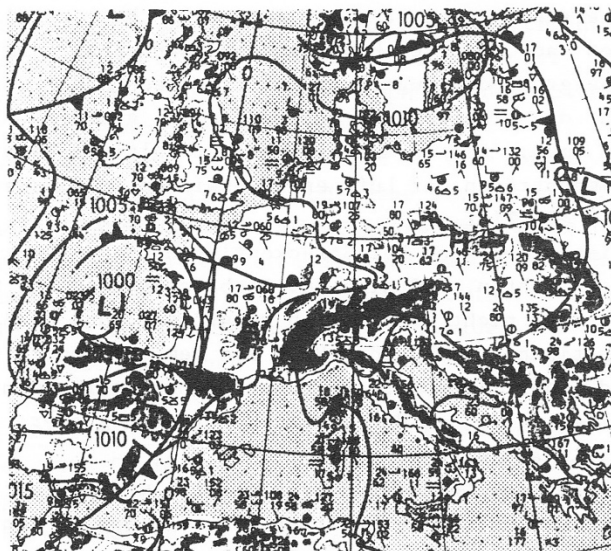


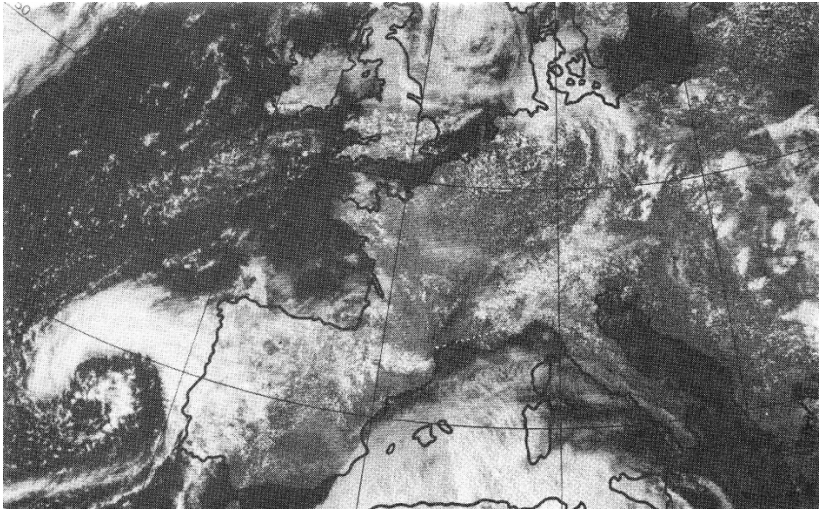
Abb.40b: Bodenwetterkarte vom 30.04.1983, 12 GMT

Erläuterung zu Abb.40a, 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.)



Erläuterungen zu Bild 2

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)



Abb.41a: Bodenwetterkarte vom 16.04.1984, 12 GMT

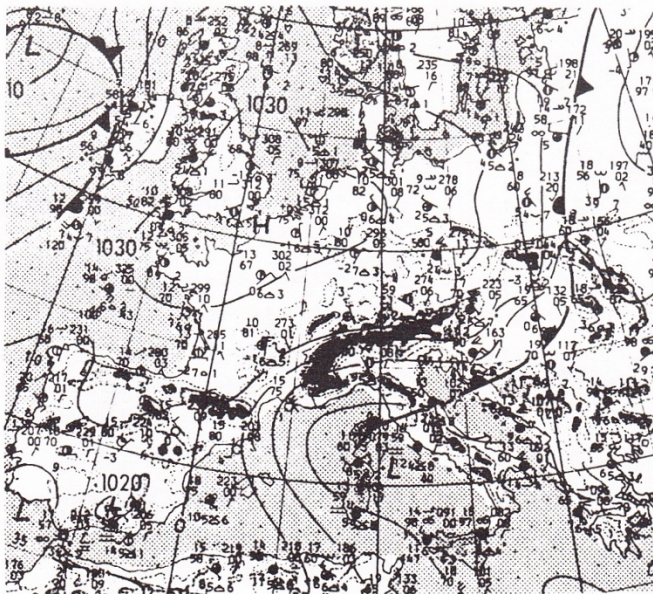


Abb.41b: Bodenwetterkarte vom 17.04.1984, 12 GMT

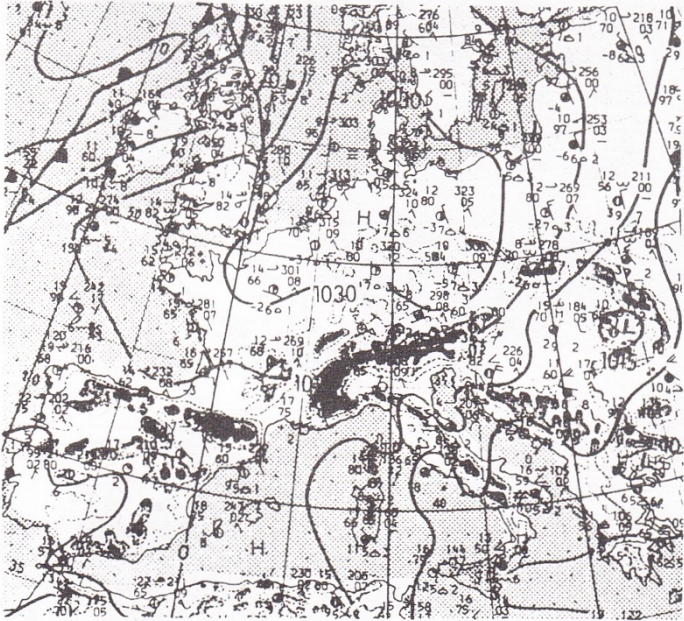


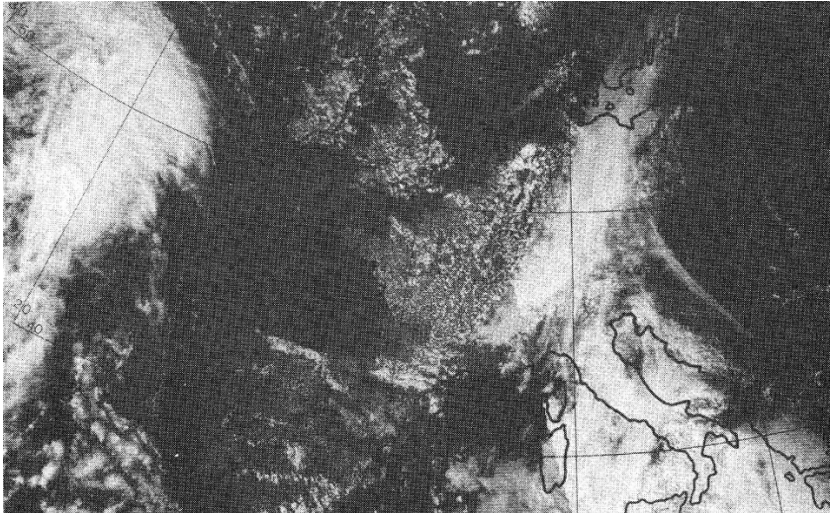
Abb.41c: Bodenwetterkarte vom 18.04.1984, 12 GMT

Erläuterung zu Abb.41a-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 Segelflugbedingungen 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.)



Erläuterungen zu Bild 3

NOAA7-Satellitenbild vom 16.04.1984 gegen 15 MEZ:

Das Foto zeigt über Ostdeutschland 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)

III.4 Bewertung der jahreszeitlichen Streckenflugmöglichkeiten

Bei den Abb.27 und 38 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.39 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 42 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.

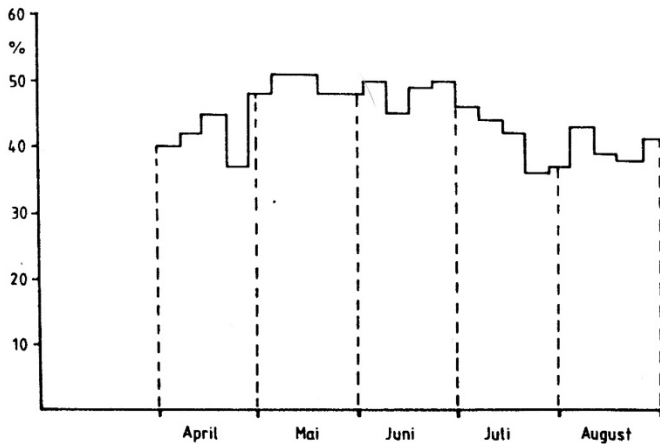


Abb.42: Darstellung der Wahrscheinlichkeiten, an mindestens drei Tagen innerhalb von Wochenzeiträumen 300km - Dreiecke zu vollenden.

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 sind 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 zumeist nur noch Blauthermik übrig.

Bei der Abbildung 42 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 Fernsehweatherbericht

Die erste Informationsmöglichkeit zur Früherkennung von Streckenflugtagen ist der allgemeine Rundfunk- und Fernsehweatherbericht. 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 Bewölkung)

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 $6/8$ 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 – 10 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. 0,3 mm
leichter Niederschlag	: 0,3 – 2 mm
mäßiger Niederschlag	: 2 – 5 mm
starker Niederschlag	: 5 mm

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 anderen Zeit- abschnitt
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 wolkig und trocken“.

Einen besonderen Stellenwert in der meteorologischen Vorbereitung auf Streckenflüge hat natürlich der Fernsehweatherbericht 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 Segelflugwetterlagen 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 Weatherberichtes der ARD aufgrund seines komplizierten Aufbaus als Trickfilm relativ viel Zeit beansprucht, und so in diesen Bericht nur noch Weathermeldungen von 12 Uhr eingebaut werden können. In den Weatherbericht des ZDF können dagegen Änderungen bis kurz vor dem Sendetermin

berücksichtigt werden, er ist also der aktuellere Fernseh-wetterbericht. Generell kann man aber auch den Eindruck haben, dass die Erläuterungen zur Vorhersage beim ZDF genauer und für den Segelflieger ergiebiger sind.

Das Satellitenbild ist eine weitere Informationsmöglichkeit. 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 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, Aerokurier 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.3 Der Segelflugwetterbericht

Die Informationsmöglichkeit, die uns direkt Auskunft über die Segelflugwetteraussichten gibt, ist natürlich der Segelflugwetterbericht der Wetterdienste oder privater Anbieter. Wenn sich aufgrund der allgemeinen Wettervorhersagen oder aufgrund von Beobachtungen segelflug-verdächtigtes Wetter ankündigt, bieten uns die Segelflugwettervorhersagen heute sehr gute Möglichkeiten näheres zu erfahren.

Mit dem kostenpflichtigen Dienst „**pc_met - Internet Service**“ bietet der Deutsche Wetterdienst umfangreiches Informations- und Vorhersagematerial für die allgemeine Luftfahrt, aber auch speziell für den Segelflug. Als Basis-Informationsmaterial werden Wetterkarten und Zeitraffer-Satelliten- und Radarbildern sind hier aber auch alle Temps mit Temp-Vorhersage sowie Vorhersagen in Form von Flugwetterübersichten und der GAFOR-Darstellung zu finden. Unter der Rubrik „Vorhersagen für den Luftsport“ sind speziell für den Segelflug bereitgestellt Produkte zu finden:

Unter „Konvektion“ findet man Übersichtskarten zu den thermischen Bedingungen inkl. Bewölkung mit Untergrenzen im zeitlichen Verlauf bis 3 Tage voraus.

Unter diesem Aufruf sind dann auch spezielle Segelflugwettervorhersagen zu finden wie *Segelfluggebietsvorhersagen* auf Basis der GAFOR-Gebietseinteilung. U.a. findet man hier eine Aussage zum zeitlichen Verlauf des Steigens, der Bedeckung der Arbeitshöhe und zur Thermikgüte in Form eines „potential flight distance – potenzielle Flug Distanz“-Wertes („PFD“).

Mit „*Java TopTask*“ wird eine Java-Anwendung zur Verfügung gestellt, die die konkrete Flugplanung auf Basis der Gebietsvorhersage des DWD ermöglicht.

Sehr hilfreich für Leewellenflüge sind Vorhersagekarten zu *Leewellen* mit Lage der Wellen sowie mit Vertikalschnitten.

Neben dem Deutschen Wetterdienst bieten mittlerweile verschieden private Anbieter wie **TopMeteo** oder **SkySight** bereits ausgewertete und gut übersichtliche Wetterdaten speziell für den Segelflug. Neben sämtlichen Wetterdaten werden hier PFD-Karten bereitgestellt.

Zu beachten ist, dass solche PFD-Karten keine temporären Ereignisse wie durchlaufende Cirrus-Felder oder andere Störungen berücksichtigt. Um hier auf Nummer sicher zu gehen, sollten auch die verfügbaren Ortsvorhersagen berücksichtigt werden. Bei TopMeteo kann die Ortsvorsage für verschiedene Orte anlegen, in ihr werden verschiedene Parameter zu allen Uhrzeiten angezeigt. Einstrahlung, Windgeschwindigkeit und Richtung, Temperaturen für verschiedene Höhen, zu erwartende Schnittgeschwindigkeiten für Standard und 18m Klasse (sowie andere Klassen), Wettererscheinungen (z.B. Wolkenstraßen), Bewölkung in allen Höhen und Feuchte werden im Tagesverlauf angezeigt. Diese Darstellung des Wetters mit dem zeitlichen Verlauf ermöglicht es auch, Wetterstörungen für eine bestimmte Zeit frühzeitig zu erkennen und die Streckenplanung ggf. noch einmal zu überdenken.

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, MW.: 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.
- Kaimal, J.C.: Case studies of a convective plume and a dust devil. J. Appl. Meteorol. 9, 1970
- 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., Müller, D. u. Pengel, K.:
Was haben Eiszeiten mit Streckenflugplanung zu tun? Aerokurier 4/1980.
- Kottmeier, C., 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 Routine-messungen. 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 Strecken-

- segelflug. Meteorologischer Beitrag.
DAeC, LV Niedersachsen, 1977-1983.
- Raynor, G.S., P. Michael, R.M. Brown u. S. SethuRaman:
Studies of Atmospheric Diffusion from a
Nearshore Oceanic Site. Appl. Meteorol.
14, 1080, 1975.
- Reichmann, H.: Streckensegelflug. Motorbuch Verlag,
Stuttgart. 1975.
- Roth, D.: Zur Abschätzung von Thermikgebieten aus
Radiosondenaufstiegen und Geländecharak-
teristiken. Aerokurier 2/1979.
- Schaeffer, Schachtschabel:
Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke
Verlag, Stuttgart, 1976.
- Schirmer, H.: Die räumliche Verteilung der Bänderstruk-
tur des Niederschlags in Süd- und Südwest-
deutschland.
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.
- Simpson, J.E., D.A. Mansfield u. J.R. Milford:
Inland Penetration of Sea-Breeze Fronts.
Quart.J.R.Met.Soc. 103, 47-76, 1977.
- Thomas, F.: Konstruktion und Entwicklung von Segel-
flugzeugen. 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.
- Wilczak,. J.M. u. J.E.Tillman:
The three-dimensional structure of convection
in the atmospheric surface layer.
J. Atmos. Sci 37, 1980.
- WMO: Handbook of meteorological forecasting for
soaring flight. WMO-Publikation No.495,
Genf, 1978.

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 Celsius 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 Celsius 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.12). 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".

Föhnneffekt

Der "Föhnneffekt" 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 Grad Celsius/100m). Wird das Hebungskondensationsniveau erreicht, erfolgt der weitere Aufstieg unter feuchtadiabatischer Abkühlung (ca. 0,5 Grad Celsius/100m), 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“, das 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 Cumuluskondensationsniveau lässt sich leicht aus der Lufttemperatur und dem Taupunkt in Bodennähe bei vorhandenen Cumuli mit der folgenden Formel bestimmen:

$$H = 125 (T - T_d) \quad (m),$$

(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“)

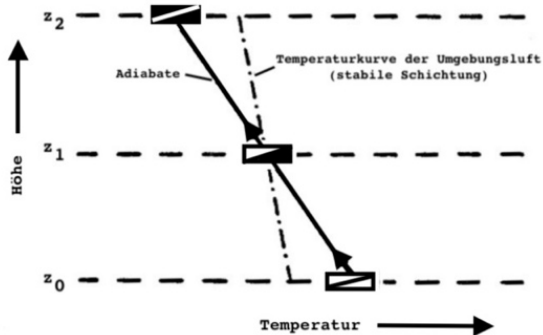
latenter Wärmestrom

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 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 Luftpörpers. 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 Luftpörper 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, sodass die Vertikalgeschwindigkeit abnimmt. In der Höhe z_2 ist der Luftpörper kurze Zeit in Ruhe, anschließend kehrt er seine Bewegung um und sinkt wieder ab. In der Folge führt der Luftpörper eine gedämpfte Schwingung um die Gleichgewichtslage z_1 herum aus.

Bei trockenlabiler Schichtung wird die Temperaturdifferenz zur Umgebungsluft mit zunehmender Höhe größer. Der Luftpörper 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.Änder.
feuchtindifferent	genau die feuchtadiab. Temp.Änderung
feuchtlabil	mehr als die feuchtadiab. Temp.Änderung

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 200 und 3000nm. 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 380 und 780nm. 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 abwärtsgerichtet. 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")