

Kapitel 2

2. Die Vorhersage der thermischen Konvektion

2.1 Struktur und Eigenschaften der thermischen Konvektion

Aus der Sicht der synoptischen Meteorologie ist die thermische Konvektion ein subskaliger Prozeß und bedeutet das turbulente Durchmischen der Grenzschicht durch konvektive Elemente, die eine große Vielfalt an Formen, Größe und Struktur aufweisen. Als typische Zeit- und Raumskala gelten die Größenordnungen von 10 Minuten und 100 Metern.

Am Erdboden, der durch die Sonneneinstrahlung erwärmt wird, lösen sich konvektive Elemente als sogenannte "Thermikblasen" ab. Diese steigen auf, bis sie auf eine stabil geschichtete Inversion treffen (Abb. 2.1). Beim Aufsteigen der Thermikblasen wird durch Turbulenz Umgebungsluft seitlich eingemischt (engl.: "entrainment"). Dadurch wird ihr Feuchtegehalt und ihre Temperatur, besonders in deren Randbereichen, verändert. Zur Beschreibung der Konvektion benötigt man die vertikalen Profile von Temperatur, Feuchtigkeit und Wind. Diese Profile werden durch synoptische Prozesse, wie z.B. großskalige Vertikalbewegungen (Absinken, Hebung) und horizontale Advektion, oder durch die Konvektion selbst ständig verändert. Aufsteigende und absinkende Thermikblasen bewirken den turbulenten Transport von fühlbarer und latenter Wärme sowie den turbulenten Impulstransport.

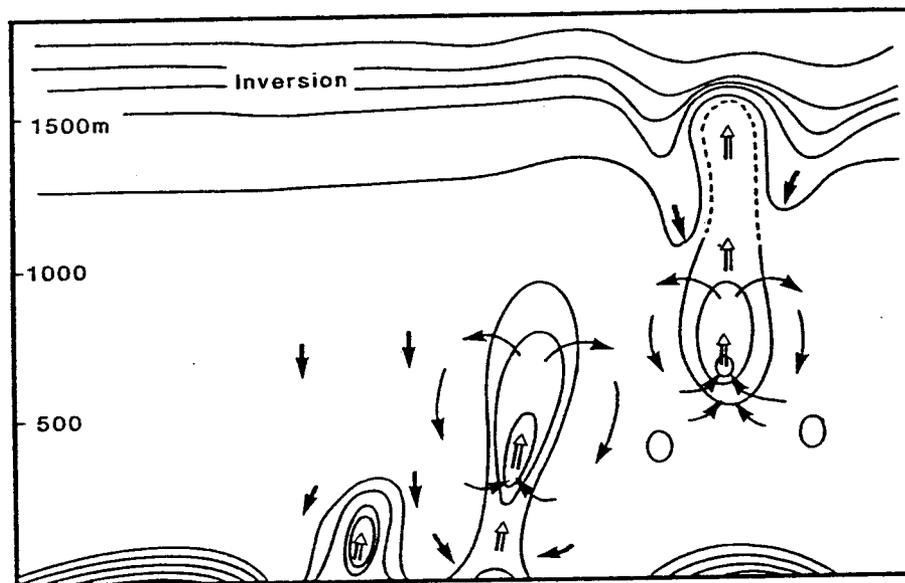


Abbildung 2.1 Ablösung einer Thermikblase und ihr Eindringen in eine stabile Schicht (bzw. Inversion). Die durchgezogenen Linien sind Isolinien der potentiellen Temperatur.

Die Erwärmung der Erdoberfläche wird durch eine große Zahl von Parametern beeinflusst. Die verfügbare Einstrahlung hängt von der geographischen Breite, der Jahreszeit, der Tageszeit, dem Bedeckungsgrad und der Lufttrübung ab. Gleichzeitig bestimmen die Exposition der bestrahlten Fläche und die Eigenschaften des Erdbodens (Bodentyp, Albedo, Feuchtegehalt und Vegetation) den Wärmebetrag, der übrig bleibt, um die thermische Konvektion anzutreiben.

Normalerweise sind aufsteigende Thermikblasen so groß, daß Segelflugzeuge, Hängegleiter und Gleitschirme in ihnen kreisen und an Höhe gewinnen können. Die Vertikalgeschwindigkeit der aufsteigenden Luft muß dabei größer sein als das Eigensinken des Fluggeräts. Es ist sehr schwierig, genaue Messungen über die Struktur und Dynamik der Thermik zu erhalten, da während der relativ kurzen Lebensdauer der Aufwindzonen ein recht großes dreidimensionales Gebiet befliegen werden muß. Aufgrund der Vielfalt kann erst eine statistische Beschreibung bzgl. Form und Vertikalgeschwindigkeit zu allgemeinen Aussagen über die Merkmale der Thermikblasen führen. In Abb. 2.2 sind die Ergebnisse von Messungen mit Motorseglern nach Lindemann (1981) dargestellt.

Erst in jüngerer Zeit gelang mit Hilfe der numerischen Simulation eine beeindruckend realistische Beschreibung der Thermikstruktur. Schmidt und Schumann (1989) benutzten die Technik der Large-Eddy-Simulation mit einer hohen räumlichen Auflösung von 50 Metern. In ihren Ergebnissen (siehe Abb. 2.3) erkennt man deutlich einzelne Aufwindblasen mit darin eingebetteten kleineren Blasen unterschiedlicher Aufwindgeschwindigkeit. Dazwischen befinden sich Gebiete mit schwachen Abwinden. In den unteren 250 Metern zeigt sich eine gut entwickelte zelluläre Struktur, in der die kleinräumigen Aufwinde entlang von Polygonen konzentriert sind. In 750 Metern Höhe konzentrieren sich die Aufwinde in Form von Säulen mit mittleren bis starken Aufwindgeschwindigkeiten und einer internen Feinstruktur aus einzelnen Aufwindblasen.

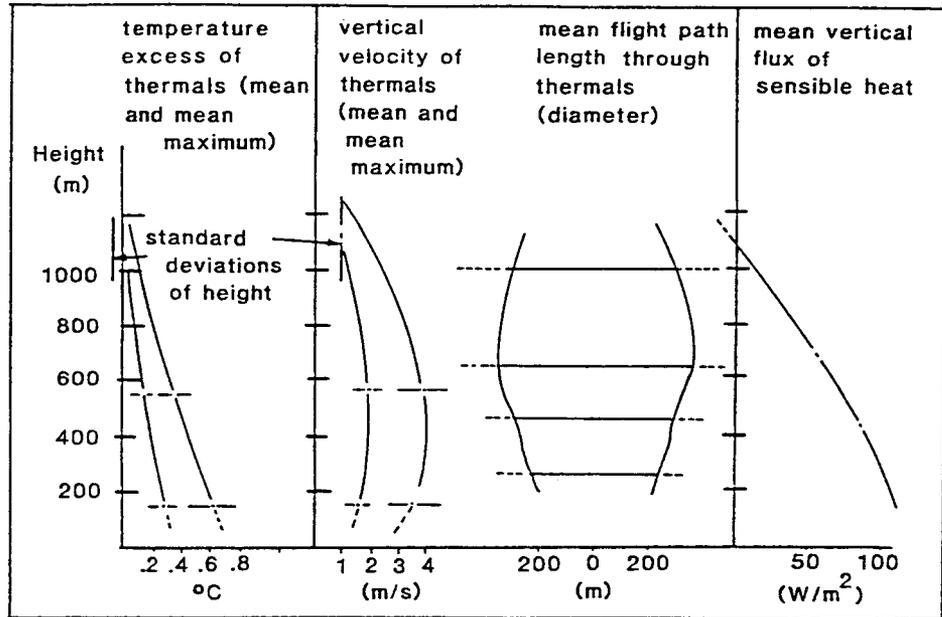


Abbildung 2.2 Durchschnittswerte für Kenngrößen der Thermik in Abhängigkeit von der Höhe einschl. der Standardabweichungen (Lindemann, 1981)

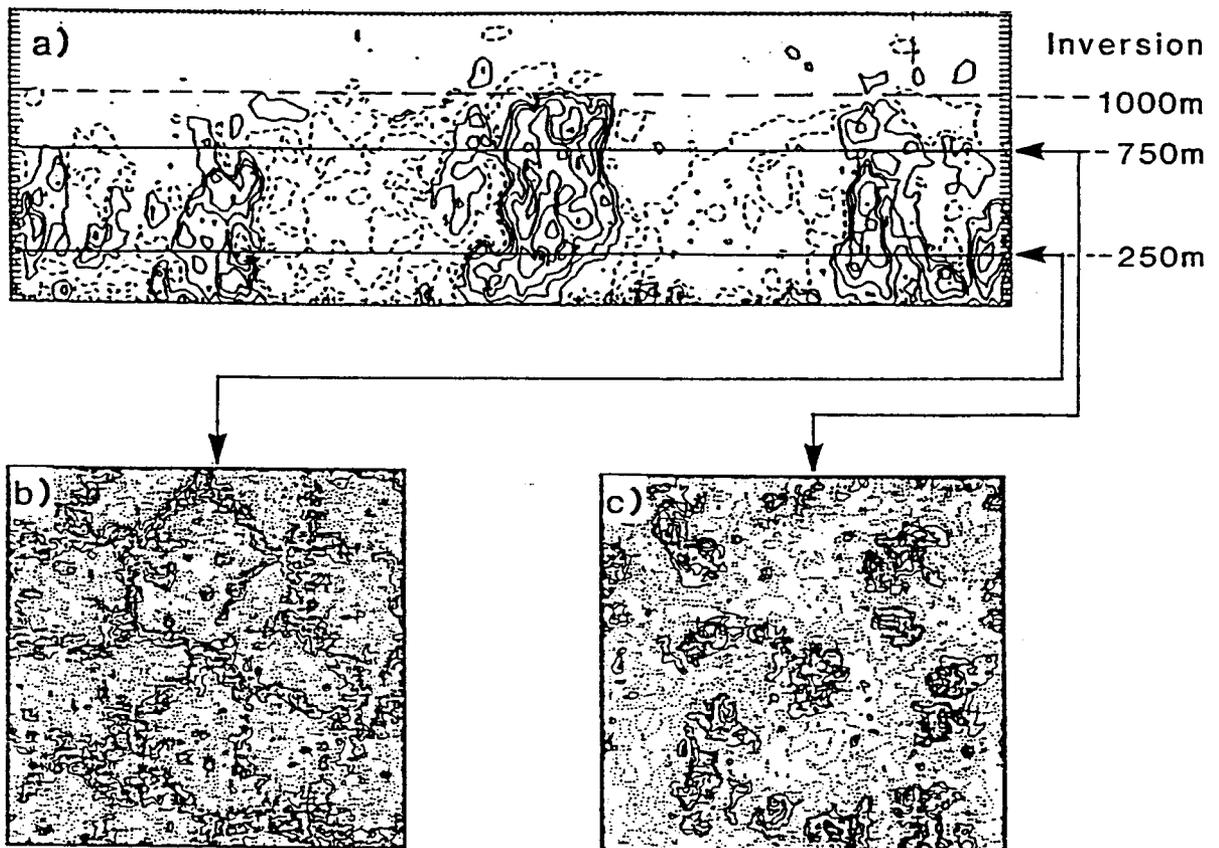
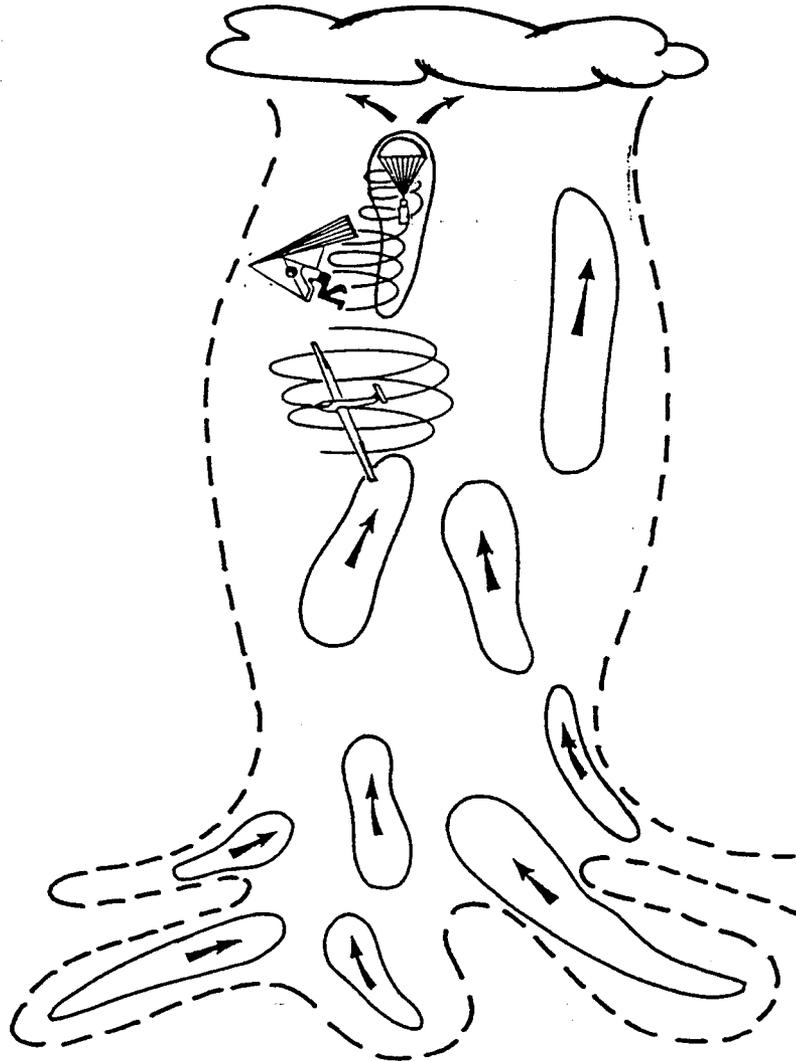


Abbildung 2.3 Numerische Simulation von thermischen Aufwinden, die bis zu einer Inversionsschicht in 1000 m Höhe reichen.
 a) Vertikalschnitt
 b) Horizontalschnitt in 250 m Höhe
 c) Horizontalschnitt in 750 m Höhe
 Die durchgezogenen Linien umranden Aufwinde, die gestrichelten Linien Abwinde (Schmitt und Schumann, 1989)

Aus den Erfahrungen von Luftsportlern und aus den theoretischen Erkenntnissen von numerischen Simulationen läßt sich allgemein ableiten, daß die Thermik aus ausgedehnten Aufwindzonen besteht, die viele Aufwindblasen unterschiedlicher Vertikalgeschwindigkeit enthalten. Abb. 2.4 zeigt, wie die verschiedenen Luftfahrzeuge diese Blasenstruktur zu ihrem Vorteil nutzen können. Gleitschirme können die kleineren Blasen mit der größeren Aufwindgeschwindigkeit ausnutzen, während Hängegleiter und Segelflurzeuge die kleineren Aufwindblasen nur "anschneiden" können. Allgemein kann man die Thermik mit folgendem Satz beschreiben: Eine große Aufwindblase besteht aus vielen kleinen Aufwindblasen ("bubbles in the bubble"). Die komplizierten Zusammenhänge und die Vielfalt der Thermikstrukturen machen die Vorhersage der thermischen Konvektion nicht gerade einfach.

Abbildung 2.4

Schematische Darstellung der kleinen Thermikblasen in einem großen thermischen Aufwind ("bubbles in the bubble")



Luftsportler möchten hauptsächlich wissen:

- wo und wann die nutzbare Thermik beginnt
- wie lange die Konvektion anhält
- bis in welche Höhe die Thermikblasen aufsteigen
- wie stark die Thermik wird
- ob weitere thermikbeeinflussende Faktoren, wie z.B. Windeinflüsse, Abschirmungen, Überentwicklungen, Schauer und Gewitter, zu erwarten sind.

Um diese Fragen zu beantworten, wertet der Flugwetterberater neben den synoptischen Unterlagen numerische Vorhersagekarten und repräsentative Radiosondenaufstiege aus. Dabei müssen alle Veränderungen berücksichtigt werden, die aufgrund der großskaligen Vertikalbewegungen (Absinken, Hebung), der horizontalen Advektion und der Erwärmung durch Sonneneinstrahlung auftreten.

2.2 Synoptische Merkmale

2.2.1 Merkmale in synoptischen Karten

2.2.1.1 Günstige Merkmale

a) in Bodenkarten

Günstig sind:

- antizyklonale Isobaren-/Isohypsenkrümmung oder Antizyklone
- Gradientwind weniger als 10 m/s (20 Knoten)
- keine Frontensysteme mit ausgedehnter Bewölkung oder Niederschlag
- Kaltluftadvektion
- relativ niedrige Taupunkte
- gute Sichten.

b) in 850- oder 700-hPa-Höhenkarten

Die 850-hPa-Karte sollte benutzt werden, wenn die mittlere Höhenlage des Geländes unterhalb von 600 m (2000 ft) liegt. Die 700-hPa-Karte ist nützlicher bei höherem Geländeniveau.

Günstig sind:

- Gebiete mit antizyklonaler Krümmung der Isohypsen
- Gebiete mit schwacher Strömung bei hohen Werten des Geopotentials
- Gebiete mit Kaltluftadvektion oder geringer advektiver Änderung
- Gebiete mit relativ niedriger Feuchte (Taupunktdifferenzen größer als 5 K).

c) in 500- und 300-hPa-Karten

Günstig sind:

- Gebiete mit einem Anstieg des Geopotentials auf der Rückseite eines sich nach Osten verlagernden Höhentrogs
- Gebiete nahe eines hochtroposphärischen Hochs
- Gebiete mit schwacher negativer Vorticityadvektion.

2.2.1.2 Gebiete mit unterschiedlichen Thermikbedingungen

Die Abbildungen 2.5 a und b zeigen an einem Beispiel Gebiete mit günstigen und ungünstigen Thermikbedingungen über Europa.

a) Gute Thermikbedingungen

Im Bereich der Hochdruckzone über dem südlichen Teil Mitteleuropas ist die Kaltluft in den unteren Luftschichten instabil geschichtet. Die Konvektion ist durch eine Absinkinversion nach oben hin begrenzt. Bei relativ niedriger Luftfeuchtigkeit hat man eine hohe Wolkenbasis.

b) Mäßige Thermikbedingungen

Im Südwesten Frankreichs und über Spanien ist die Luft aufgrund des Absinkens und der Sonneneinstrahlung schon stark abgetrocknet. Die thermischen Bedingungen sind für Überlandflüge noch ausreichend, obwohl nur wenige oder gar keine Cumuluswolken mehr auftreten. Im nördlichen Teil der Hochdruckzone nimmt die Bewölkung zu. Dort bilden sich größere Cumuluswolken und im Bereich mit größerem Druckgradient auch Wolkenstraßen.

c) Schlechte Thermikbedingungen

Im Bereich der Trogachse und östlich davon treten hochreichende Konvektion mit Cumulonimbuswolken, Schauer und lokale Gewitter auf. In der Nähe der Fronten ist der Himmel bedeckt, Niederschläge treten auf und die Sicht ist herabgesetzt.

2.2.2 Vertikalprofile von Radiosondenaufstiegen

2.2.2.1 Auswahl und Modifikation

Um die thermischen Bedingungen für verschiedene Gebiete während des Tages richtig beschreiben zu können, müssen zunächst repräsentative Radiosondenaufstiege ausgewählt werden.

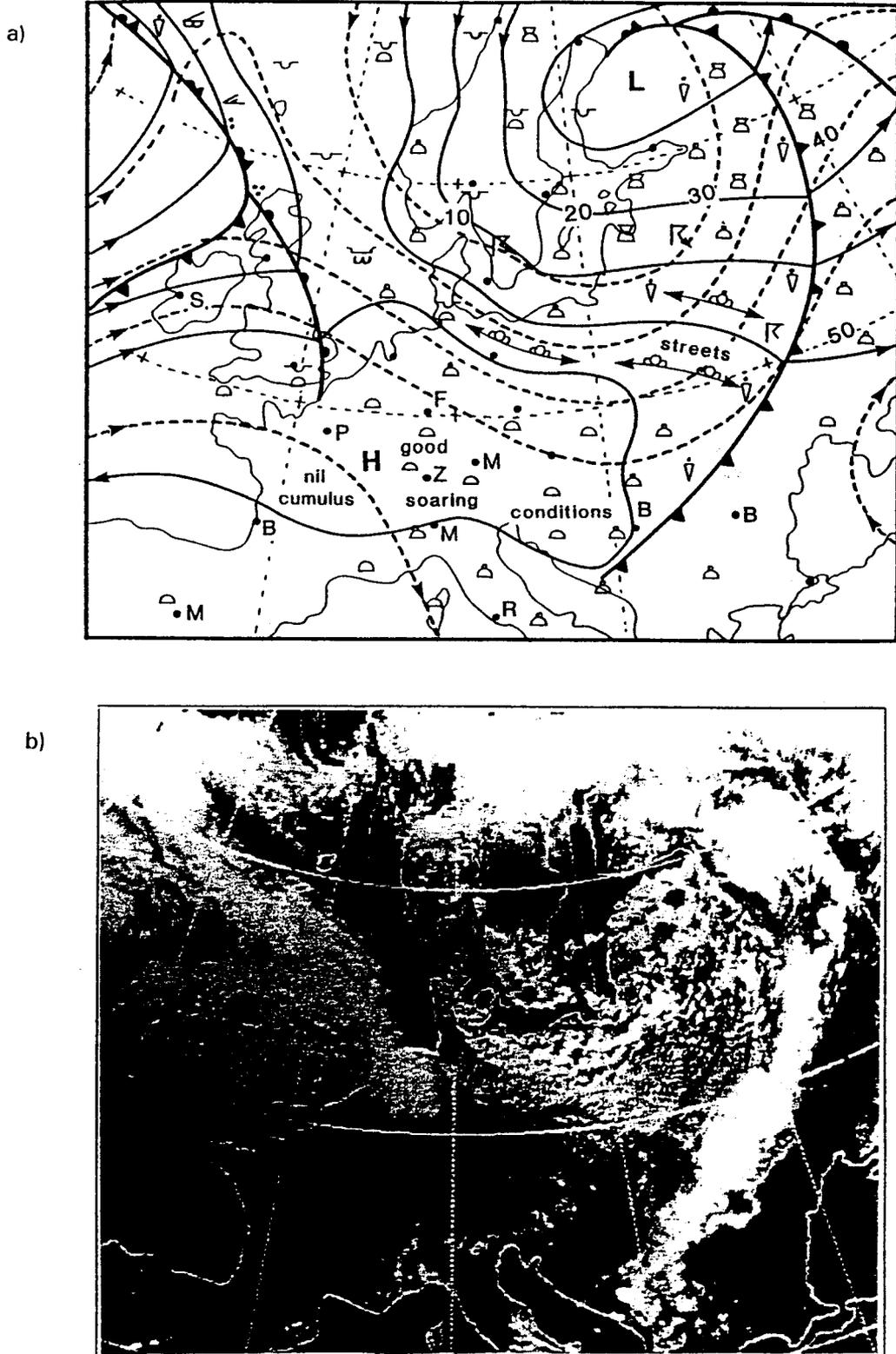


Abbildung 2.5 a) Beispiel einer Segelflugwetterlage über Europa (3. August 1988). Die Bodenisobaren sind als durchgezogene Linien, die 500-hPa-Isohypsen als gestrichelte Linien dargestellt. Die Symbole für Fronten, signifikantes Wetter und Wolken entsprechen den internationalen Normen. Wolkenstraßen sind durch Aufreihungen cumulusförmiger Wolken abgebildet
 b) Satellitenbild im sichtbaren Spektralbereich vom 3. August 1988

Die Analyse der Wetterkarten zum Meßtermin und der Prognosekarten für den Flugtag helfen dem Wetterberater bei der Entscheidung, welche Radiosonden-aufstiege für die betrachtete Luftmasse und das Vorhersagegebiet repräsentativ sind. In dieser Phase sollten so viel Höhenkarten wie möglich herangezogen werden. Es lohnt sich, die 850-, 700- und 500-hPa-Karten zu studieren und zu prüfen, ob die entsprechenden Radiosondenwerte dieser Druckflächen mit dem allgemeinen Temperaturmuster und den Schichtdicken dieser Druckflächen übereinstimmen. Als sehr nützlich erweisen sich

dafür rückwärts gerechnete Trajektorien in verschiedenen Druckniveaus, denn daraus kann man die repräsentative Luftmasse bestimmen. Eine stationäre und alternde Luftmasse wird die Eigenschaften des Bodens annehmen, dagegen wird frisch eingeflossene Kaltluft meist die sehr homogenen Eigenschaften dieser Luftmasse aufweisen. Für den ersten Fall wurde verschiedentlich versucht, geländebezogene Thermikkarten zu erarbeiten. Man sollte aber immer daran denken, daß großskalige Vertikalbewegungen aufgrund zyklonaler oder antizyklonaler Einflüsse die Vertikalprofile stark verändern. Es ist nicht ungewöhnlich, daß die Absinkinversion in einem sich bildenden kräftigen Hochkeil auf der Rückseite einer Kaltfront in 24 Stunden um 500 m oder mehr absinkt. Andererseits reicht schon ein geringer Hebungsantrieb, um die Atmosphäre zu labilisieren.

Mit Flugzeugmessungen bis in 3 km Höhe oder bis oberhalb einer ausreichend stabilen Sperschicht können die lokalen Gegebenheiten berücksichtigt werden. Motorflugzeuge oder Motorsegler kann man dazu mit einem Psychrometer ausrüsten und die Profile von Temperatur und Taupunkt zu messen. Der Vergleich zwischen der Flugzeugmessung und dem nächstgelegenen Radiosondenaufstieg kann räumlich-zeitliche Veränderungen, die sich bereits ereignet haben, aufzeigen und Hinweise auf die weitere Entwicklung geben. Messungen des Windprofils mit Hilfe eines Pilotballons und einem Theodoliten vervollständigen den lokalen Datensatz.

2.2.2.2 Merkmale der Vertikalprofile

Die Vertikalprofile von Temperatur und Feuchtigkeit werden in ein thermodynamisches Diagrammpapier eingetragen bzw. in ein Auswerteprogramm eingegeben. Die folgenden Merkmale deuten auf gute Thermikbedingungen hin:

a) Höhe der trockenadiabatischen Schicht im Tagesverlauf

Bei ausreichender Aufheizung vom Boden her sollte sich eine trockenadiabatische Schichtung bis wenigstens 1000 m über Grund bilden. Für gute Thermikbedingungen sollte die trockenadiabatische Schicht im Flachland mindestens bis 1500 m über Grund hinaufreichen.

b) Feuchtegehalt

Der Feuchtegehalt der Luft sollte so groß sein, daß sich die Wolkenbasis um die Mittagszeit in wenigstens 1000 m über Grund ausbildet. Relativ trockene Verhältnisse in höheren Luftschichten bedeuten beste thermische Bedingungen, falls die Luftfeuchte Quellwolkenbildung ermöglicht. Eine Taupunktdifferenz von mehr als 10 K nahe oder oberhalb der Wolkenbasis ist ein gutes Zeichen dafür, daß keine störenden Abschirmungen und Ausbreitungen auftreten werden.

c) Höhe der instabilen Schicht

Die vertikale Ausdehnung der Cumuluswolken sollte höchstens leichte, isolierte Schauer erlauben. Die Obergrenzen der Cumuluswolken sollten die -10°C -Isotherme nicht erreichen, da sich sonst Schauer bilden können.

d) Taupunktdifferenz an der Inversion

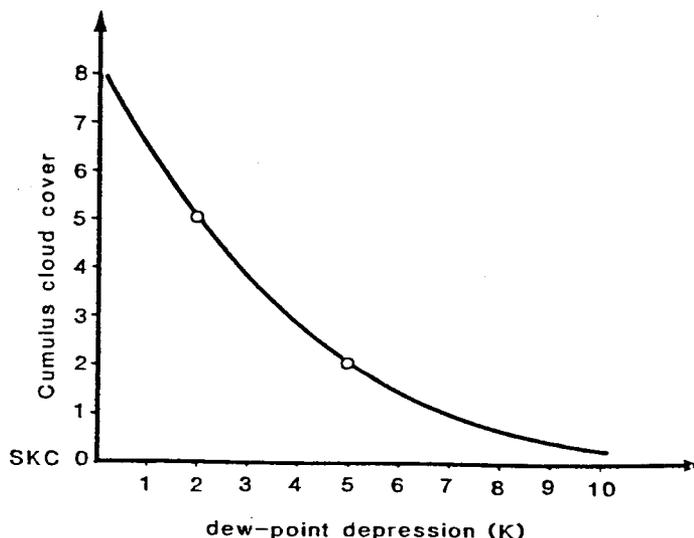
Falls das Wachstum der Cumuluswolken durch eine ausgeprägte Inversion begrenzt wird, sollte die Taupunktdifferenz (Spread) an und unterhalb der Inversion mindestens 5 K betragen. Cumuluswolken neigen zur Ausbreitung an der Inversion, wenn die Umgebungsluft feucht ist. Bei einem Spread von 2 K kann der Bedeckungsgrad schnell 5 - 6/8 erreichen (Abb. 2.6).

e) Feuchtigkeit oberhalb der Konvektionsschicht

Oberhalb der Konvektionsschicht sollte die relative Feuchtigkeit weniger als 50 % betragen. Feuchte Luft weist auf die möglicherweise bevorstehende Bildung von mittelhohen Wolkenfeldern hin, die die Einstrahlung stark reduzieren oder völlig unterbinden können.

Abbildung 2.6

Zu erwartender Cumulus-Bedeckungsgrad in Abhängigkeit von der Taupunkt-differenz (engl.: spread) im Bereich der Inversion



2.2.2.3 Merkmale für Ballonfahrer

Die Vorhersage der thermischen Konvektion ist für die Ballonfahrer im umgekehrten Sinn wie für Segelflieger ebenfalls von Bedeutung. Für Ballonfahrer kann die thermische Konvektion äußerst störend und in bestimmten Situationen sogar gefährlich sein. Günstige Bedingungen herrschen meistens vor (morgens) oder nach dem Zeitraum (abends) mit thermischer Konvektion. Dann sind auch geringere Windgeschwindigkeiten am Boden eher wahrscheinlich. Detaillierte Windangaben (in 100-m-Intervallen oder weniger) bis in eine Höhe von ca. 1500 m über Grund sind - besonders bei Ballonwettbewerben - so wichtig, daß manche Teams eigene Pilotballonmessungen durchführen. Gasballone werden durch frischen oder böigen Wind ebenfalls stark beeinflusst. Bei Weitefahrten fahren Gasballone während der Tagesstunden meist oberhalb der Konvektions-, bzw. Inversionsschicht.

2.3 Vorhersage der Konvektion

Die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht steht in enger Verbindung mit dem Tagesgang der bodennahen Lufttemperatur (in 2 m Höhe). Zur ihrer Vorhersage kann eine der folgenden Methoden angewendet werden:

- manuell mit thermodynamischem Diagrammpapier und Aufheiztabelle
- rechnergestützt mit einem Temp-Auswerteprogramm
- mit numerischen Simulationsprogrammen

Im einfachsten Fall berücksichtigen diese Methoden keine advektiven und dynamischen Änderungen und setzen ungehinderte Einstrahlung voraus. Im folgenden werden die Grundlagen der manuellen Auswertung erläutert.

2.3.1 Aufheizung durch die Sonne

2.3.1.1 Abschätzung der Aufheizung

Zuerst sollten Prognosekarten herangezogen werden, in die die wichtigsten Gebiete mit Schichtbewölkung eingetragen werden. Daraus gewinnt man einen Eindruck, wieviel Sonneneinstrahlung an der Erdoberfläche zur Verfügung steht. Wenn erwartet wird, daß der Himmel während der ersten Tageshälfte im wesentlichen klar ist, können die folgenden Methoden verwendet werden, um die Erwärmung abzuschätzen.

Durch die Sonneneinstrahlung wird die bodennahe Luft erwärmt und steigt als Thermik auf. In der durch die Thermik erwärmten und durchmischten Schicht stellt sich ein trockenadiabatischer Temperaturgradient ein. Im thermodynamischen Diagrammpapier ist die Fläche zwischen der Trockenadiabate und dem nächtlichen Temperaturprofil (Zustandskurve) ein Maß für die Energie, die der durchmischten Schicht zugeführt wurde (Abb. 2.7a).

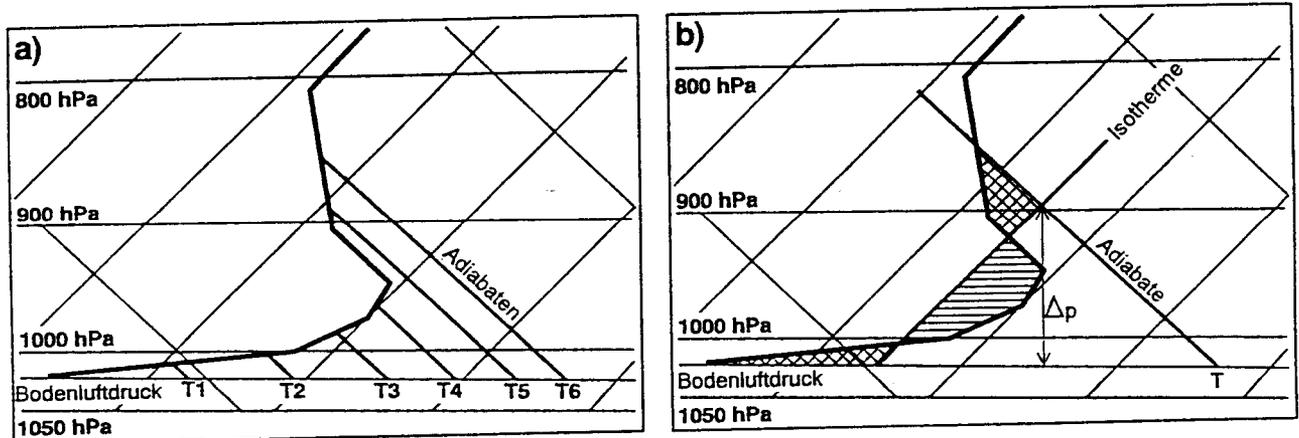


Abbildung 2.7 a) Erwärmung der bodennahen Luftschicht im Laufe des Tages. Die Linien durch T1 bis T6 stellen die Temperaturprofile zu verschiedenen Tageszeiten dar, die dicke Linie ist das Temperaturprofil um Mitternacht.
b) Ausgleich der Flächen links und rechts der Isotherme bei einem Bodenluftdruck von 1020 hPa. Δp ($1020-897=123$ hPa) gibt die Schichtdicke gemäß Tabelle 2.1 bei der zu diesem Zeitpunkt zu erwartenden Temperatur T an.

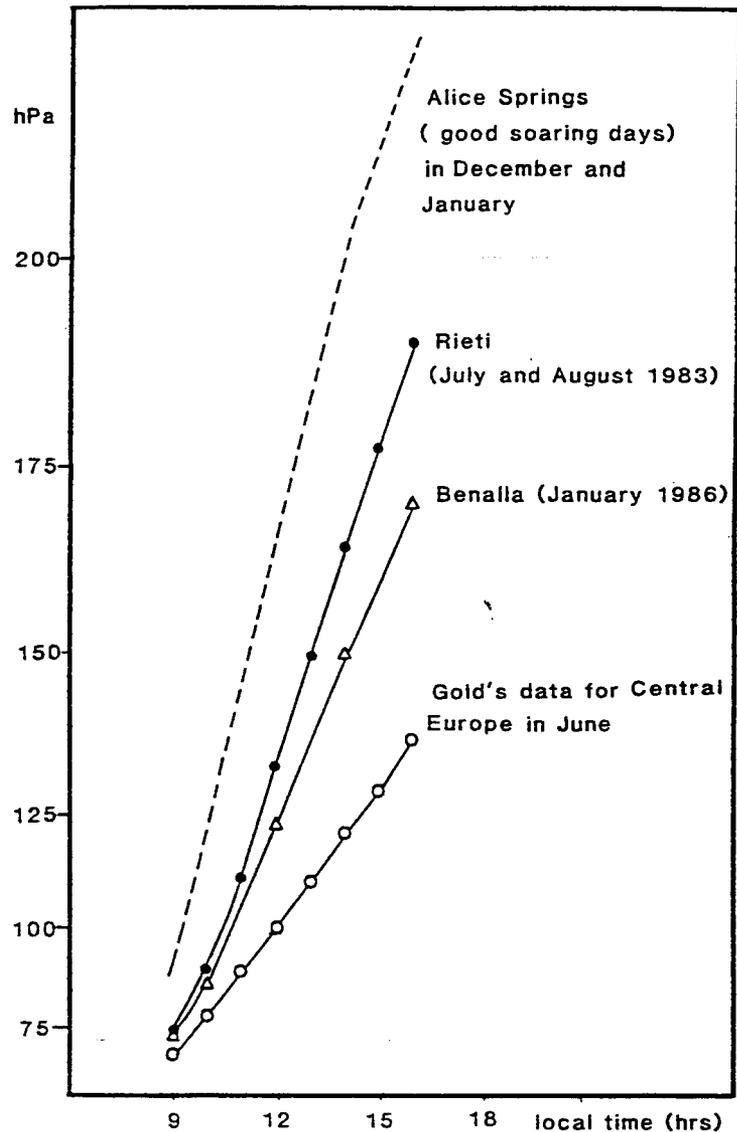
Durch Einpassen einer Isotherme der Art, daß auf beiden Seiten der Zustandskurve hin gleich große Flächen entstehen, kann ein flächengleiches Dreieck mit den Seiten Isotherme, Adiabate und Bodenisobare gefunden werden, dessen Höhe Δp ebenfalls ein Maß für die darin enthaltene Energie darstellt (Abb. 2.6b). Die Tabelle 2.1 gibt diese Schichtdicke Δp in hPa als Funktion der Jahres- und Tageszeit an. Die Tabellenwerte gelten für 52 Grad nördlicher Breite und gehen von einem ebenen und relativ tiefgelegenen Untergrund aus. Überadiabatische Gradienten aufgrund der bodennahen Überhitzung

werden nicht berücksichtigt. Ein Wert von 2 hPa kann an Strahlungstagen im Sommer mit schwachem Wind hinzuaddiert werden, um diese überadiabatische Schicht zu berücksichtigen.

Wegen der starken Abhängigkeit von geographischen Parametern muß die verfügbare Aufheizenergie an verschiedene Regionen und Jahreszeiten angepaßt werden. Abb. 2.8 zeigt Aufheizenergien (in der Maßeinheit der Schichtdicke Δp) für verschiedene Regionen. Die Werte für Alice Springs und Benalla (Australien) sowie Rieti (Italien) sind Mittelwerte über 20 Tage mit Segelflugbedingungen während internationaler Wettbewerbe.

Abbildung 2.8

Dicke der adiabatischen Schicht, die infolge von Einstrahlung von einem isothermen Zustand in einen adiabatischen Zustand umgewandelt wird, für verschiedene Orte und die jeweils beste Zeit zum Segelfliegen



Bei Bewölkung können folgende Korrekturen näherungsweise angenommen werden:

8/8 Cirrus	90% der Schichtdicke Δp
8/8 Altostratus	60% der Schichtdicke Δp
8/8 Stratocumulus	50% der Schichtdicke Δp
8/8 Nimbostratus	35% der Schichtdicke Δp .

2.3.1.2 Anwendung des Aufheiztransparents

Aus den Tabellenwerten kann nun umgekehrt im thermodynamischen Diagramm durch eingepasste Dreiecke der Verlauf der Bodentemperatur nach Sonnenaufgang ermittelt werden.

Ein Aufheiztransparent ist auf die Größe und den Typ des verwendeten thermodynamischen Diagrammpapiers anzupassen. Die in Abb. 2.9 dargestellten Beispiele sind für ein Tlogp-Diagramm bestimmter Größe gezeichnet. Die Skalierung der Isothermen dieses Aufheiztransparents entspricht den stündlichen Werten der Aufheiztabelle (Tabelle 2.1). Mit Hilfe der Darstellung in Abb. 2.8 ist es auch möglich, ein Aufheiztransparent für andere Regionen herzustellen.

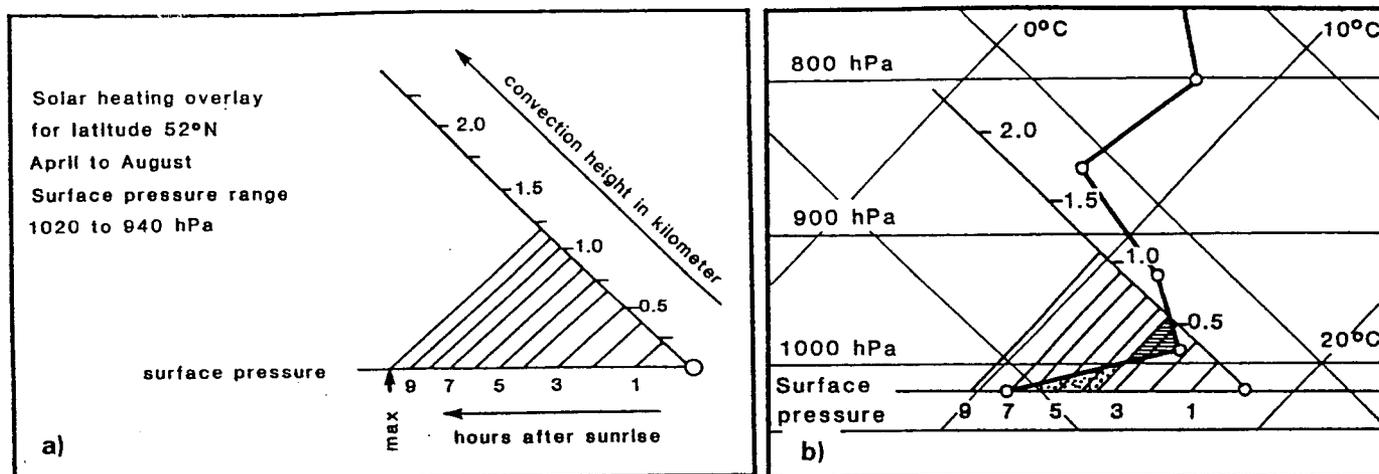


Abbildung 2.9

a) Aufheiztransparent für das Tlogp-Diagramm. Die parallelen Linien durch die Punkte 1 bis 9 und "max" auf der Linie des Bodendrucks sind Isothermen. Die Höhe des jeweiligen Dreiecks entspricht den Werten aus der Aufheiztabelle für jede Stunde nach Sonnenaufgang. Entlang der Trockenadiabaten sind die Höhen über Grund anstelle der Druckdifferenzwerte Δp angegeben.

b) Anwendung des Aufheiztransparents auf einen in das Tlogp-Diagramm eingezeichneten Temp. Das Temperaturprofil bei Tagesanbruch ist durch die dicke Linie wiedergegeben. Das Aufheiztransparent befindet sich in der Position, wenn die Thermik bis auf 600 m über Grund hochreicht. Die schraffierten und gepunkteten Flächen bedeuten positive und negative Energie bezogen auf eine Isotherme, die für die Zeit von 3,3 Stunden nach Sonnenaufgang gilt. Die Temperatur in Bodennähe ergibt sich durch den Nullpunkt am rechten Ende der Bodendrucklinie

Tabelle 2.1

Die Aufheiztabelle beinhaltet die Dicke der adiabatischen Schicht Δp in hPa, die infolge der Einstrahlung von einem isothermen Zustand in einen adiabatischen Zustand umgewandelt wird. Die Werte wurden für 52 Grad nördlicher Breite über Flachland in Großbritannien berechnet und sind näherungsweise auch für Mitteleuropa anwendbar

Monat	Ortszeit											Max
	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	
Januar					3	18	35	48	58	61		61
Februar				1	15	33	50	65	75	80		81
März			2	17	35	53	68	81	90	95		97
April		4	19	37	54	71	86	98	107	112	115	115
Mai	4	19	36	54	70	86	100	110	119	124	127	127
Juni	8	23	40	58	74	89	102	113	122	127	130	131
Juli	4	19	36	53	69	84	98	109	118	123	126	126
August		8	24	41	59	75	89	101	110	116	119	119
September			10	27	44	60	76	88	96	102	104	104
Oktober			1	13	29	45	60	72	80	85		86
November					11	25	38	49	57	61		61
Dezember					2	15	30	42	50	53		53

Im Früh- und Hochsommer gibt es einen längeren Zeitraum, in dem sich der Sonnenhöchststand nur wenig ändert. Die maximal mögliche Aufheizung, bezogen auf den Sonnenaufgang, ist in diesem Zeitraum in etwa gleich groß. Deshalb kann in Mitteleuropa zwischen April und August die gleiche Skalierung verwendet werden, ohne dabei allzu große Fehler zu machen.

Diese Methode ist sehr schnell, weil das Aufheiztransparent die stündlichen Werte der Aufheiztabelle bereits enthält, und deshalb der bodennahe Temperaturanstieg direkt konstruiert werden kann. Somit ist es möglich, den zeitlichen Verlauf der Konvektion direkt vorherzusagen. Abb. 2.9b zeigt, wie das Aufheiztransparent verwendet wird.

Um den Zeitpunkt vorherzusagen, an dem die Thermik eine ausreichende Höhe erreicht, um einen Streckenflug zu beginnen (z.B. bei einer Konvektionshöhe von 600 m GND), geht man folgendermaßen vor: man legt das Aufheiztransparent auf die Bodenisobare und verschiebt es horizontal, bis die 600-m-Marke an der Trockenadiabate gerade auf das gemessene Temperaturprofil zu liegen kommt. Dann bestimmt man die Isotherme, die das Temperaturprofil gerade so schneidet, daß auf beiden Seiten gleich große Energieflächen liegen (gepunktete und schraffierte Flächen). In unserem Beispiel gilt das für

die Isotherme, die etwa dem Zeitpunkt 3,3 Stunden nach Sonnenaufgang entspricht. Der Nullpunkt an der Zeitachse des Aufheiztransparents markiert die zugehörige Bodentemperatur von 18,5°C (in 2 m Höhe).

Analog lässt sich die Konvektionshöhe in Abhängigkeit von der Zeit nach Sonnenaufgang ermitteln. Die Konvektionshöhe ist grösser als die in Tabelle 2.1 aufgeführte Schichtdicke, weil die Atmosphäre i.a. nicht isotherm geschichtet ist.

Hinweis: An den meisten Tagen mit direkter Sonneneinstrahlung wird die Schichtung direkt über der Erdoberfläche überadiabatisch. Die oben beschriebene Methode berücksichtigt diesen Umstand nicht. Deshalb liegt die beobachtete bodennahe Höchsttemperatur normalerweise etwas über dem abgeschätzten Wert (ca. 1 °C). Dennoch zeigen Temperaturprofile, die nachmittags gemessen wurden, gute Übereinstimmung mit dem vorhergesagten trockenadiabatischen Verlauf.

2.3.1.3 Einfluß der Lufttrübung in der Atmosphäre

Atmosphärische Trübung wird durch Absorptions- und Streuprozesse von Aerosolpartikeln, die überall in der Atmosphäre vorkommen, verursacht. Die kombinierte Wirkung von Absorption und Streuung vermindert stets die direkte Sonneneinstrahlung zur Erdoberfläche. In einer trüben Atmosphäre kann also eine Abschwächung der thermischen Aktivitäten erwartet werden. So reduzieren z.B. die Aerosolpartikel über einem Kontinent die atmosphärische Transmission typischerweise um ca. 80 %. Die nachfolgenden Einflüsse führen zu einer weiteren Reduktion der atmosphärischen Transmission:

a) Sonnenstand

Die Extinktion der direkten Sonnenstrahlung nimmt in Abhängigkeit vom Sonnenstand mit der Weglänge durch die Atmosphäre zu. Die Einstrahlung auf der Erdoberfläche reduziert sich somit bei tiefstehender Sonne.

b) Atmosphärische Feuchte

Wenn die relative Feuchte einer atmosphärischen Schicht auf über 60 % ansteigt, nehmen die Aerosolpartikel, die aus wasserlöslichen Substanzen bestehen, Wasser auf und quellen. Dadurch wird die Extinktion der Aerosolpartikel verstärkt und es bildet sich feuchter Dunst.

c) Antropogene Einflüsse

Aerosolpartikel, die aufgrund menschlicher Aktivitäten emittiert werden (z.B. Ruß), absorbieren die Sonnenstrahlung meist sehr stark. Somit muß stromab von Industriezentren oder großen Ballungsräumen mit einer Reduzierung der thermischen Aktivität gerechnet werden.

2.3.1.4 Einflüsse durch die Geländeform, die Vegetation und die Erdoberfläche

Die Menge und Qualität der Thermik unterscheidet sich sogar in einem nahezu homogenen Gebiet unter gleichen synoptischen Bedingungen. Einige der Gründe dafür sind:

a) Reflexion am Boden

Oberflächen mit hoher Albedo, die einen großen Teil der einfallenden Strahlung reflektieren, geben weniger Wärme an die darüberliegende Luft ab, als Oberflächen, die nur wenig von der einfallenden Strahlung reflektieren. Extreme Fälle sind Eis und Schnee, die etwa zwischen 65 % und 85 % der einfallenden Strahlung reflektieren. Verschiedene Getreidearten hingegen reflektieren nur zwischen 10 % und 20 % (Wallington, 1977).

b) Bodenfeuchte und Vegetation

Bodenart, Bodenfeuchte und Vegetation haben einen starken Einfluß auf die Intensität und die Verteilung der Aufwinde. Die zur Thermikproduktion verfügbare Energie an der Erdoberfläche ergibt sich aus der Strahlungsbilanz, abzüglich dem vertikalen Fluß latenter Wärme, der Verdunstungswärme, und dem vertikalen Fluß von Wärme in den Boden, dem Bodenwärmestrom.

Die Strahlungsbilanz hängt von der Albedo der Oberfläche ab. Die Albedo selbst ist abhängig von der Art und Helligkeit des Bodens und der Vegetation.

Der vertikale Fluß latenter Wärme hängt von der für die Verdunstung verfügbaren Feuchtigkeit und damit maßgeblich von der Vegetation ab, die Feuchtigkeit an die Oberfläche transportiert. Ausgedehnte, stark verdunstende Vegetation behindert die Entwicklung der Thermik. Die Stärke der Verdunstung von Pflanzen, die Evapotranspiration, ist abhängig von den Vegetationsarten, den Wachstumsphasen und den Bewuchsdichten.

In Mitteleuropa ist die Evapotranspiration

- gering auf unbewachsenem Boden, bei einigen Nadelhölzern und in Waldlichtungen sowie bei reifem Getreide
- groß auf Wiesen, bei Zuckerrüben, einigen Getreidearten und bei intensiver Bewirtschaftung.

Der Bodenwärmestrom ist nicht nur von der Bodenart abhängig, sondern auch vom Bodenwassergehalt. Regennasser und feuchter Boden wirkt sich auf die Thermik ungünstig aus, weil er den Bodenwärmestrom vergrößert und somit weniger Energie für die Erwärmung der bodennahen Luftschichten zur Verfügung steht.

c) Orographische Effekte

Ausgedehnte homogene Oberflächen sind als Thermikquellen weniger aktiv als abwechslungsreiches Gelände, wo günstige und ungünstige Oberflächen nebeneinander auftreten. Höher gelegene Geländeteile sind normalerweise besser entwässert als die Täler. Sie sind somit trockener und die der Sonne zugewandten Hänge heizen sich schneller auf als ebene Flächen. Deshalb entwickelt sich die Thermik über hügeligem Gelände und im Bergland früher und kräftiger als im Flachland.

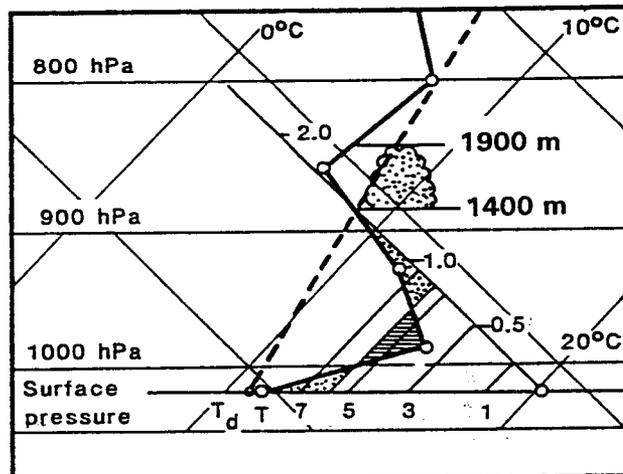
2.3.2 Bildung von Cumuluswolken

Wolken entstehen durch Kondensation, wenn die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist. Die Aufnahmefähigkeit der Luft für Wasserdampf hängt von der Temperatur ab. Je höher die Lufttemperatur ist desto mehr Wasserdampf kann die Luft aufnehmen. Die Taupunkttemperatur (kurz Taupunkt) ist die Temperatur, auf die die Luft abgekühlt werden muß, damit sie mit Wasserdampf gesättigt ist. Beim Aufstieg eines ungesättigten Luftpaketes kühlt sich dieses durch Expansion trockenadiabatisch um $0,98\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ab. Zusätzlich sinkt durch die Expansion auch die Taupunkttemperatur. Der Verlauf dieser Abnahme des Taupunktes läßt sich im thermodynamischen Diagrammpapier entlang der Linie konstanten Mischungsverhältnisses ablesen.

Um vorherzusagen, zu welchem Zeitpunkt und in welcher Höhe sich Cumuli bilden, ist zunächst der Bodentaupunkt abzuschätzen (siehe hierzu Abschnitt 2.3.2.1). Vom Bodentaupunkt ausgehend folgt man der Linie des konstanten Mischungsverhältnisses (gestrichelte Linie in Abb. 2.10) bis sie das Temperaturprofil schneidet. Der Schnittpunkt ergibt die Höhe der Cu-Basis, Konvektionskondensationsniveau (KKN) oder Cumuluskondensationsniveau (CKN) genannt. Man verschiebt das Aufheiztransparent solange nach rechts, bis die Trockenadiabate mit diesem Schnittpunkt zusammenfällt und sucht die Isotherme mit gleich großen Energieflächen auf beiden Seiten (wie weiter oben beschrieben). Die Höhe der Cu-Basis kann an der Höhenskala der Trockenadiabaten des Aufheiztransparents (etwa 1400 m in unserem Beispiel), die Auslösezeit (nach Sonnenaufgang) an der Zeitskala des Aufheiztransparents abgelesen werden.

Abbildung 2.10

Abschätzen der Cumulusunter- und -obergrenzen.
 T = bodennahe Temperatur,
 T_d = bodennaher Taupunkt.
 Die gestrichelte Linie ist eine Linie konstanten Mischungsverhältnisses.
 Mit Hilfe des Aufheiztransparents wird der Zeitpunkt des Beginns der Wolkenbildung abgeschätzt (hier 6 Stunden nach Sonnenaufgang)



Wenn trockene Umgebungsluft durch seitliches Einmischen (engl.: entrainment) in die Thermikblase gelangt, kann die Basis auch höher sein als der bodennahe Taupunkt erwarten läßt. Dieser Effekt kann aber normalerweise vernachlässigt werden.

Die Wolkenobergrenzen werden bestimmt, indem man der Feuchtadiabate von der Cumulusbasis bis zu derjenigen Höhe folgt, in der sie das Temperaturprofil wieder schneidet, in unserem Beispiel in etwa 1900 m Höhe.

Die Cumulusbasis wird bei weiterer Aufheizung weiter ansteigen (Abb. 2.11), der Taupunkt wegen der Durchmischung unter Umständen etwas sinken. Die ansteigende Cumulusbasis, die dazugehörigen Zeitpunkte und die bodennahen Temperaturen können abgeschätzt werden, indem das Aufheiztransparent schrittweise zu den entsprechenden Positionen nach rechts verschoben wird, bis das Maximum, das der mit "max" bezeichneten Isotherme entspricht, erreicht ist. Der Mittelwert des Taupunktes in den untersten 10% der Schicht vom Boden bis zum KKN ist erfahrungsgemäß ein guter Näherungswert für einen repräsentativen bodennahen Taupunkt, wenn die Tageshöchsttemperatur erreicht ist.

Abbildung 2.11

Ansteigen der Cumulusbasis im Tagesverlauf.

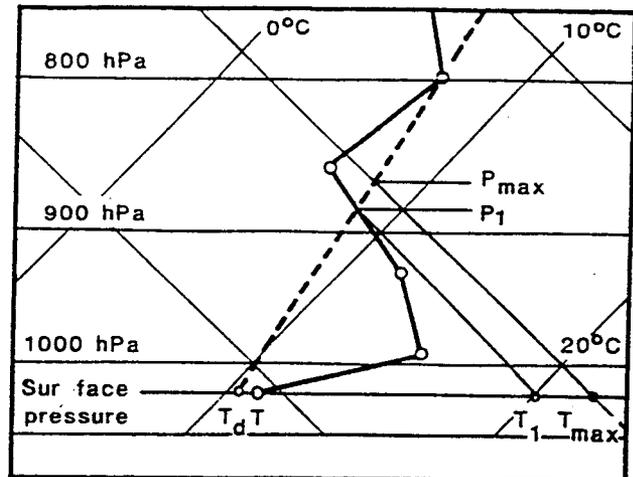
T_d = bodennahe Taupunkt,

T_1 = bodennahe Temperatur zum Zeitpunkt der Entstehung der ersten Cumuli,

T_{max} = Höchsttemperatur am Nachmittag,

P_1 = Luftdruck an der Basis der ersten Cumuli,

P_{max} = Luftdruck an der Cumulusbasis am Nachmittag



Vorausgesetzt, daß repräsentative Werte für die bodennahe Temperatur und den Taupunkt vorhergesagt werden können, ergibt sich die Cumulusbasis, indem die Differenz der beiden Werte (= Spread in K) mit 400 multipliziert wird, um den Wert in ft zu erhalten, bzw. mit 123 für den Wert in Metern. Falls der Schnittpunkt zwischen Trockenadiabate und Temperaturprofil niedriger liegt als der Schnittpunkt zwischen der Linie gleichen Mischungsverhältnisses und dem Temperaturprofil, werden sich keine Cumuli bilden und es kommt nur zu trockener Konvektion, der sogenannten Blauthermik.

2.3.2.1 Abschätzung von Taupunktänderungen

Ein wesentlicher Punkt bei der Vorhersage der thermischen Konvektion ist die Abschätzung von Taupunktänderungen am Boden und der Auswirkungen horizontaler Advektion feuchter Luft. Die horizontale und vertikale Verteilung der Feuchte übt großen Einfluß auf die Wolkenbildung aus, die ihrerseits die Einstrahlung abschwächt und die weitere Thermikentwicklung behindert. Die horizontale Verteilung der Feuchtigkeit zeigt sich bei der Analyse der bodennahen Taupunkte und der Taupunktdifferenzen in Boden- und Höhenkarten (850, 700 hPa). Daraus können lokale und advective Änderungen gut abgeschätzt werden.

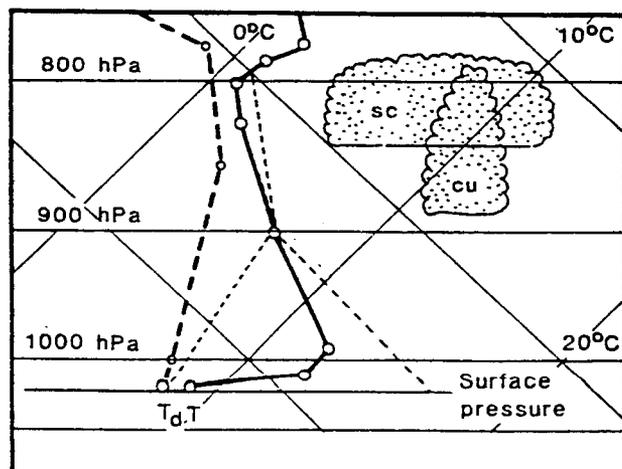
Andererseits bewirkt die Durchmischung der konvektiven Grenzschicht eine Gleichverteilung der Feuchtigkeit in der Vertikalen. Weil die Thermikblasen ursprünglich nahe der Erdoberfläche gebildet werden, hängt das Kondensationsniveau stark von der Taupunktdifferenz am Boden ab (Abb. 2.10). Der Taupunkt kurz vor Sonnenaufgang (Minimumtemperatur) sollte als Bezugsgröße für Prognosen gewählt werden. Will man die Wolkenbasis für ein Fluggebiet vorhersagen, muß man sich Klarheit über die in diesem Gebiet herrschenden Taupunkte verschaffen, um zu einem repräsentativen Wert für die Berechnung der Wolkenbasis zu gelangen. Gleichzeitig ergibt sich daraus auch ein Hinweis auf lokale Unterschiede in der Feuchte, wenn hier mehrere Bodenwerte im Fluggebiet verglichen werden.

2.3.2.2 Vorhersage von Cumuluswolken unterhalb einer Inversion

Im allgemeinen nimmt der Gehalt an Wasserdampf in der Atmosphäre mit der Höhe ab, weil durch die Verdunstung am Boden Feuchtigkeit durch Turbulenz der Atmosphäre zugeführt wird. Jede Thermikblase transportiert Feuchtigkeit nach oben, während in Gebieten mit Abwinden trockenere Luft nach unten transportiert wird. An der Obergrenze der Konvektionsschicht steigt somit der Taupunkt an. Ob sich eine Sc-Schicht bildet, hängt dabei von der vertikalen Feuchteverteilung ab (siehe Abb. 2.12).

Abbildung 2.12

Beispiel für ein Vertikalprofil von Temperatur und Taupunkt, bei dem die kleine Taupunktdifferenz im Bereich der Wolkenhöhe zur Ausbildung einer Strato-cumulus-Schicht durch Ausbreitung der Cumuluswolken unterhalb der Inversion führt



In Gebieten mit starker antizyklonaler Isobarenkrümmung existiert immer eine ausgeprägte Absinkinversion mit sehr trockener Luft unmittelbar oberhalb der Inversion. Wenn eine Thermikblase diese Höhe erreicht hat und eine Cu-Wolke entstanden ist, wird sich der obere Teil der Wolke mit der trockenen Luft vermischen und sich rasch auflösen. Wenn oberhalb der Inversion eine Windscherung besteht, zeigen Zeitrafferaufnahmen, daß die Wolke eine rollende Bewegung ausführt. In der abwärtsgerichteten Gegenströmung außerhalb der Wolke sinkt die Inversion kurzzeitig 50 bis 100 m unter die Wolkenbasis ab (Reinhardt, 1971). Dieses Einmischen der trockenen Luft in die Konvektionsschicht hält die Bedeckung bei 1/8 bis 2/8.

Das Gegenteil ist der Fall bei einer feuchten Inversion, insbesondere bei zyklonalen Einflüssen. In diesem Fall nimmt die Bedeckung innerhalb weniger Stunden nach Einsetzen der Thermik auf 5/8 bis 7/8 zu. Daraus resultiert eine verminderte Einstrahlung. Dies kann in der Folge wieder zu einer Auflösungstendenz der Cumuli führen.

2.3.2.3 Bildung von Stratocumulus-Wolken durch ausbreitende Cumuli

Wenn unterhalb einer stabilen Schicht die Feuchte hoch ist, bilden sich nach dem Einsetzen der Thermik Cumuli, die sich unterhalb der stabilen Schicht horizontal ausbreiten. Es bildet sich eine Stratocumulus- oder Altocumulusdecke, je nachdem, wie hoch die stabile Schicht liegt (Abb. 2.12).

Die charakteristischen Merkmale dieser Vertikalprofile sind:

- eine gut ausgeprägte Inversion, die sehr einheitliche Wolkenobergrenzen bewirkt
- hohe und zunehmende relative Feuchte unterhalb der Inversion.

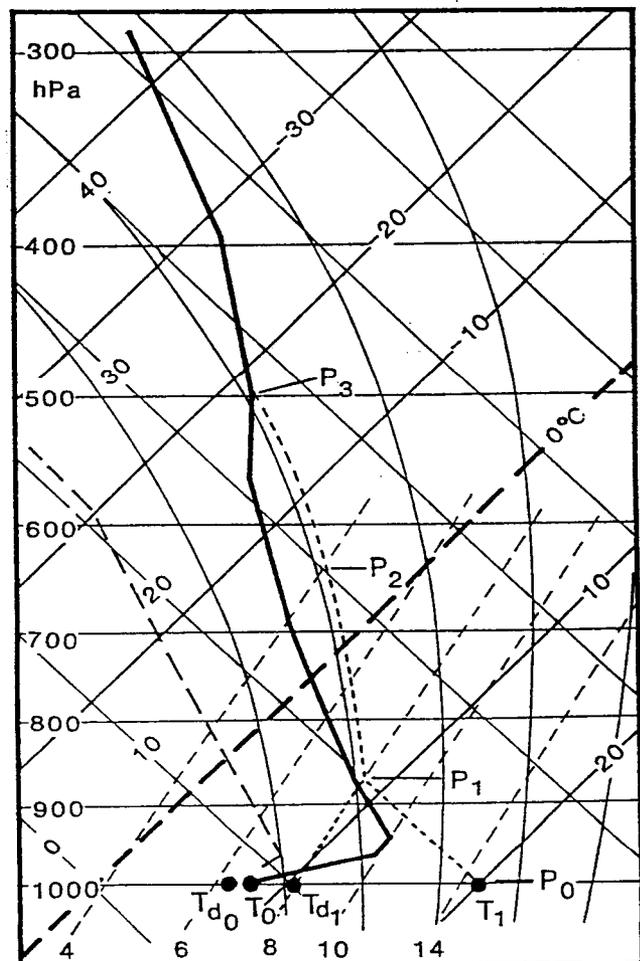
Die Bildung einer Sc-Decke kann auch noch stattfinden, wenn die Taupunktsdifferenz mehr als 2 K beträgt (vergleiche Abb. 2.6). Die Mächtigkeit der feuchten Schicht ist für die Persistenz einer stratiformen Wolkendecke entscheidend.

Synoptische Merkmale, die derartige Entwicklungen fördern, sind zyklonale Isobarenkrümmungen in Bodenkarten und/oder eine abziehende oder in Auflösung befindliche Front. Häufig existiert noch ein Band mit feuchter Luft unterhalb einer Inversion entlang eines Frontensystems, das wegen seiner schwachen Ausprägung in den Analysen der Wetterdienste bereits vernachlässigt wird. Die Kenntnis der Wetterhistorie und eine genaue Temp-Analyse sind hier unerlässlich.

Abbildung 2.13

Ausbildung von Cumuluswolken ohne Inversion.

- T_{d0} = Taupunkt am Boden,
 T_0 = Temperatur am Boden,
 T_{d1} = Taupunkt am Boden und
 T_1 = bodennahe Temperatur bei Beginn der
 Cumulusentwicklung,
 P_0 = Bodendruck,
 P_1 = Druckhöhe der Cumulusbasis,
 P_2 = Obergrenze der höchsten Cumuli bei
 aufgelockerter Bewölkung



2.3.2.4 Bildung von Cumuluswolken ohne Inversion

Wenn keine ausgeprägte Inversion vorhanden ist und die Atmosphäre mit der Höhe eher kontinuierlich stabiler wird, sind die Wolkenobergrenzen nicht homogen (Abb. 2.13). Bei feuchtlabiler Schichtung oberhalb des KKN wird die Cumulusentwicklung erst durch die Tropopause begrenzt. Schauer bilden sich, wenn die Quellwolken beim Aufstieg auf Temperaturen unter -10°C abgekühlt werden. Gewitter entstehen, wenn die Quellwolken die -40°C -Grenze erreichen.

Wenn die Wolkenobergrenzen in Schichten mit sehr trockener Luft aufsteigen, verdunsten die Wolkentröpfchen und die damit verbundene Abkühlung kann ein weiteres Aufsteigen verhindern.

2.3.2.5 Blauthermik

Wenn die Luft des gesamten Konvektionsraumes recht trocken ist, werden nur trockene Thermikblasen vorkommen. Abb. 2.14a zeigt ein Beispiel, bei dem die vom Bodentaupunkt ausgehende Linie gleichen Mischungsverhältnisses das Temperaturprofil erst oberhalb der angenommenen Konvektionsschicht schneidet. Deshalb können sich keine Cumuli bilden und man spricht von "Blauthermik". Manchmal bilden sich Cumuluswolken am Vormittag, die sich am frühen Nachmittag aber schnell auflösen. Diesen Prozeß nennt man "Abtrocknung" (Abb. 2.14b). Diese Temperaturprofile treten häufig im Bereich des stärksten Absinkens in Hochdruckgebieten auf.

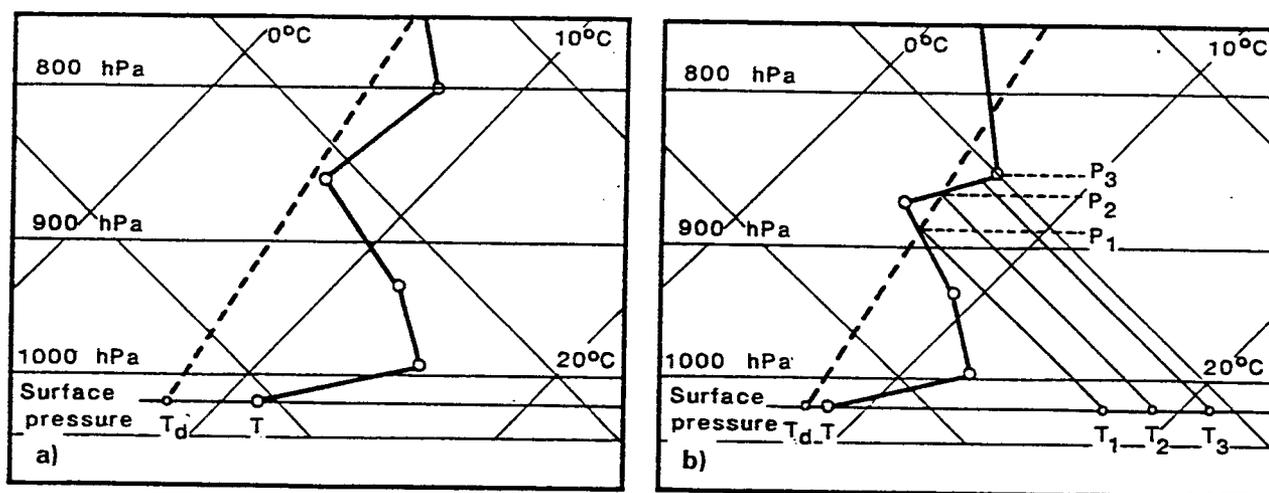


Abbildung 2.14

a) Blauthermik

T = bodennahe Temperatur, T_d = bodennaher Taupunkt. Weil die Linie des konstanten Mischungsverhältnisses (gestrichelt) das Temperaturprofil nicht schneidet, können sich keine Cumuluswolken bilden

b) Auflösung von Cumuli während des Tages (Abtrocknung)

T = bodennahe Temperatur, T_d = bodennaher Taupunkt, T_1 = bodennahe Temperatur bei Beginn der Cumulus-Entwicklung mit Basis bei P_1 , T_2 = Temperatur gegen Mittag mit Wolkenbasis bei P_2 (die Wolken verschwinden), T_3 = Temperatur am Nachmittag (die Thermik reicht bis P_3)

2.3.3 Thermikstärke

Sowohl bei Langstreckenflügen als auch bei Wettbewerbsflügen sind die Piloten bestrebt, so schnell wie möglich zu fliegen. Die Fluggeschwindigkeit kann mit Hilfe der Flugleistungspolare des Segelflugzeugs (siehe Abb. 1.1) bestimmt werden. Diese Berechnungen zeigen, daß die optimale Fluggeschwindigkeit von der Steiggeschwindigkeit, die der Pilot in den Aufwinden erreichen kann, abhängt. Die Reisegeschwindigkeit, die ein Gleitflugzeug erzielen kann, hängt von der Aufwindstärke in den Thermikblasen ab, die während des Fluges angetroffen werden (Solfahrttheorie). Je schneller ein Pilot in den Aufwinden steigt, desto schneller sollte er zwischen den Aufwinden fliegen.

2.3.3.1 Streckenfliegen und Thermikstärke

Die tatsächliche Vertikalgeschwindigkeit der Luft in Thermikblasen ist größer als die vom Flugzeug erreichbare Steiggeschwindigkeit. Die vom Piloten beobachtete Steiggeschwindigkeit, die er für seine Berechnungen verwendet, ist die wahre Vertikalgeschwindigkeit der Luft abzüglich der Sinkgeschwindigkeit des Gleitflugzeugs relativ zur Luft. Das Eigensinken beträgt bei einem Segelflugzeug, das mit 45 Grad Schräglage kreist ungefähr 1 m/s. Der Flugwetterberater muß zwischen der Vertikalgeschwindigkeit der Luft und der Steiggeschwindigkeit des Flugzeuges unterscheiden. Bei der Streckenplanung geht der Pilot von einer mittleren Stärke der Thermik unter Berücksichtigung der Tagesentwicklung aus.

Einen Aufwind kann man sich als eine Säule mit aufsteigender Luft, von Segelfliegern auch "Bart" genannt, vorstellen. Die Höhe und der Durchmesser variieren stark, aber in fast jedem Fall ist der stärkste Aufwind konzentriert auf einen oder mehrere Aufwindkerne innerhalb dieser Säule. Um möglichst effektiv zu steigen, versucht der Pilot, im Kern des Aufwindes zu kreisen. Wenn seine Kreise in einem Aufwindkern zentriert sind, ist seine Steiggeschwindigkeit recht konstant. Sind seine Kreise aber nicht konzentrisch zum Aufwindkern, weist die Steiggeschwindigkeit große Schwankungen auf.

Da der Pilot selten sichtbare Hinweise hat, wo sich der Aufwindkern befindet, verläßt er sich auf das Variometer, an dem er die Steiggeschwindigkeit abliest, oder auf sein "Fluggefühl" hinsichtlich vertikaler Beschleunigungen, die er beim Durchfliegen eines Aufwindes erfährt.

Die Steiggeschwindigkeit, mit dem ein Segler in einem Aufwind, in dem die Vertikalgeschwindigkeit der Luft vom Kern nach außen hin abnimmt, steigen kann, hängt vom Durchmesser des Kreises, den der Segler fliegen kann und dessen Sinkgeschwindigkeit im Kreisflug ab. Segelflugzeuge mit geringer Flächenbelastung und relativ geringer Spannweite sowie Hängegleiter und insbesondere Paragleiter können engere Kreise fliegen und so im kräftigen Aufwindkern schneller steigen. Diese Fluggeräte haben aber im Geradeausflug einen deutlichen Nachteil gegenüber einem Segelflugzeug mit großer Spannweite und hoher Flächenbelastung.

Moderne Hochleistungssegelflugzeuge sind so konstruiert, daß ein geringer Prozentsatz der Steiggeschwindigkeit einem viel besseren Gleitwinkel bei hohen Geschwindigkeiten geopfert wird. Um eine gute Leistung bei hohen Geschwindigkeiten im Geradeausflug zu erzielen, benötigen Segelflugzeuge eine höhere Flächenbelastung als für langsamen Kreisflug. Um das zu erreichen, wird an Tagen, an denen kräftige Thermik erwartet wird, Wasserballast in den Flügeln mitgenommen. Der Ballast wird bei schwächerer Thermik, spätestens jedoch vor der Landung abgelassen. Die Leistungsverbesserung von Hochleistungssegelflugzeugen mit Wasserballast ist größer als man allgemein erwarten würde. Das liegt vor allem auch daran, daß moderne Segelflugzeuge sowohl schneller als auch weiter fliegen können, bevor der Pilot in einem Aufwind wieder Höhe gewinnen muß. Schnell fliegen mindert den Effekt von Gegenwind. Durch das Fliegen größerer Strecken zwischen den Aufwinden kann der Pilot schwächere Aufwinde auslassen und nur in starkem Aufwind kreisen. Folglich melden die Piloten mit modernen Hochleistungssegelflugzeugen häufiger starke Aufwinde als Piloten älterer, langsamer fliegender Segelflugzeuge. Ein älteres Segelflugzeug, das nicht so weite Strecken zwischen Aufwinden zurücklegen kann, muß häufig in jedem angetroffenen Aufwind kreisen, ob er nun stark oder schwach ist. Unter solchen Umständen trifft der Pilot viel seltener auf die stärkeren Aufwinde und wird wahrscheinlich von schwacher oder mäßiger Thermik berichten, selbst an Tagen, an welchen die Piloten schneller, moderner Segelflugzeuge starke Thermik melden.

2.3.3.2 Klassifikation der Thermikstärke

Für die Vorhersage ist eine einfache Klassifikation der Thermikstärke erforderlich. Basierend auf der mittleren Steiggeschwindigkeit und der Mächtigkeit der Konvektionsschicht wird die folgende Klassifikation empfohlen. Im ariden Klima sollte die Steiggeschwindigkeit mit einem Faktor von 1,5 bis 2 multipliziert werden. Für eine vollständige Angabe der Thermikgüte müssen Wind und Bewölkung mit einbezogen werden.

a) Schwache Thermik

Obergrenze der Konvektionsschicht bis 1000 m GND (im Bergland bis wenigstens in Höhe der Gipfel); mittlere Steiggeschwindigkeit bis 1 m/s.

b) Mäßige Thermik

Obergrenze der Konvektionsschicht bis 1500 m GND (im Bergland bis etwa 500 m über dem mittleren Gipfelniveau); mittlere Steiggeschwindigkeit bis 2,5 m/s.

c) Gute Thermik

Obergrenze der Konvektionsschicht bis 2000 m GND (im Bergland bis etwa 1000 m über dem mittleren Gipfelniveau); mittlere Steiggeschwindigkeit bis 5 m/s.

d) Sehr gute Thermik

Obergrenze der Konvektionsschicht über 2000 m GND (im Bergland mehr als 1000 m über dem mittleren Gipfelniveau); mittlere Steiggeschwindigkeit über 5 m/s.

2.3.3.3 Vorhersage der Thermikstärke

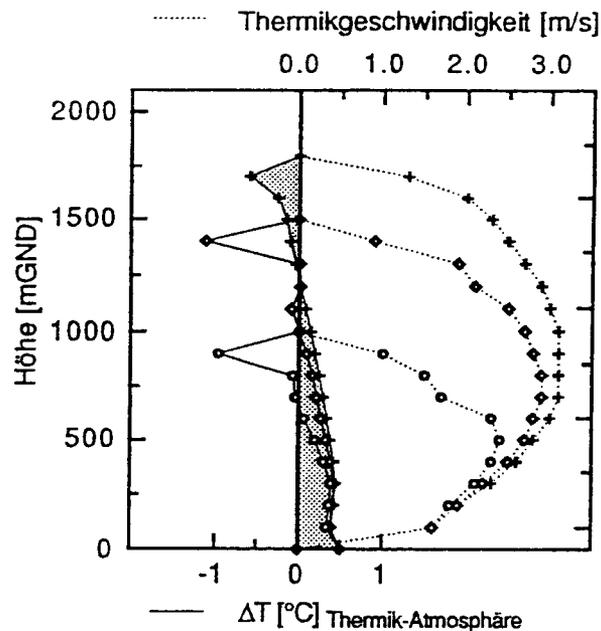
Die Bodentemperatur hängt von der umsetzbaren Sonneneinstrahlung ab, die mit der Jahreszeit, Tageszeit, Breite, Bedeckung, Dunst oder Nebel und den ortsabhängigen Merkmalen (Höhenlage, Exposition zur Sonne, Bodentyp, Albedo, Feuchtegehalt, Vegetation) variiert. Die Situation wird noch komplizierter durch kleinräumige Temperaturoegensätze an der Erdoberfläche, die man praktisch nicht vorhersagen kann.

Buz (1975) erstellte eine Studie über die Thermikstärke als eine Funktion einer Vielzahl von Parametern. Dabei wertete er sowohl Segelflüge als auch Messungen am Boden und in der Luft in Russland an Tagen mit geringer Bewölkung aus. Der stärkste und statistisch signifikanteste Zusammenhang wurde zwischen Steiggeschwindigkeit und Temperaturoegensätzen an der Erdoberfläche gefunden. Betreibt man ein dynamisches Konvektionsmodell, kann man den Lebenszyklus einer

einzelnen Thermikblase simulieren und bis zu einem gewissen Grad wolkenphysikalische Zusammenhänge berücksichtigen. Bei Vorgabe eines "Temperaturüberschusses" der Thermikblase erhält man als Ergebnis Vertikalprofile der Aufwindgeschwindigkeit (Abb 2.15).

Abbildung 2.15

Temperaturdifferenz zwischen Thermik und Atmosphäre und die daraus resultierende Thermikgeschwindigkeit im Konvektionsmodell TOPHERM/WALPTHERM



Empirisch gewonnene Tabellen und Thermikindizes können ebenfalls benutzt werden, um die Thermikstärke abzuschätzen (siehe Tabelle 2.2). Falls sich hochreichende Cumuli oder gar Cb's bilden, wird empfohlen, keine Werte für die Thermikstärke anzugeben, weil die Aufwindstärke unter derartigen Wolken weit außerhalb der genannten Grenzen liegt.

Tabelle 2.2 Durchschnittliche Steigwerte für verschiedene Wettersituationen

Wettersituation	Höhe der trocken-adiabatischen Schichtung	Mittleres Steigen
Blauthermik	1 km	1,0 m/s
	2 km	2,0 m/s
	3 km	3,0 m/s
Wolkenthermik (Cu humilis)	1 km	1,2 m/s
	2 km	2,4 m/s
	3 km	3,6 m/s
Wolkenthermik mit Kaltluftadvektion	1 km	1,5 m/s
	2 km	3,0 m/s
	3 km	4,5 m/s

In ariden Klimazonen (Australien, Südafrika) müssen die Zahlenwerte mit einem Faktor von 1,5 bis 2 multipliziert werden. Dort reicht der Konvektionsraum bis in große Höhen und der Verstärkungseffekt kleiner Cu-Wolken ist nicht mehr ausgeprägt.

2.3.3.4 Vorhersagen der potentiellen Flugdistanz (PFD)

Aus dem Tagesgang der Konvektionshöhe und gegebenenfalls der Bewölkung erhält man mit Tabelle 2.2 oder einem numerischen Konvektionsmodell den Tagesgang der Thermikstärke (Abb. 2.16). Mit Hilfe der Flugleistungspolare (Abb. 1.1) kann damit auch die potentielle Flugdistanz (PFD) über die gesamte Thermikdauer abgeschätzt werden. Für das in Abb. 2.16 gezeigte Beispiel ergibt sich bei einem Segelflugzeug der Standardklasse eine PFD von 440 km.

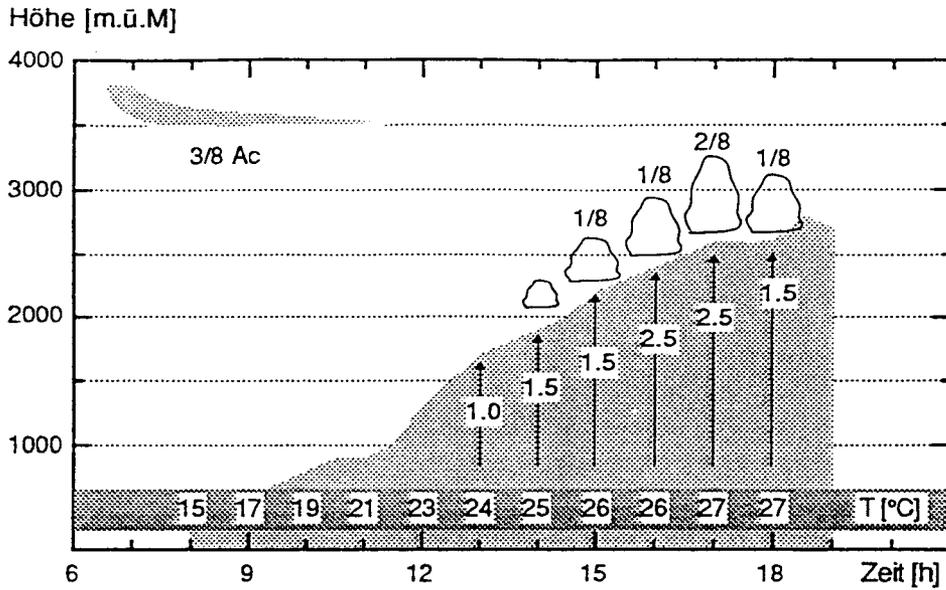


Abbildung 2.16 Tagesgang der Konvektion und Thermikstärke

2.3.3.5 Einfluß advektiv bedingter Veränderungen

Horizontale Advektion innerhalb der Konvektionsschicht beeinflusst die Thermikstärke (Abb. 2.17). Wird kältere Luft in der Höhe adveht, beobachtet man stärkere Aufwinde, und die Thermik dauert länger an. Bei Warmluftadvektion nimmt dagegen die Thermikstärke ab und die Thermik endet früher.

Kaltluftadvektion

Warmluftadvektion

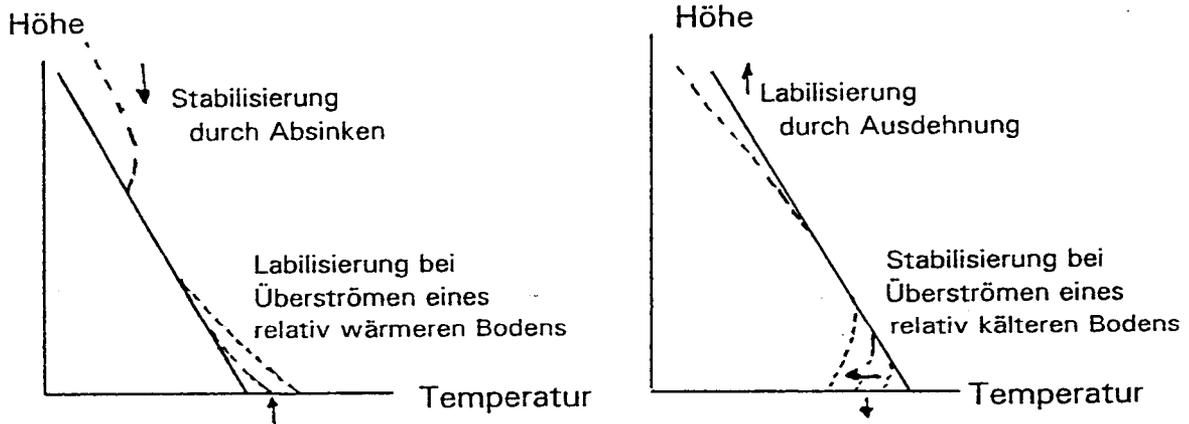


Abbildung 2.17 Modifikation des Temperaturprofils durch Advektion und der damit verbundenen Hebungs- bzw. Absinkvorgänge

2.3.3.6 Windeinfluß

a) Schwacher Wind

Das Ablösen der Thermikblasen ist meist an topographische Gegebenheiten (Waldkanten, Gebäude, usw.) gebunden. Thermikblasen werden durch einen Anfangsimpuls vom Boden abgelöst. Schwacher Wind (weniger als 10 kt) begünstigt die Ausbildung relativ weiter, räumlich geordneter Aufwindzonen.

Aufsteigende Thermikblasen werden von schwachem Wind nur wenig beeinflusst und sind mit der Höhe auch nur schwach in Windrichtung geneigt (Abb. 2.18a).

b) Mäßiger und starker Wind

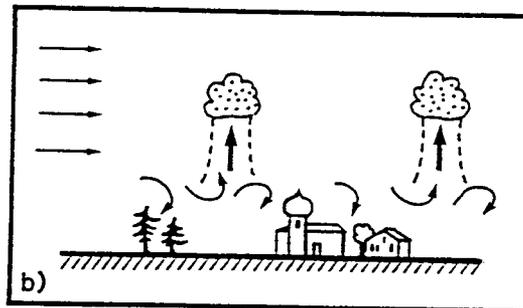
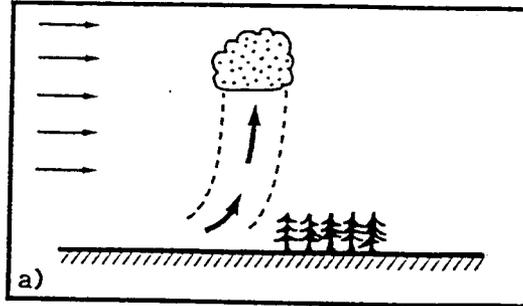
Bei höheren Windgeschwindigkeiten entsteht vermehrt mechanische Turbulenz in der bodennahen Luftströmung. Sie kann die Thermikblasen in Bodennähe deformieren oder zerstören. Oberhalb einer gewissen Höhe (ca. 200 bis 500 m) ist die Thermik für den Segelflug nutzbar (Abb. 2.18b), unterhalb dieser Höhe ist die Thermik "zerrissen".

Abbildung 2.18

Ablösung von Thermikblasen

a) bei schwachem Wind

b) bei mäßigem bis starkem Wind ohne vertikale Scherung, jedoch mit bodennaher Turbulenz



Über homogenem Untergrund bewirkt mäßiger Wind, daß sich die Aufwindzonen parallel zur Windrichtung anordnen und es entstehen Aufwind- bzw. Wolkenstraßen. Im Bergland müssen die Wechselwirkungen zwischen der Thermik und den dynamischen Strömungseffekten in Betracht gezogen werden, z.B. hangaufwärts gerichteter Wind fördert das Ablösen von Thermikblasen und verbessert die Aufwindstärke.

c) Vertikale Windscherung

Thermikblasen können durch Windscherungen stark deformiert werden. Die Thermik ist dann wie abgeschnitten. Für Piloten, die im Gleitflug unter den Höhenbereich mit einer derartigen Scherung kommen, kann es u.U. sehr schwierig sein, wieder Anschluß an die Wolken thermik zu finden.

d) Aufwindreihungen

Unter gewissen Umständen organisieren sich die Aufwindzonen zu Wolkenstraßen (siehe hierzu Abschnitt 2.4.4). In der wolkenfreien Luft oberhalb der aufsteigenden Thermikblasen werden wellenförmige Strömungsmuster beobachtet, falls in dieser Höhe für längere Zeit eine Windscherung existiert (siehe hierzu Kapitel 4).

2.3.3.7 Der Einfluß von Wolken auf die Thermik

Stratifforme Wolken (Ci, Cs, As) mit hohem Bedeckungsgrad reduzieren die verfügbare Strahlungsenergie am Erdboden und behindern die Ausbildung von Thermik. Das gleiche gilt für Cumuluswolken, die sich an einer Inversion ausbreiten. Bei polaren Kaltluftmassen treten aufgrund der Labilität auch bei einem Bedeckungsgrad von bis zu 7/8 häufig noch gute Segelflugbedingungen auf.

2.3.3.8 Thermikende am Abend

Die Thermik endet normalerweise, wenn die Bodentemperatur stärker zu fallen beginnt. Dies geschieht an verschiedenen Orten zu verschiedenen Zeiten und kann nicht genau vorhergesagt werden. Erfahrungen in Mitteleuropa zeigen, daß in Abwesenheit advektiver Vorgänge das etwa zwei Stunden vor Sonnenuntergang der Fall ist.

Vier Hauptfaktoren beeinflussen die Andauer der Thermik am Abend:

- Benötigte Wärmeenergie, um eine trockenadiabatische Schicht bis zum Boden aufrechtzuerhalten
Bei Kaltluftadvektion ist die erforderliche Wärme für eine adiabatische Schichtung gering. Die Thermik kann dann andauern, bis die Sonne einige Grad unter dem Horizont ist. In extremen Fällen von Kaltluftadvektion können Aufwinde unter aktiven Cumuluswolken noch ein oder mehrere Stunden nach Sonnenuntergang auftreten.
- Topographische Einflüsse

Überall, wo die Hänge zur Sonne hin orientiert sind, wird die Thermik später enden als über ebenem Gelände.

- c) Einflüsse der Vegetation
Offenes Gelände (wie Felder oder Wiesen) gibt seine Wärme rasch ab, wenn die Sonne tief steht. Wälder und Städte haben dagegen eine größere Wärmekapazität. Dort beobachtet man oft schwachen Aufwind ("Abendthermik") in niedriger Höhe eine oder mehrere Stunden, nachdem die Thermik über offenem Gelände bereits eingeschlafen ist.
- d) Atmosphärischer Dunst
Wenn unterhalb einer stabilen Schicht Dunst existiert, wird die Einstrahlung so weit herabgesetzt, daß die Thermik früher endet als an Tagen mit guter Sicht und klarer Luft.

2.3.4 Numerische Vorhersage der Konvektion

Eine exakte räumliche und zeitliche Vorhersage der thermischen Konvektion ist prinzipiell nicht möglich, weil die thermischen Auf- und Abwinde Teile der regellosen, chaotischen und vom Zufall geprägten thermischen Turbulenz darstellen. Dennoch kann man mit numerischen Simulationsmodellen, z.B. mit dem hochaufgelösten, nichthydrostatischen lokalen Modell des Deutschen Wetterdienstes, sehr genaue Aussagen über die mittlere Struktur, die Stärke und die räumliche Verteilung der Konvektion treffen. Die numerischen Methoden hierzu sind in Abschnitt 6.1 ausführlicher beschrieben.

Direkt nutzbare Modellergebnisse sind z.B. die Konvektions- und Windkarten, die vom Deutschen Wetterdienst routinemäßig erstellt werden. Beispiele hierzu sind in Kapitel 7 (Abb. 7.1) enthalten. Weiterhin liefert das lokale Modell hochaufgelöste numerische Temperatur-, Feuchte- und Windprofile, die mit den vorgenannten Methoden (manuelle Tempauswertung, Tempauswerteprogramme und TOP THERM) ausgewertet werden können. Beispiele für die Darstellung der daraus gewonnenen Ergebnisse sind in Kapitel 7 und im Abschnitt 2.3.3.4 gegeben.

2.4 Besondere Merkmale der thermischen Konvektion und Zirkulation

2.4.1 Thermik im Gebirge

2.4.1.1 Unterschiede zwischen der Thermik im Flachland und im Gebirge

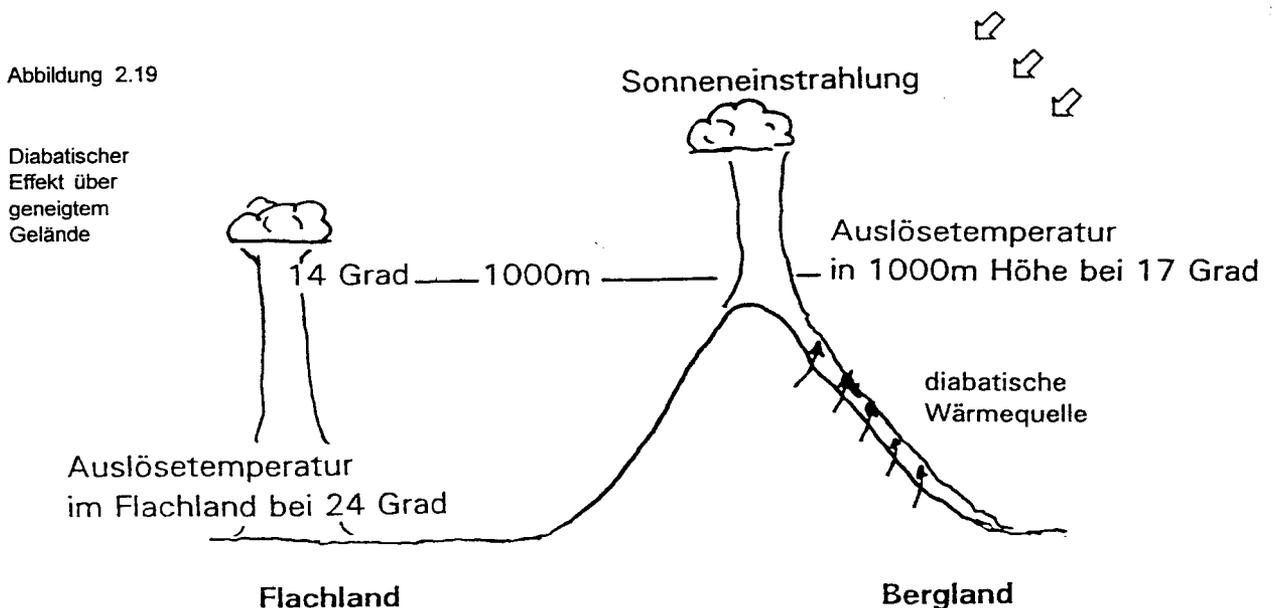
Es gibt eine Reihe von Unterschieden zwischen der Thermik im Gebirge und der Thermik über dem Flachland in Bezug auf ihre Höhe, Stärke und Lebensdauer. Diese Unterschiede haben folgende Ursachen:

- a) geneigtes Gelände (Einfallswinkel der Sonne)
- b) geringeres Luftvolumen im Gebirge
- c) höher gelegene Heizflächen
- d) Hangaufwinde und Berg-Talwindssysteme
- e) Strahlungsbedingungen.

- a) Geneigtes Gelände

Vor allem in den Morgen- und Abendstunden erhalten die der Sonne zugewandten Hänge mehr Strahlungsenergie pro Flächeneinheit. Die Erwärmung der hangnahen Luft erfolgt somit rascher als die Erwärmung der bodennahen Luft über dem Flachland. Ein weiterer Unterschied zur frei aufsteigenden Flachlandthermik besteht darin, daß die Thermik im Gebirge meist hangnah aufsteigt. Dabei unterstützt die dort aufgeheizte Luft das weitere Aufsteigen und wirkt als diabatische Wärmequelle (Abb. 2.19). Adiabatische Bedingungen sind erst wieder oberhalb der Ablösestellen (meist Kammniveau) anzuwenden.

Abbildung 2.19

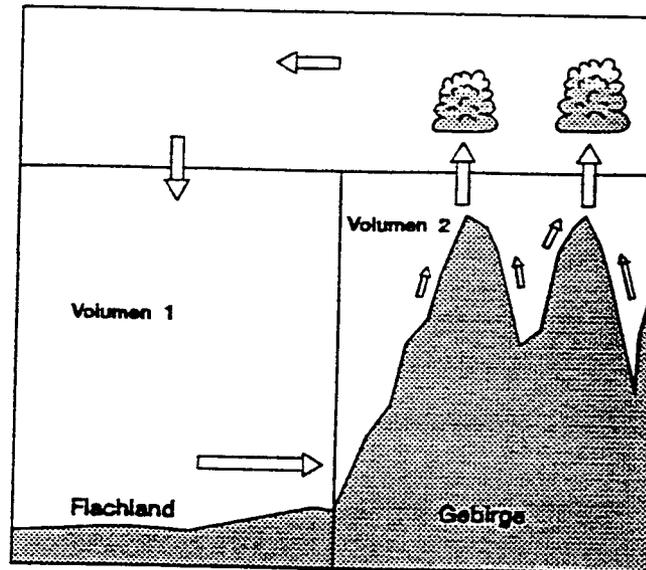


b) Geringeres Luftvolumen im Gebirge

Das zu erwärmende Luftvolumen ist über dem Bergland geringer als über dem Flachland (Abb. 2.20). Damit kommt es bei gleicher Einstrahlungsenergie zu einer schnelleren Erwärmung und höheren Temperaturen im Tagesgang. Dies wiederum begünstigt die Thermikstärke und die Konvektionshöhe. Der Volumeneffekt ist auch für die Entstehung der Talwindssysteme von wesentlicher Bedeutung (siehe d).

Abbildung 2.20

Volumeneffekt



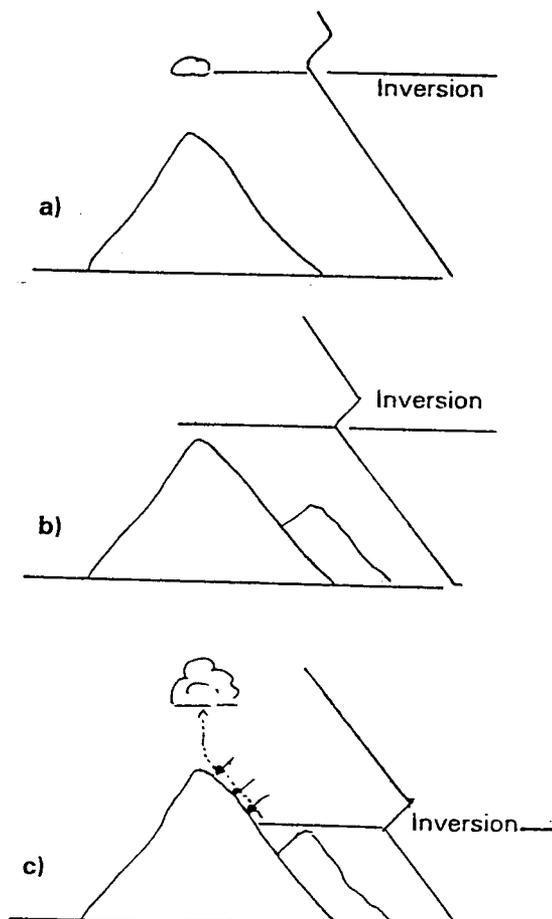
c) Höher gelegene Heizflächen

Die Auswirkung der höher gelegenen Heizflächen auf die Thermikentwicklung hängt von der Höhe der Inversion ab (Abb. 2.21).

Abbildung 2.21

Erhöhte Heizflächen und Inversionshöhe

- Liegt die Inversion deutlich über den Gipfeln, ist die Wechselwirkung gering
- Liegt die Inversion im Gipfelniveau oder nur knapp darüber, dann wird die Arbeitshöhe mit ansteigendem Gelände geringer
- Liegt die Inversion unter den Gipfeln, so kann sich über den höher gelegenen Heizflächen gute Thermik entwickeln, während im Flachland bei nur geringer Arbeitshöhe meist nur schwache Blauthermik entsteht



Höher gelegene Heizflächen und die geringeren Luftvolumina über den Tälern vergrößern im allgemeinen die konvektive Mischungsschicht. Bei den typischen Absinkinversionen in windschwachen Hochdruckgebieten wird dadurch die Inversion über dem Bergland aufgewölbt (Abb. 2.22).

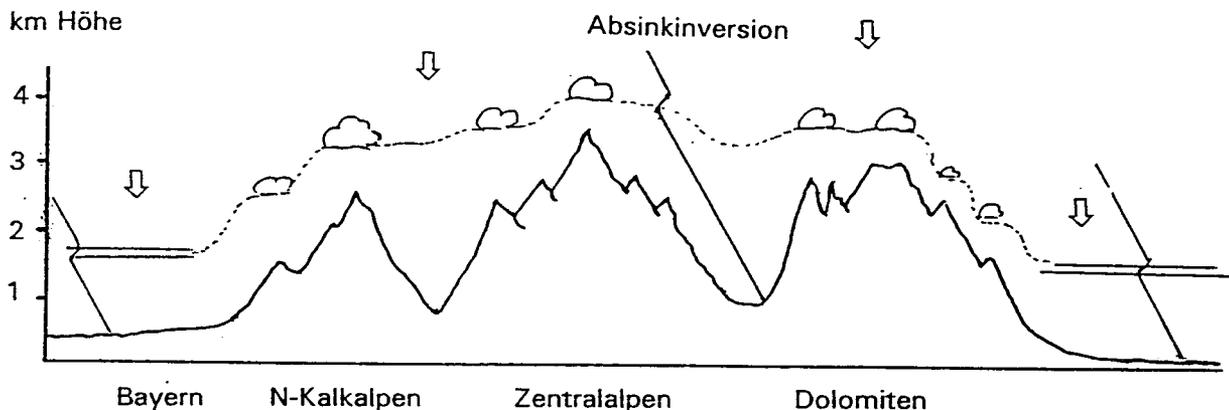


Abbildung 2.22 Höhe der Konvektionsschicht über dem Gebirge bei einer Absinkinversion im Hochdruckgebiet

Eine Ausnahme bilden Inversionen, die vorwiegend durch Advektion gebildet werden. Hier bestimmt die Schichtdicke der einfließenden Kaltluft die Konvektionshöhe, wobei mit ansteigendem Gelände die Arbeitshöhe dann oft geringer wird (Abb. 2.23).

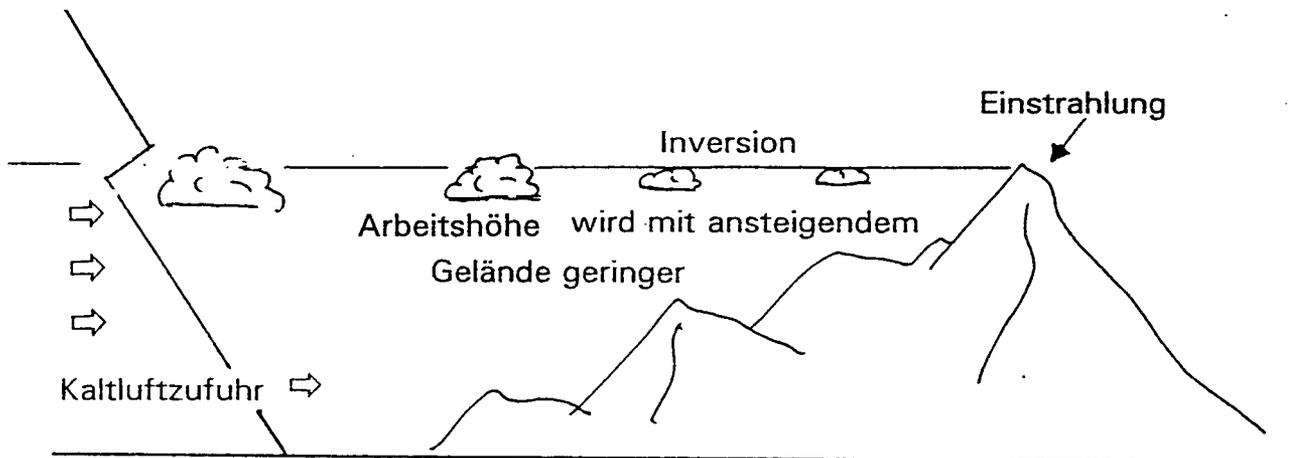


Abbildung 2.23 Inversion und Gelände bei Kaltluftadvektion

d) Hangaufwinde und Berg-Talwindssysteme (Abb. 2.24)

Bei Sonnenaufgang:

Hangaufwinde und Thermik entstehen an den höher gelegenen bereits sonnenbeschienenen Hängen, während die Täler noch im Schatten liegen. Hier fließt unterhalb der nächtlichen Inversionsschicht noch der Bergwind talabwärts aus dem Tal.

Im Tagesverlauf:

Mit zunehmender Einstrahlung verstärkt sich die thermische Hangwindzirkulation und die Talinversion wird von unten her weggeheizt. An den Bergflanken strömt die erwärmte Luft hinauf, während sich über der Talmitte durch kontinuierungsbedingtes Absinken eine Inversion ausbildet. In Tallängsrichtung dreht der Bodenwind am späten Vormittag um 180 Grad und strömt als Talwind talaufwärts.

Bei Sonnenuntergang:

Mit der untergehenden Sonne werden die Schattenseiten der Berge sowie die entsprechende Talseite rasch abgekühlt und es kommt zu einer hangabwärts gerichteten katabatischen Strömung. Die Umkehr- bzw. Abendthermik setzt ein. Ruhiges Steigen, oft bis über 1 m/s ist jetzt über der Talmitte, oder genauer im Bereich der Schattengrenze anzutreffen. Zu dieser Zeit dreht der Bodenwind abermals um 180 Grad und beginnt nun als Bergwind talauswärts zu strömen. Diese Strömungsschicht ist in der Dämmerungszeit einige 100 Meter, in alpinen Längstälern aber gelegentlich auch bis zu 1500 m mächtig. Die Umkehrthermik kann daher gut für lange Endanflüge genutzt werden. Bei Außenlandungen ist der talabwärts gerichtete Wind zu berücksichtigen.

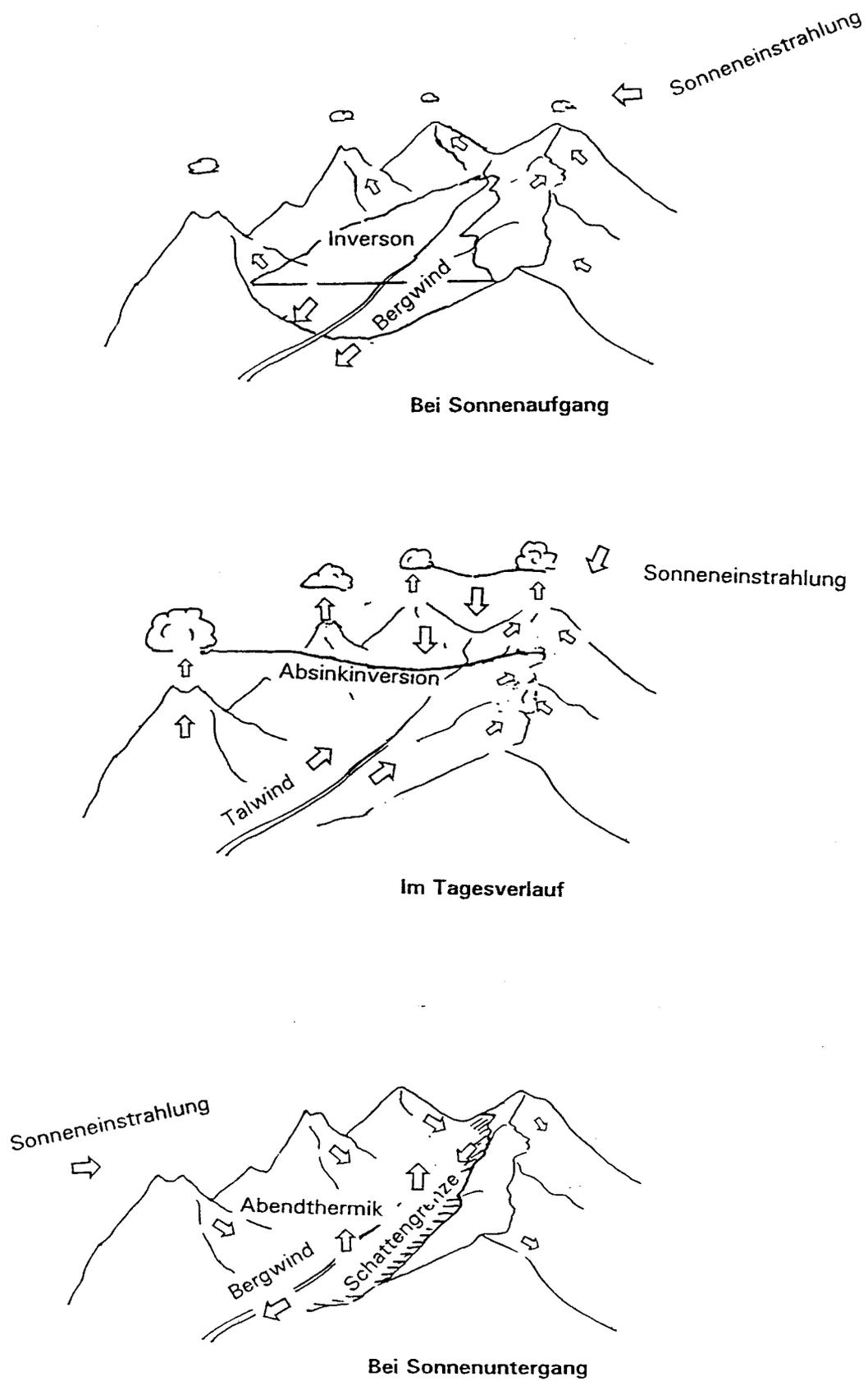


Abbildung 2.24 Berg-Talwindsystem

e) Strahlungsbedingungen

Wegen der geringeren Schadstoffemissionen ist die Einstrahlung oberhalb der Talinversionen oft ungetrübter. Während am Morgen in den Talsohlen noch Dunst/Nebel liegt, herrscht über den Gipfeln bereits ausgezeichnete Flugsicht mit ungehinderter Einstrahlung.

Eine Besonderheit gibt es im Zusammenhang mit schneebedeckten Gipfeln und Gletschern. Sie reflektieren nahezu vollständig die einfallende Strahlung und bleiben somit relativ kalt. Die dadurch abfließende Kaltluft ("Eisbrise" oder "Gletscherwind") kann dabei eine schmale Konvergenzzone zur aufsteigenden Warmluft bilden, an der bevorzugt thermische Ablösungen auftreten. Dies erklärt die hohe Aufwinddichte entlang der Schneegrenze, die vor allem im Frühjahr beobachtet wird.

2.4.1.2 Thermikvorhersage im Gebirge mit einem Konvektionsmodell

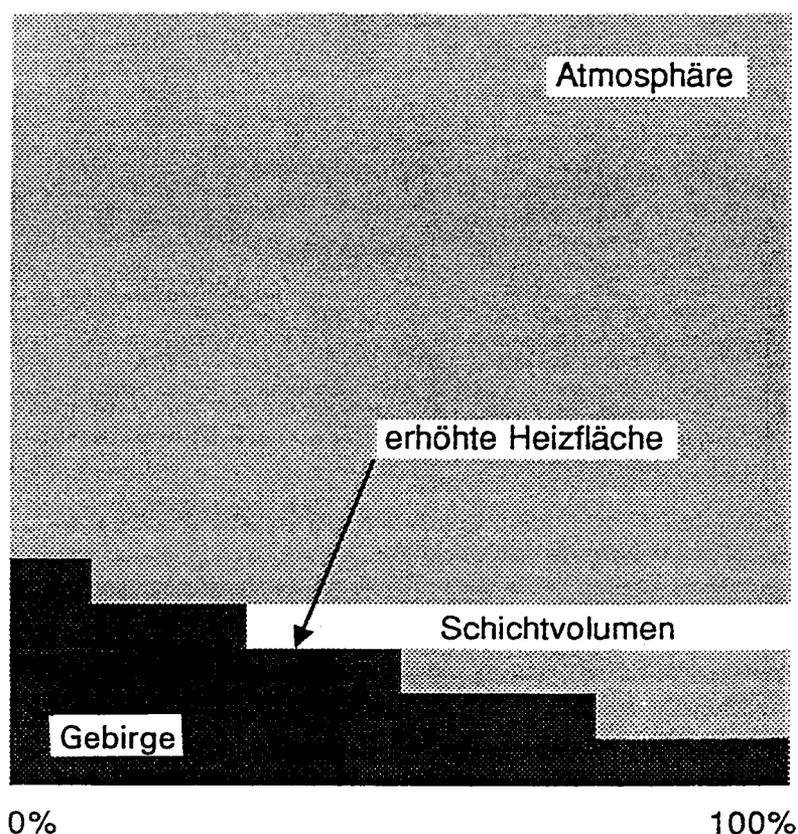
Diesem Abschnitt wird beispielhaft das Konvektionsmodell ALPTHERM nach Liechti und Neining (1993) zugrunde gelegt. Es berücksichtigt:

a) den Volumeneffekt

Für bestimmte Gebiete wird in einzelnen Höhenschichten der Volumenanteil des Gebirges berechnet (Abb. 2.25). Am Talboden nimmt das Gebirge 100% des Schichtvolumens ein. Dieser Anteil reduziert sich je nach der Geländeform unterschiedlich und erreicht im Kammniveau 0%.

Abbildung 2.25

Flächen-Höhenverteilung
in einem Gebirgstal



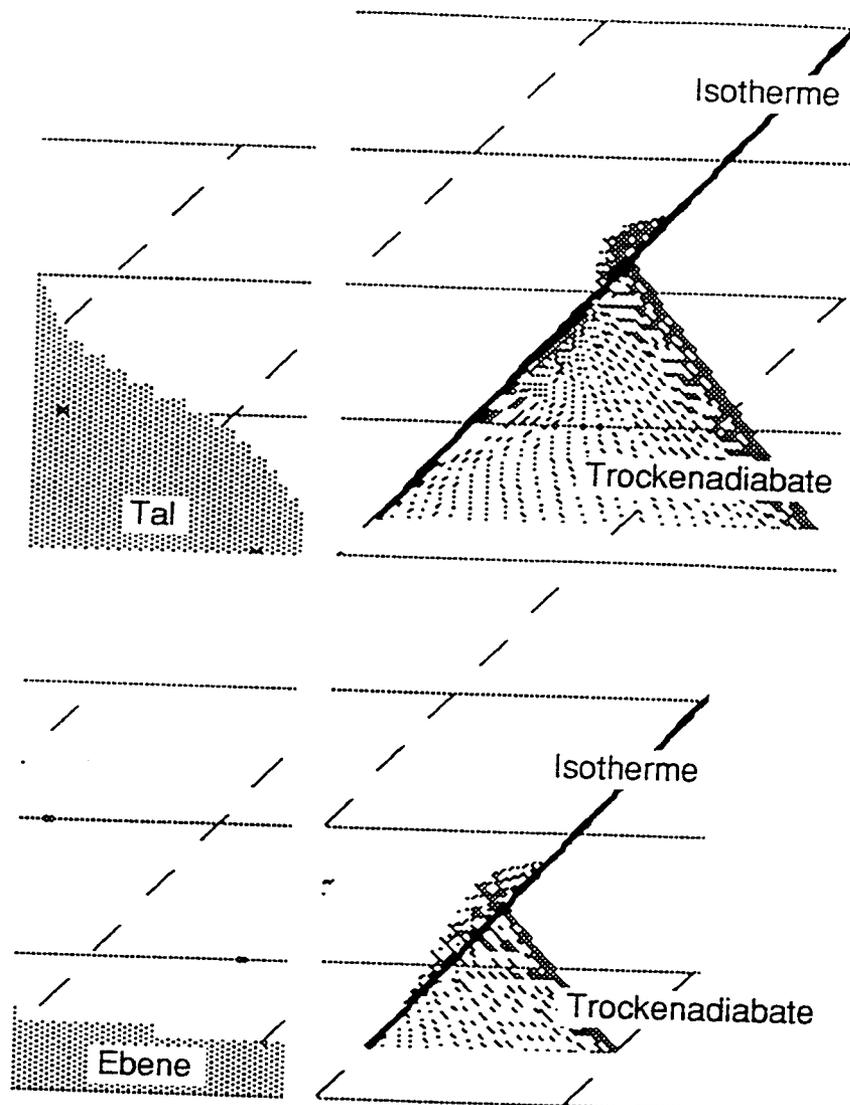
Der fühlbare Wärmestrom weist im Gebirge auch eine vertikale Verteilung auf, weil die Heizflächen auf verschiedenen Höhen liegen. Der Volumeneffekt bedeutet, daß in den Schichten unter Kammniveau weniger Luft zu erwärmen ist als oberhalb der Topographie. Somit steigt die Lufttemperatur am Talboden im Vergleich zum Flachland bei gleicher Einstrahlung rascher an und die Thermik erreicht, gemessen ab Talboden, im Tagesgang größere Höhen als über einer Ebene (Abb. 2.26). In den Adiabaten-Diagrammen ist die Flächendifferenz zwischen den Zustandskurven bei Sonnenaufgang und beim Tagestemperaturmaximum durch den Volumeneffekt größer als im Flachland bei gleicher zugeführter fühlbarer Wärme.

b) den Strahlungsfluß

Neben dem Einstrahlungswinkel als Funktion der geographischen Breite, der Jahres- und Tageszeit wird die Transmission und die Absorption berücksichtigt. Bei positiver Strahlungsbilanz (Differenz zwischen Ein- und Ausstrahlung) steht die Wärmeenergie für den Bodenwärmestrom (etwa 15%), für die Verdunstung in Form latenter Wärme (50%-60% in Mitteleuropa) und für den Strom fühlbarer Wärme zur Verfügung, der der Thermik als Energiequelle dient.

Abbildung 2.26

Unterschiedliche
Aufheizung über
dem Flachland und
einem Gebirgstal



c) die Vertikalbewegung

Die Strahlung erhöht über die Konvektion generell die Temperatur und die Feuchte der Luft im Konvektionsraum. Für die Dynamik eines aufsteigenden Luftpaketes ist die Temperaturdifferenz zur umgebenden Luft der freien Atmosphäre besonders wichtig. Für die Berechnung der Steiggeschwindigkeit wurde die Temperaturdifferenz mit 0,5 bis 1,0 Grad parametrisiert (vgl. Abb. 2.15). Die Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung mit gemessenen Flugzeugdaten. Beim beschleunigten Aufsteigen wird das Ein- und Ausmischen mit der Umgebungsluft ständig berücksichtigt.

d) den Windeinfluß

Die Erfahrung zeigt, daß horizontale Luftströmungen die Thermik abschwächen. Diesem Effekt wird bei höheren Windgeschwindigkeiten durch Parametrisierung Rechnung getragen.

e) repräsentative Vertikalprofile

Neben den nächstgelegenen repräsentativen Radiosondenaufstiegen werden die Temperatur- und Feuchtemessungen von Bodenstationen in verschiedenen Höhen miteinbezogen. Für definierte Gebiete werden die Bodenwerte unterschiedlich gewichtet, so daß das Gewicht der Radiosondenwerte von oben nach unten hin abnimmt (Abb. 2.27).

Darstellung der Modellergebnisse

In Abb. 2.28 werden

- der Tagesgang der Temperatur und des Taupunktes am Boden und in der Höhe
- die Steigraten als Höhen-Zeit-Diagramm und damit Beginn und Ende der Thermik sowie die Konvektionshöhe im Tagesverlauf und
- der Bedeckungsgrad, die Höhe der Cumulusbasis und die Obergrenze der Konvektionsschicht

dargestellt.

Abbildung 2.27

Beispiel für die Modifikation eines Radiosondaufstiegs mit Bergstationen

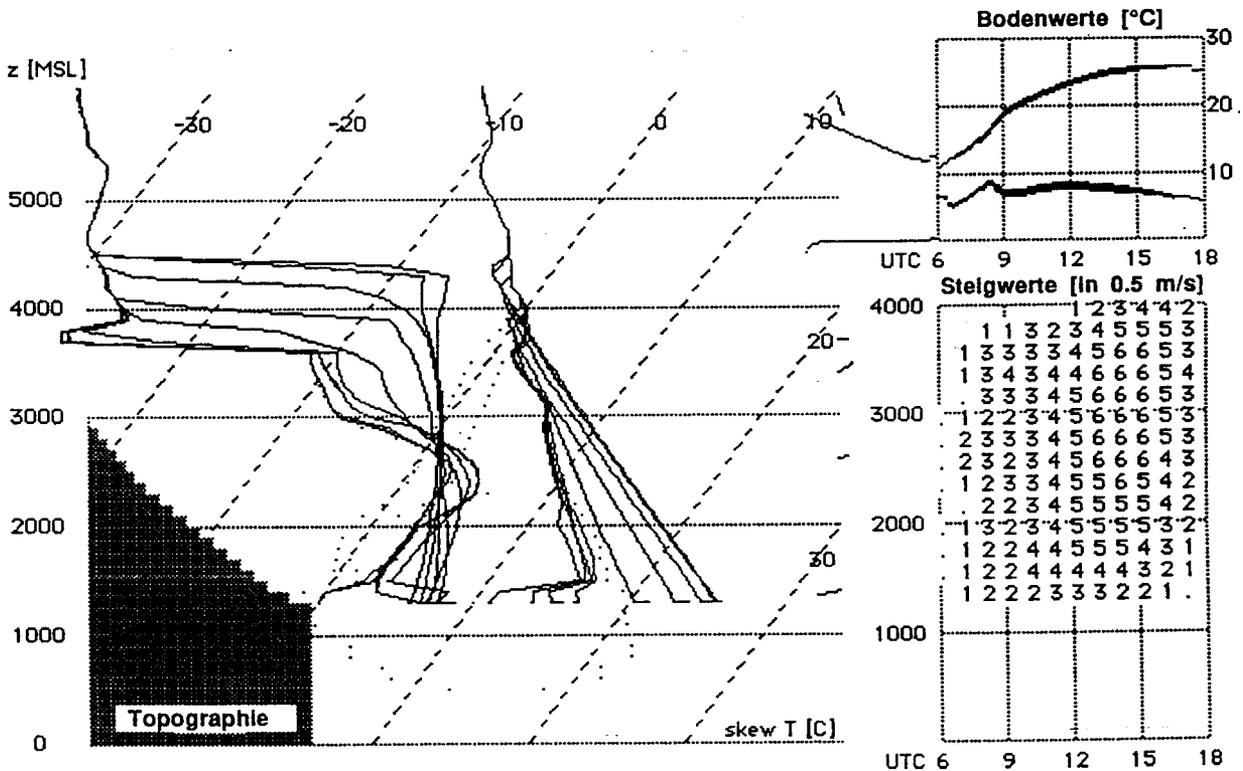
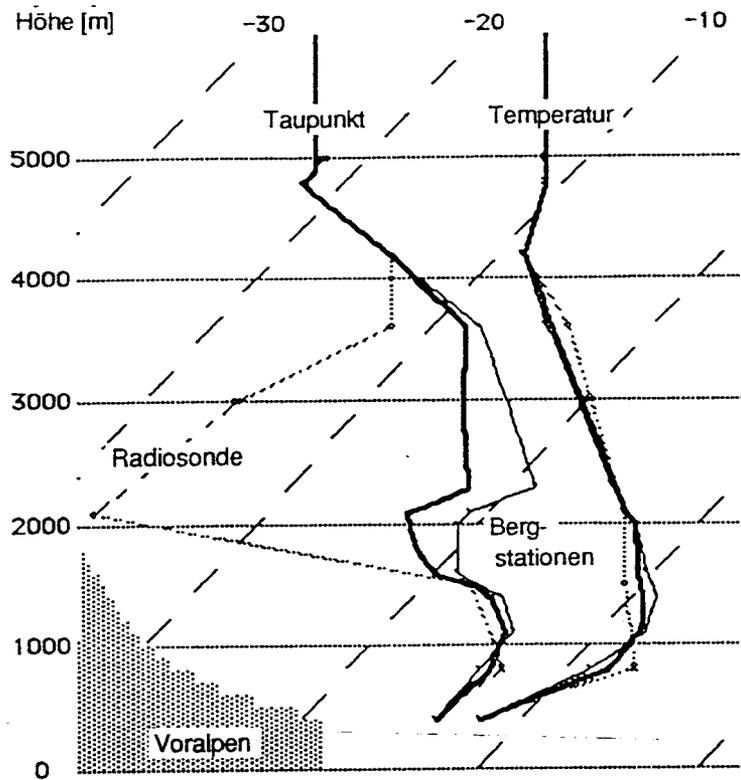


Abbildung 2.28

Prognostizierter Tagesgang der Konvektion im Gebirge: Vertikalprofile von Temperatur und Taupunkt (links) sowie der Steigwerte (rechts unten). Die Berücksichtigung von Bergstationen bei Sonnenaufgang (rechts oben, 6 UTC) verbessert die Profile. Ab 7 UTC setzt die Thermik zuerst oberhalb 2300 m ein. Die Täler sind noch vom nachts gebildeten Kaltluftsee erfüllt. Ab 10 UTC ist der Kaltluftsee soweit aufgeheizt, daß die Thermik vom Talgrund aus die gesamte Konvektionsschicht erfaßt

Für das Flachland und die Mittelgebirge in Deutschland wird die Thermikvorhersage in analoger Weise mit dem Konvektionsmodell TOPTHERM[®] routinemäßig erstellt. Die Ergebnisse werden jedoch in anderer Form dargestellt (siehe hierzu Kapitel 7).

2.4.1.3 Mittlere Aufwindverteilung über den Alpen bei Hochdrucklagen

Um einen Überblick über die mittlere Verteilung der Thermik, der Cumulusbasis und der Konvergenzlinien im Alpenraum zu erhalten, wurden zahlreiche Pilotenberichte und Beobachtungen ausgewertet. Es hat sich gezeigt, daß die Orographie sehr häufig typische Konvektionsmuster hervorbringt. So sind z.B. Cumulusbasen von über 4000 m in den alpinen Hochtälern keine Seltenheit. Diese "klimatologische" Thermikkartierung bezieht sich auf schwachgradientige Hochdrucklagen, ohne advective und synoptische Störungseinflüsse (Abb. 2.29). Die angegebenen Werte beziehen sich auf das Tagesmaximum.

2.4.1.4 Windeinfluß auf die Thermik im Gebirge

Die Windrichtung übt einen größeren Einfluß auf die Thermik aus als die Windgeschwindigkeit. Vereinfacht lassen sich in den Alpen 2 Fälle unterscheiden:

a) der Wind kommt aus dem Süd-Sektor

In diesem Fall wird die Thermik an den sonnenbeschienenen Südhängen vom Wind unterstützt. Das Fliegen unter diesen Bedingungen ist relativ einfach, solange die Windgeschwindigkeit unter 10 m/s im Kammniveau bleibt. Bei höheren Windgeschwindigkeiten besteht die Gefahr der Versetzung über die Grate und die Gefahr hangnaher Turbulenz (siehe hierzu Kapitel 5).

b) der Wind kommt aus dem Nord-Sektor

In diesem Fall hat der Pilot ein Entscheidungsproblem. Die Frage ist, ob der dynamische Aufwind auf der Nordseite oder die Leethermik auf der sonnenbeschienenen Südseite zu bevorzugen ist (Abb. 2.30). Bei einer Windgeschwindigkeit über 10 m/s wird die Kammlagenturbulenz sehr gefährlich. In diesen Situationen hat es schon eine große Zahl von ähnlich abgelaufenen Flugunfällen gegeben, wobei auch sehr erfahrene Piloten betroffen waren.

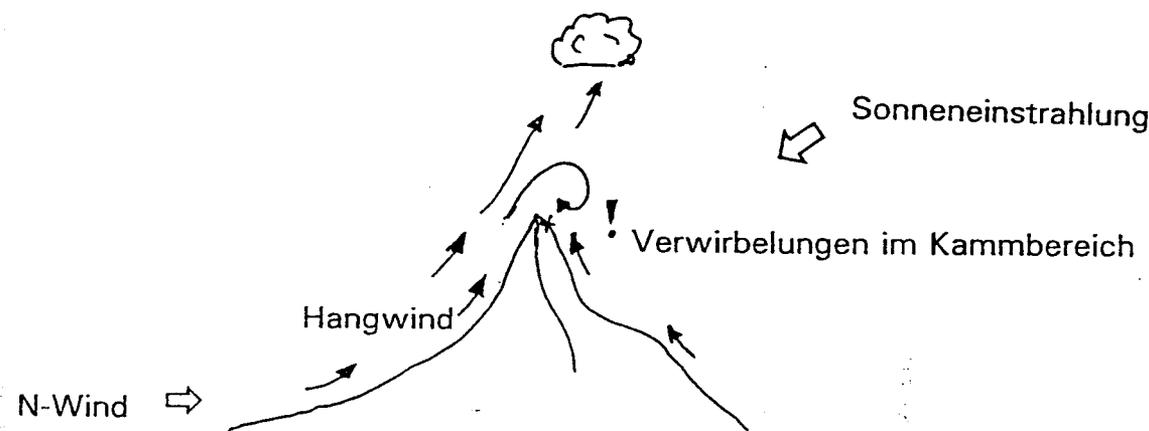


Abbildung 2.30 Hangwind, Leethermik und Kammlagenturbulenz

2.4.2 Seewind

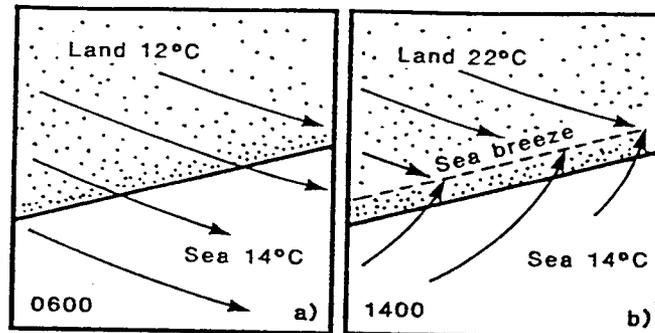
Große Wasserflächen können auf die Entwicklung und Anordnung der Thermik in küstennahen Gebieten einen erheblichen Einfluß haben. Es bildet sich eine Konvergenzlinie mit einem frontähnlichen Charakter aus. Diese Seewindfront markiert die Grenze zwischen der über dem Land tagsüber aufgeheizten Atmosphäre und der vom Meer oder einem großen See landeinwärts strömenden kühleren Luft.

2.4.2.1 Voraussetzungen und Eigenschaften der Land-Seewind-Zirkulation

Am frühen Morgen ist die Luftströmung seewärts gerichtet (Landwind, Abb. 2.31a). Im Tagesverlauf führt die unterschiedliche Erwärmung von Land und Meer zu höheren Lufttemperaturen über dem Land als über dem Meer. Über dem Land wird die Schichtdicke der einbezogenen Luftmasse größer und es bildet sich ein Druckgradient, der den Seewind in Gang setzt (Abb. 2.31b). Die Seewindzirkulation besteht aus dem bodennahen Seewind, der Hebung an der Seewindfront, der Rückströmung in der Höhe und dem Absinken der Luft über dem Meer.

Abbildung 2.31

Land- und Seewindzirkulation
 a) Situation am Morgen
 b) Situation am Nachmittag



Über dem Land muß die Luft labilisiert werden. Je mächtiger die labilisierte Schicht ist, desto geringer muß der Temperaturunterschied zwischen Land und Meer sein, damit sich eine Seebrise ausbildet. Ist die Luft über Land so stabil, daß sich keine oder nur flache Thermik ausbildet, ist das Auftreten von Seewindfronten, selbst bei einem starken Temperaturgegensatz von 10 K oder mehr, unwahrscheinlich. Die Eindringtiefe der Seebrise ins Landesinnere variiert sehr stark. In Europa liegen die Werte zwischen 50 und 80 km, während in Australien schon Seewindsysteme bis zu 400 km von der Küste entfernt beobachtet wurden. Auf Satellitenbildern kann man die Seewindfront im allgemeinen gut erkennen (Abb. 2.32). Der Seewind dringt normalerweise mit einer Geschwindigkeit von 5 bis 10 Knoten landeinwärts vor. Die Windgeschwindigkeit hängt vom maximalen Temperaturgegensatz zwischen Land und Meer sowie von der Wolkenbildung an der Seewindfront ab. Manchmal verlagern sich Seewindfronten am frühen Nachmittag langsamer, dafür am Spätnachmittag wieder beschleunigt landeinwärts.

Abbildung 2.32

Komplexe konvektive Strukturen über Südschweden. In einer leichten westlichen Strömung erkennt man den gut ausgebildeten Seewind entlang der Ostküste und Konvergenzzonen, die durch die Seebrisen der Seen hervorgerufen sind



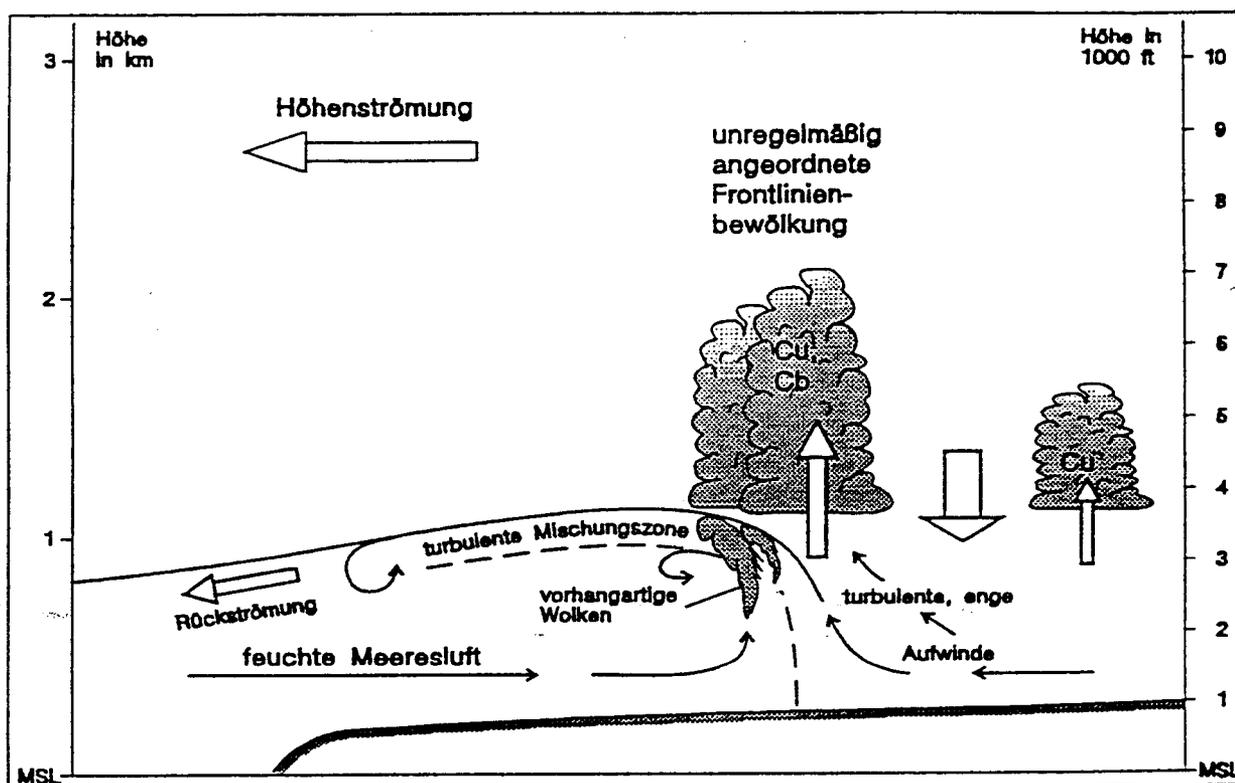
Normalerweise weist der Seewind einen typischen Tagesgang, der vom Temperaturgegensatz zwischen Land und Meer sowie von der Größe des Zirkulationssystems abhängt. Bei kleinen Systemen, die nur wenig ins Land vordringen, folgt der Seewind dem Tagesgang der Aufheizung durch die Sonne. Bei großen Systemen, die weit ins Land vordringen, kann der Seewind die ganze Nacht hindurch andauern.

2.4.2.2 Merkmale der Seewindfront

Die wichtigsten Merkmale einer Seewindfront sind in Abb. 2.33 dargestellt:

- Thermische Konvektion über Land mit einer in der Höhe seawärts gerichteten Rückströmung
- Schwache Strömung im Bereich der Konvergenz. Die Warmluft muß über die Kaltluft aufsteigen und bildet eine schmale Zone mit kräftigen Aufwinden. Sie ist oft durch ein Band konvektiver Wolken oder durch eine markante Änderung der Sichtweite gekennzeichnet. Hier befindet sich eine schmale Frontalzone zwischen den zwei unterschiedlichen Luftmassen
- Flaches Einfließen der Seeluft landeinwärts (Seebrise). Ein Teil dieser Luft steigt an der Front auf und strömt unter der wärmeren Luft in Richtung Meer zurück. Dies führt zur Ausbildung einer ausgeprägten Inversion über der Seeluft
- Bildung vorhangsähnlicher Wolkenformen an der kühlen und feuchten Seite der Seewindfront. Die Seeluft hat oft einen höheren Taupunkt als die Luft über Land. Wenn die Seeluft dann an der Front aufsteigt, führt dies zu einer niedrigeren Wolkenbasis, und es bilden sich unregelmäßige Wolkenformen ähnlich einem Vorhang.

Abbildung 2.33 Querschnitt durch eine Seewindzirkulation



2.4.2.3 Auswirkungen der Orographie auf den Seewind

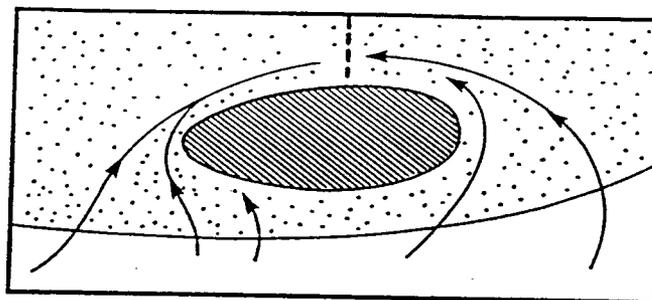
Auf einer schmalen Halbinsel kann eine Seebrise von beiden Seiten landeinwärts wehen und in der Mitte eine Konvergenzlinie bilden. Weht der synoptische Wind quer zur Längsrichtung der Halbinsel, so wird die Konvergenzlinie in Strömungsrichtung verlagert.

Die Höhe der Seewindzirkulation ist normalerweise so gering, daß das Vordringen der Seebrise landeinwärts durch Geländehöhe beeinflusst wird. Ein Küstengebiet mit Erhebungen, die hoch in die eindringende Seeluft hineinreichen, bewirkt eine Ablenkung des Seewindes oder beendet sein weiteres Vordringen. Ein isolierter Berg kann zu einer Konvergenzlinie auf der landzugewandten Seite führen: die beiden Äste der umströmenden Seeluft treffen sich auf der Rückseite (Abb. 2.34).

An Küstengebirgen verstärken die konvektiven Hangaufwinde den Seewind und die Seewindfront. Bei geringen Entfernungen zwischen den Bergen und dem Meer, wie z.B. am Mittelmeer, kann die Seebrise schon am frühen Morgen einsetzen, während der Bergwind noch aktiv ist. Die Seewindfront wirkt dann wie ein virtueller Berggrücken, an dem sich Wellen bilden können, bis die Seewindfront die Kammlagen der Berge erreicht hat.

Abbildung 2.34

Seewindfront bei der Umströmung eines Hügels



2.4.2.4 Auswirkungen des Seewindes auf den Segelflug

Kühle Luft, die vom Meer oder einem größeren See durch den Seewind herantransportiert wird, muß länger aufgeheizt werden, bis Thermik entsteht. Das hat zur Folge, daß der Seewindeinfluß den thermischen Segelflug in einem mehr oder weniger breiten Küstenstreifen oft unmöglich macht. Hier ist die Seebrise nach oben hin durch eine tief liegende Inversion begrenzt. Die küstennahe Thermik reicht daher nur bis in geringe Höhen und ist relativ schwach. Aus diesem Grund ist es wenig wahrscheinlich, auf der dem Meer zugewandten Seite der Seewindfront nutzbare Thermik zu finden. Auf der warmen Seite der Seewindfront ist dagegen die Konvektion normal ausgebildet und bietet gute Segelflugbedingungen parallel zur Küste. In der Konvergenzlinie eines voll entwickelten Seewindsystems kann die Flugzeit mitunter bis zum Sonnenuntergang verlängert werden, selbst wenn im Landesinneren die Thermik schon zum Erliegen gekommen ist.

2.4.3 Konvergenzlinien

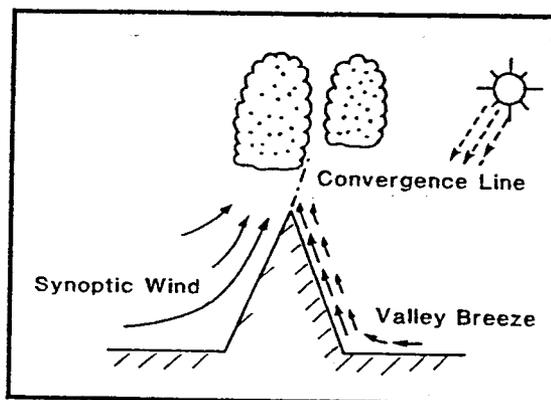
Kurzzeitig auftretende Konvergenzlinien unterschiedlicher Größenordnungen kommen in der Atmosphäre reichlich vor. Neben den Konvergenzlinien im synoptischen Scale gibt es auch kleinräumige Konvergenzlinien, die ähnliche Merkmale aufweisen wie Seewindfronten. Sie bilden sich meist dort, wo der Untergrund unterschiedlich aufgeheizt wird. Folgende Gründe können für die räumlich unterschiedliche Erwärmung verantwortlich sein:

- Keine oder verzögerte Aufheizung aufgrund von Nebel, Wolken oder Schauern in unmittelbarer Nachbarschaft zu einem Gebiet mit starker Aufheizung sonnenbeschienener Oberflächen
- Flach- und Bergland werden unterschiedlich stark aufgeheizt, so daß ein horizontaler Temperaturgradient entsteht
- Kleinere ortsfeste Konvergenzlinien bilden sich häufig an Bergrücken, die mehr Strahlung erhalten als das umliegende Flachland, vor allem dann, wenn der Wind parallel zum Bergrücken weht.

Kleinräumige Konvergenzlinien können aber auch strömungsbedingt entstehen. Diese Konvergenzlinien entstehen z.B. dort, wo ein Berg- oder Talwind und der synoptische Wind aufeinandertreffen. Im Gebirge kann eine Konvergenzlinie mit unterschiedlichen Wolkenuntergrenzen über den Bergrücken entstehen, wenn z.B. ein Talwind von Süden gegen einen synoptischen Wind aus Nord strömt (Abb. 2.35).

Abbildung 2.35

Konvergenzlinie über einem Bergrücken



2.4.4 Wolkenstraßen

Wolkenstraßen stellen für Segelflieger eine sehr gut nutzbare, organisierte Form der Thermik dar. Sie ermöglichen dem Piloten hohe Reisegeschwindigkeiten, indem er im Aufwind unter den Wolkenstraßen entlang fliegt, ohne kreisen zu müssen. Wolkenstraßen erstrecken sich bisweilen über mehrere hundert Kilometer und sind auf Satellitenbildern gut erkennbar (Abb. 2.36).

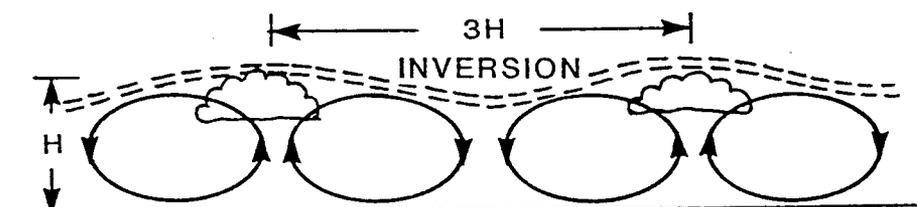


Abbildung 2.36 Satellitenbild von Wolkenstraßen

Wolkenstraßen bestehen aus regelmäßig angeordneten Aufreihungen von Cumuluswolken. Ein Schnitt senkrecht zur Windrichtung (Abb. 2.37) verdeutlicht die Querkirkulation. Dieses System benötigt für die Vertikalbewegung bei einem gekrümmten Windprofil am wenigsten Energie (Kuettner, 1971). Bei geringer Luftfeuchtigkeit können derartige Aufwindreihungen auch ohne Wolkenbildung bestehen.

Abbildung 2.37

Schnitt durch eine Wolkenstraße senkrecht zur Strömung mit einer charakteristischen Querkirkulation



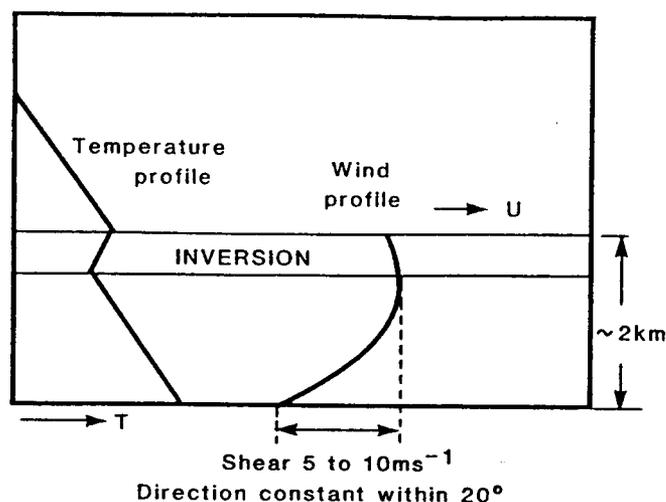
2.4.4.1 Voraussetzung für die Bildung von Wolkenstraßen

Die Voraussetzungen für die Bildung von Wolkenstraßen sind:

- Stärkerer Wind in Bodennähe
- Nahezu konstante Windrichtung innerhalb der konvektiven Grenzschicht
- Inversion oder stabile Schicht als obere Begrenzung der konvektiven Zirkulation
- Ein gekrümmtes Windprofil (siehe Abb. 2.38). Die Windgeschwindigkeit sollte mit der Höhe zunehmen bis zu einem Spitzenwert von mindestens 10 m/s im mittleren oder oberen Bereich des Konvektionsraumes. Oberhalb davon kann die Windgeschwindigkeit zu- oder abnehmen.

Abbildung 2.38

Profile von Temperatur
und Windgeschwindigkeit
bei Wolkenstraßen



2.4.4.2 Räumliche Verteilung und Ausrichtung der Wolkenstraßen

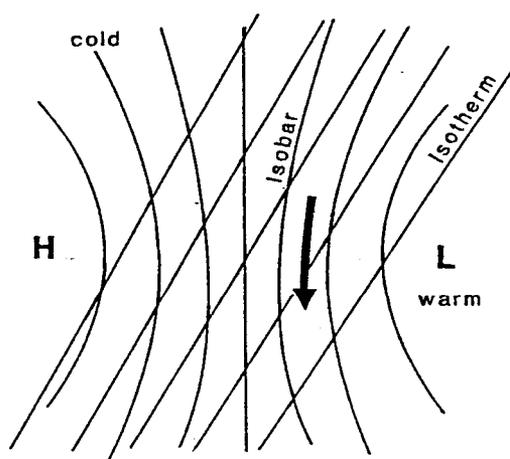
Gut ausgebildete Wolkenstraßen treten bevorzugt über dem Flachland mit homogenen Energieumsatzbedingungen auf. Beobachtungen haben gezeigt, daß der Abstand zwischen zwei benachbarten Wolkenstraßen ungefähr das Dreifache der Höhe des Konvektionsraumes (= Obergrenze der Wolken) beträgt. Die Aufreihungen sind bis auf wenige Grad genau parallel zur Windrichtung in der konvektiven Grenzschicht ausgerichtet. Krümmungen in der Strömung finden ihren sichtbaren Ausdruck in Krümmungen der Wolkenstraßen. Einzelne Aufreihungen von Cumuluswolken können sich oft 100 km oder mehr stromab erstrecken. Ein Gebiet mit Wolkenstraßen kann eine Ausdehnung von über 1000 km in Windrichtung und über 500 km quer zur Windrichtung erreichen. Auf Satellitenbildern mit einer sehr hohen Auflösung wurden schon bis zu 100 parallele Wolkenstraßen festgestellt.

2.4.4.3 Synoptische Bedingungen

Die synoptischen Bedingungen für die horizontale Druck- und Temperaturverteilung zur Entstehung von Wolkenstraßen sind in Abb. 2.39 schematisch dargestellt.

Abbildung 2.39

Verlauf der Isobaren am Boden und der für die Grenzschicht repräsentativen Isothermen bei einer günstigen Situation für die Bildung von Wolkenstraßen



Es muß Kaltluftadvektion vorherrschen. Daraus resultiert eine Komponente des thermischen Windes, die ein gekrümmtes Windprofil verursacht. Wolkenstraßen bilden sich meist in einer ausgeprägten Kaltluftströmung, sie werden aber auch in kräftigen Strömungen feuchter Warmluft, z.B. im Warmsektor einer Zyklone, beobachtet. Die konvektive Grenzschicht, in der die Wolkenstraßen auftreten, ist selten mehr als zwei Kilometer hoch. Bei einer vertikalen Scherung des Windes oberhalb der Grenzschicht können sich thermische Wellen über den Wolkenstraßen bilden (siehe hierzu Kap. 4).

2.4.5 Thermik aus künstlichen Wärmequellen

Künstliche Wärmequellen können zur Auslösung und Verstärkung von Thermik führen. Grund dafür ist eine erhöhte Wärmezufuhr in die Atmosphäre. Künstliche Wärmequellen sind z.B.:

- Strohfeuer nach der Getreideernte
- Kühltürme von Kraftwerken.

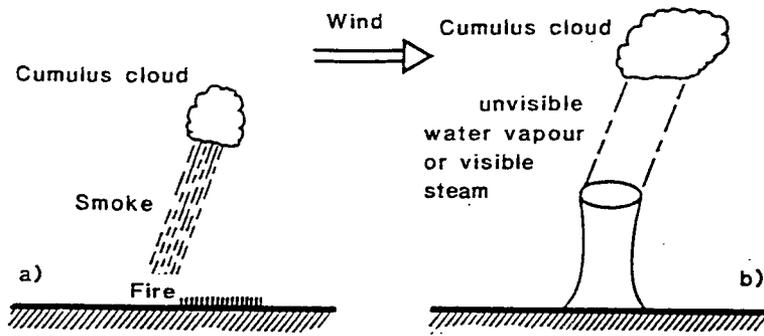


Abbildung 2.40 Schematische Darstellung der Thermik über
 a) Strohfeder und
 b) Kühltürmen

Wegen der hohen Energiedichte dieser Wärmequellen ist die daraus entstehende Konvektion mitunter recht eng und sehr turbulent. Insbesondere die Aufwinde von Kühltürmen sind bei schwachem horizontalem Wind mit extrem starker Turbulenz verbunden. Manchmal können mit der Industriethermik einige hundert Höhenmeter mehr gewonnen werden als mit der natürlichen Thermik. Die Sicht wird oft durch Rauch oder bei Kühltürmen durch stärkeren Dunst oder die Kühlturmfahne beeinträchtigt. Bei Kühltürmen ist häufig mit einem niedrigeren Kondensationsniveau wegen der erhöhten Luftfeuchtigkeit zu rechnen. Die "künstliche Thermik" ist am Vormittag für einen frühen Abflug vor dem Einsetzen der natürlichen Thermik und am Abend für die Verlängerung der Strecke von Bedeutung. Tagsüber, unter normalen Streckenflugbedingungen, fällt die künstliche Thermik weniger ins Gewicht. Industrie- bzw. Kühlturmthermik wird daher bewußt in die Streckenflugplanung (z.B. im Raum Aachen - Köln) einbezogen.