

Kapitel 3

Die Vorhersage von Leewellen

3.1 Eigenschaften von Wellenströmungen und Leewellen

In ausgedehnten horizontalen Luftströmungen mit höherer Windgeschwindigkeit treten häufig wellenförmige Schwingungen auf, deren Aufwindgeschwindigkeiten größer sind als die Sinkgeschwindigkeit eines Segelflugzeuges. Deshalb kann ein Segelflieger in den Aufwindästen dieser Wellen Höhe gewinnen. In den quasi-laminaren Wellenströmungen werden im allgemeinen sehr ruhige, turbulenzarme Aufwinde angetroffen.

Wellenströmungen entstehen wie folgt: Zunächst befindet sich die Luft im hydrostatischen Gleichgewicht (= Gleichgewicht zwischen der vertikal nach oben wirkenden Druckgradientkraft und der nach unten wirkenden Schwerkraft). Wenn nun in einer stabil geschichteten Atmosphäre ein Luftvolumen durch eine Störung aus dieser Gleichgewichtslage vertikal ausgelenkt wird, entsteht eine Rückstellkraft, die das Luftvolumen in seine Ausgangslage/-höhe zurück beschleunigt. Aufgrund seiner Trägheit schießt aber dieses Luftvolumen über die Gleichgewichtslage hinaus und der Vorgang wiederholt sich periodisch. Über diesen Schwingungsvorgang entsteht in der Strömung schließlich ein Wellensystem.

Ursachen für die Störungen, die zu einer Wellenströmung führen, können zum Beispiel die auslenkenden Kräfte einer Scherströmung oder Strömungshindernisse sein. Im ersten Fall entstehen Scherungswellen, im zweiten Fall thermische Wellen, wenn das Hindernis ein thermischer Aufwind ist (siehe hierzu Kapitel 4), oder Leewellen, wenn das Strömungshindernis ein Berg oder ein Gebirge ist. Die stärksten Wellen findet man im Lee von Gebirgsketten. Sie werden als "Leewellen" (im englischen als "Mountain waves") bezeichnet.

Die Leewellen wurden im Jahre 1933 durch deutsche Segelflieger im Riesengebirge entdeckt. Bereits 1937 wurden mit Segelflugzeugen in Leewellen Höhen über 7000 m erreicht. Die bisher größte mit einem Segelflugzeug erreichte Höhe war 1989 in den Leewellen der Sierra Nevada (USA) mit 14938 m. Die bisher weitesten Streckenflüge von über 2000 km wurden ebenfalls überwiegend in Leewellen über Neuseeland geflogen. Wolkenbeobachtungen und Berichte von Jetpiloten zeigen, daß Wellenströmungen bis in Höhen von über 30 km reichen können. Meteorologisch ist es denkbar, daß Segelflugzeuge auch wandernde Wellen im Bereich von Jetstreams nutzen können.

Abb. 3.1 zeigt die typische Form der Stromlinien einer gut entwickelten Welle im Lee einer Bergkette. Dargestellt sind alle charakteristischen Wettererscheinungen, wie z.B. Lenticulariswolken, Rotorwolken, Turbulenzonen sowie Staubewölkung, Föhnmauer und die föhnige Aufheitzungszone im Lee. Die Staubewölkung bildet sich an der Luvseite der Bergkette. Sie wird durch die Abwärtsbewegung an der Leeseite wieder aufgelöst und sieht manchmal wie ein "Wolkenwasserfall" oder eine hohe Wolkenmauer ("Föhnmauer") aus. Das leeseitige Absinken bewirkt oft Wolkenlücken (in den Alpen als "Föhnklücken" bekannt), die manchmal auch in einer sehr feuchten Luftmasse Sichtflüge erlauben.

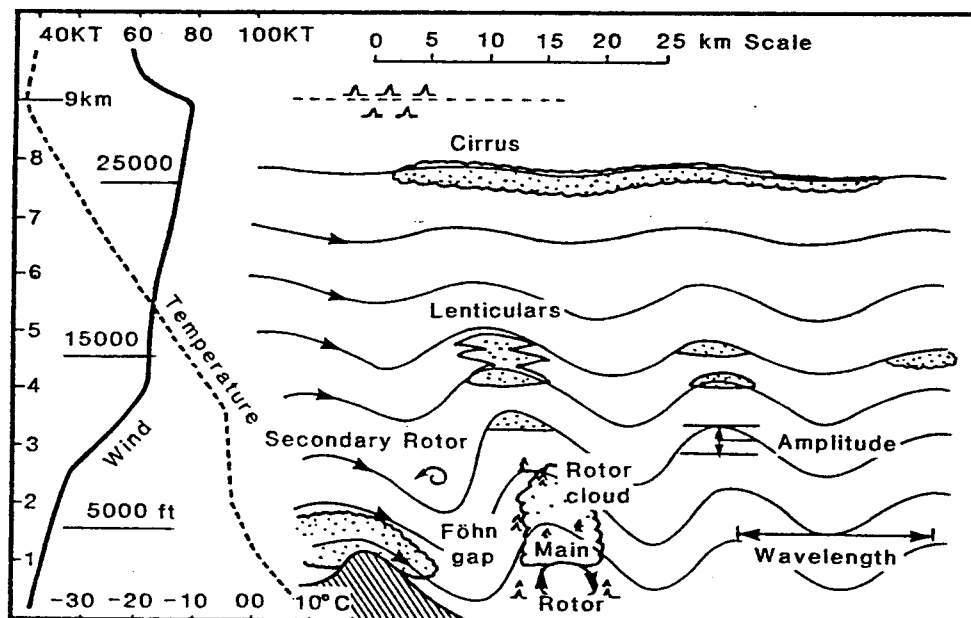


Abbildung 3.1 Schematische Darstellung der charakteristischen Wettererscheinungen bei Leewellen

In den vergangenen Jahrzehnten ist eine Vielzahl von Veröffentlichungen über Leewellen erschienen. Eine Zusammenfassung von Beobachtungen und theoretischen Studien enthält die WMO-Technical Note Nr. 127 "The Airflow over Mountains, Research 1958-72" (1973) und der Aufsatz von Ronald B. Smith: "The Influence of Mountains on the Atmosphere" (1979). Diese Veröffentlichungen enthalten auch umfangreiche Literaturübersichten zu diesem Thema.

3.2 Merkmale von Leewellen

Voraussetzung für die Bildung von Leewellen ist ein quer zur Strömung stehendes Hindernis in Form einer Bergkette oder eines Gebirges und eine horizontale Luftströmung, die die kinetische Energie für die Wellenbewegungen beim Überströmen liefert. Da es sich bei Leewellen um Schwerewellen handelt, ist eine stabile Schichtung eine weitere notwendige Bedingung. Besonders günstig ist dabei eine stabile Schicht/Inversion oberhalb der Kammhöhe des Gebirges. Die Windrichtung ist dann besonders günstig, wenn das Strömungshindernis senkrecht oder zumindest innerhalb eines Sektors mit $\pm 30^\circ$ (Grenzwert $\pm 45^\circ$) dazu angeströmt wird. Auch die Windgeschwindigkeit muß einen gewissen Mindestgrenzwert überschreiten, der von der Stabilität der Atmosphäre und von der Hindernisform und -höhe abhängt. Die Erfahrung zeigt, daß für Hügel und Berge bis ca. 1000 m Höhe bereits eine kammsenkrechte Windkomponente von 8-10 m/s (15-18 kt) und für die Alpen ein unterer Grenzwert von 10-15 m/s (18-27 kt) für das Auftreten von Wellenerscheinungen ausreicht.

Leewellen können prinzipiell zu jeder Jahreszeit auftreten. Im Winterhalbjahr ist jedoch durch die höheren Windgeschwindigkeiten und eine stabilere Schichtung die Wahrscheinlichkeit für ihr Auftreten am größten (siehe Abb.3.2).

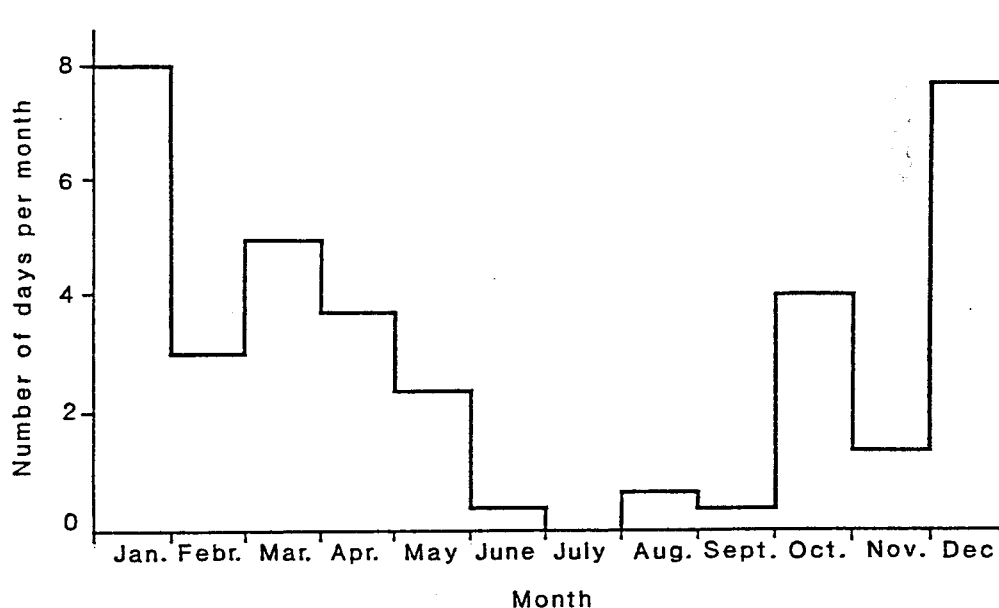


Abbildung 3.2 Monatliche Häufigkeitsverteilung der Leewellen-Bewölkung in Europa (nach Cruette, 1973)

3.2.1 Wellentypen

Es gibt zwei Grundtypen von Leewellen. Beim ersten Typ breitet sich die Wellenenergie vertikal nach oben aus. Beim zweiten Typ erfolgt die Energieausbreitung dagegen horizontal in Strömungsrichtung. Welcher von beiden Typen vorherrscht, hängt vom vertikalen Wind- und Temperaturprofil sowie von der Form und der Höhe der Bergkette ab.

Der erste Typ, die sogenannte "Ausbreitungswelle" (engl.: "vertically propagating wave"), kann aufgrund ihrer großen Amplitude bis in die Stratosphäre hineinreichen. Sie ist stromab stark gedämpft und hat daher nur wenige oder gar keine sekundären Wellen. Die Linien gleicher Wellenphase sind gegen die Strömung geneigt. Die Wellenlängen liegen im allgemeinen zwischen 15 und 30 km, in extremen Situationen können sie aber auch deutlich größer sein. Ausbreitungswellen sind gekennzeichnet durch eine einzelne, sehr hohe dachartige Wolke, deren Vorderkante parallel zur Bergkette verläuft (senkrecht zur Strömungsrichtung). Die Ausbreitungswelle eignet sich am besten für große Höhenflüge.

Der zweite Typ, die sogenannte "Resonanzwelle" (engl.: "trapped wave"), ist gekennzeichnet durch viele hintereinander liegende Wellenschwingungen (bis zu 20 oder mehr), deren Wellenwolken in Satellitenbildern manchmal spektakulär aussehen. Die Linien gleicher Wellenphase stehen nahezu senkrecht. Die Wellenlängen betragen im allgemeinen 5 bis 15 km. Die Resonanzwellen reichen nicht so hoch (3-5 km) wie die Ausbreitungswellen, da sie zwischen dem Erdboden und einem Bereich mit einem Maximum der Windgeschwindigkeit, das die Wellenenergie reflektiert, quasi "gefangen" sind (daher werden sie englisch auch "trapped wave" genannt). Resonanzwellen eignen sich für mittelhohe Wellenflüge und können für Rückenwind- und geschlossene Streckenflüge genutzt werden.

Meistens treten Leewellen als Mischformen der beiden Wellentypen auf (siehe Abb. 3.3).



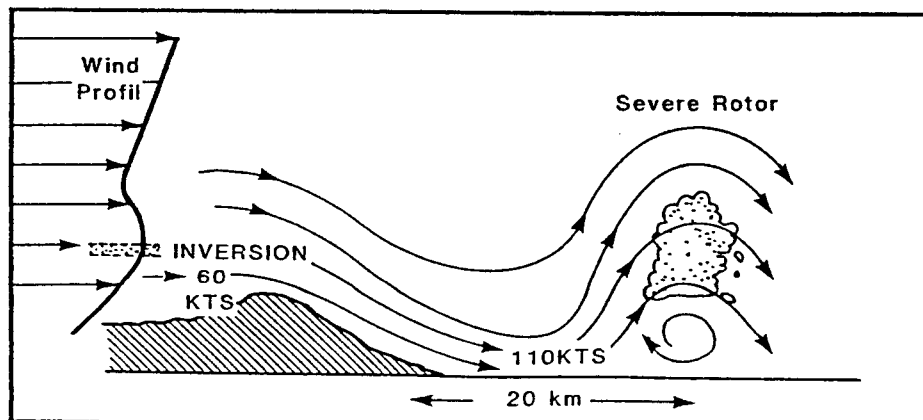
Abbildung 3.3 Satellitenbild einer Wellenwetterlage im Lee der kanadischen Rocky Mountains

3.2.2 Rotoren

Unterhalb der quasi-laminaren Wellenströmung sind fast immer walzenförmig rotierende turbulente Luftströmungen, sogenannte "Rotoren", vorhanden (siehe Abb. 3.4). Rotoren können weit über den Gipfelbereich hinausreichen und bestehen oft aus ungewöhnlich starken Auf- und Abwinden. Die Turbulenz eines Rotors kann besonders unter der ersten Welle sehr gefährlich sein, wenn z.B. ein Schleppzug einen Rotor unterhalb der Rotorbewölkung durchquert, um gegen die Strömungsrichtung den Aufwind der Primärwelle zu erreichen.

Abbildung 3.4

Schematische Darstellung eines Strömungsprofils mit Windzunahme im Lee und einem starken Rotor



3.2.3 Wolkenformen

Wellenwolken (lenticularis) sind die besten Indikatoren für Wellenaktivität. Sie sind quasi-stationär und werden durchströmt, wobei sie sich an der scharf berandeten Luvseite laufend neu bilden und an der meist diffuseren Leeseite wieder auflösen. Wellenwolken haben meist ein linsenförmiges Aussehen (Föhnfische, Linsenwolken) und treten häufig in mehreren Schichten auf (siehe Abb. 3.5).



Abbildung 3.5 Mehrschichtige Lenticulariswolke

Rotorwolken haben dagegen ein cumulusförmiges Aussehen, allerdings ohne die für Cumuluswolken charakteristische geradlinige Basis. Im Zeitrafferfilm kann man die walzenförmige Rotationsbewegung gut erkennen.

3.2.4 Brechende Wellen

Unter dem Einfluß starker vertikaler Windscherungen können die Wellenflanken so steil werden, daß die Wellen - ähnlich wie bei der Meeresbrandung - brechen. Das Wellenbrechen führt zu schwerster Turbulenz, weil dadurch in der stabil geschichteten Atmosphäre kalte Luft über die darunter liegende warme Luft geworfen wird und somit eine starke lokale Instabilität auftritt. In den niedrigeren Schichten wird Wellenbrechen häufig im Bereich der Rotoren beobachtet. Brechende Wellen treten auch häufig in der unteren Stratosphäre nahe der Tropopause auf (z.B. im Bereich negativer Windscherung oberhalb einer Strahlstromachse).

3.2.5 Extreme Wellen- und Rotorsituationen

In extremen Fällen kann eine hohe Bergkette eine wasserfallartig schießende Strömung der Atmosphäre hervorrufen, bei der die Troposphäre im Lee auf die Hälfte ihrer ursprünglichen Höhe zusammengedrängt werden kann und die Amplitude der Stromlinien mehr als 6 km erreichen können. Strömungen dieser Art sind mit starken Hangabwinden verbunden, die in Bodennähe mehr als 50 m/s erreichen können. An der leeseitigen Begrenzung der schießenden Strömung wird im Bereich der Rotoren (analog zu einem hydraulischen Sprung) schwerste Turbulenz angetroffen (Abb. 3.6). Diese Rotoren haben eine geradlinige Vorderkante. Sie sind unter Umständen weit im Lee der Bergkette anzutreffen und können über lange Strecken (100 km und mehr) parallel zum Gebirgskamm verlaufen.

Extreme Wellen- und Rotorsituationen sind in Mitteleuropa nicht allzu häufig. Sie können als kalte Fallwinde, z.B. der Dinarischen Alpen als Bora, oder als warmer Südföhn am Alpennordrand auftreten. Am 8. November 1982 trat ein Südföhneignis auf, das am nördlichen Alpenrand in der Schweiz, in Österreich und in Deutschland schwere Sturmschäden verursachte. Dieses Ereignis war Anlaß für eine Meßkampagne mit mehreren Flugzeugen (siehe Abb. 3.6).

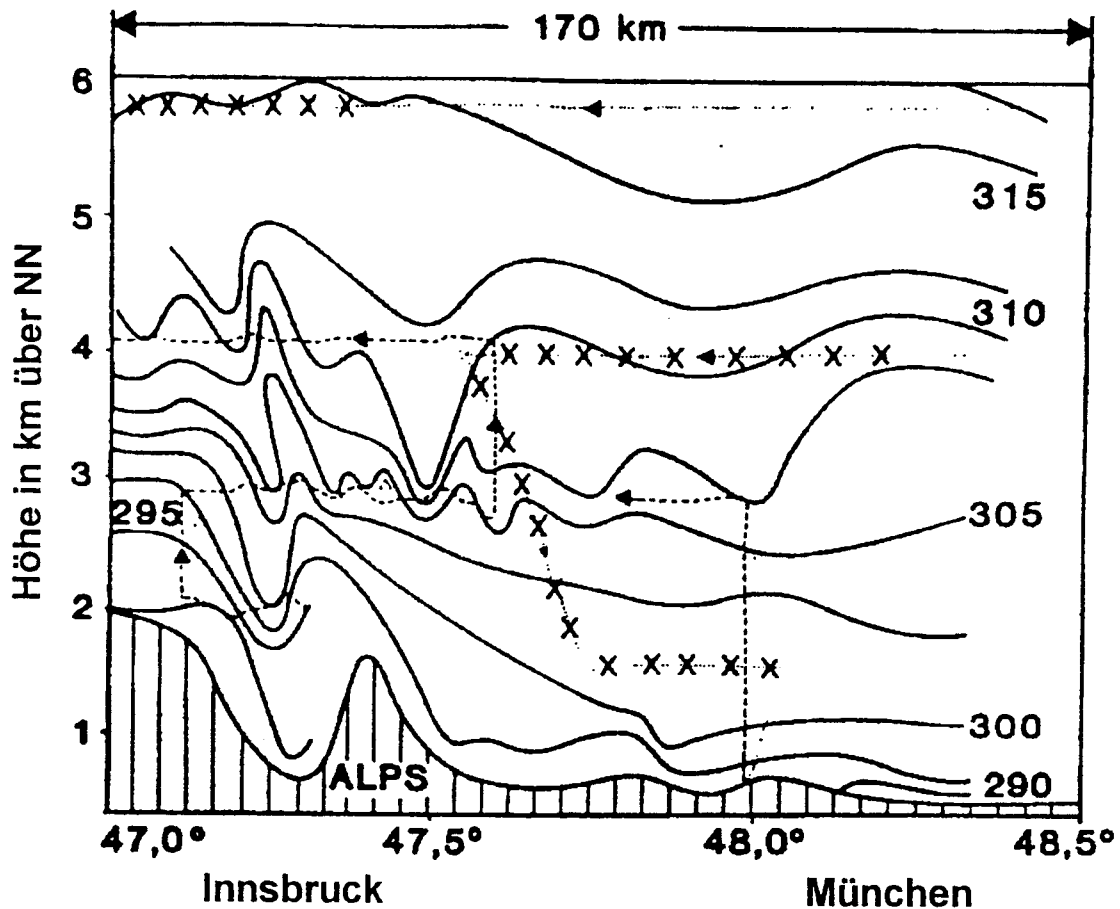


Abbildung 3.6 Vertikalschnitt (Nord-Süd) der potentiellen Temperatur (in K) am 8. November 1982 aus Flugzeugmeßdaten. Die gestrichelten Linien sind die Flugstrecken der Meßflugzeuge. Die Kreuze markieren mäßige Turbulenz. Die Abbildung zeigt die Leewellen nördlich des Alpenhauptkammes (Brennerpaß) bei der vorherrschenden südlichen Strömung (nach Hoinka, 1985).

3.3 Wellenbildung und Wellenmuster

Die Entwicklung von Leewellen hängt von den Merkmalen der Luftströmung und den topographischen Gegebenheiten ab.

3.3.1 Merkmale der Luftströmung

Die zwei Hauptfaktoren für die Wellenentwicklung bei der Gebirgsüberströmung sind die Temperaturschichtung und das vertikale Windprofil. In Abb. 3.7 ist der empirische Zusammenhang zwischen dem vertikalen Windprofil und der Leewellenbildung dargestellt. Da Wellenbewegungen nur in stabil geschichteter Luft möglich sind, muß das vertikale Temperaturprofil entsprechende Gradienten aufweisen. Dies ist vor allem im Spätherbst, im Winter und im Frühjahr der Fall. Eine stabile Schichtung/Inversion in oder oberhalb der Kammhöhe der Gebirgskette ist ebenfalls eine notwendige Bedingung für die Wellenbildung. Sie stellt sicher, daß die Kaltluft unterhalb der Inversion die leeseitigen Hänge des Gebirges hinunterstürzt und daß es nicht zu einer Rezirkulation kommt.

Die Strömung sollte möglichst senkrecht zur Bergkette gerichtet sein und darf nicht mehr als $\pm 30^\circ$ von dieser Richtung abweichen (theoretischer Wert nach Scorer $\pm 55^\circ$). Die Strömung muß stark genug sein, um zu verhindern, daß lokale Störungen und konvektive Bewegungen die organisierte Wellenströmung überlagern. Dafür scheint eine Windschwindigkeit von 8-10 m/s (15-18 kt) im Mittelgebirge und 10-15 m/s (18-27 kt) im Hochgebirge in Kammhöhe das Minimum zu sein (Abb. 3.8).

Die Wellenaufwinde sind annähernd proportional zur Windgeschwindigkeit. Daher weist ein günstiges Windprofil eine Geschwindigkeitszunahme mit der Höhe auf Werte von 20-25 m/s (36-45 kt) auf. Ein mit einem scharfen Maximum versehenes Strahlstromprofil ist jedoch für große Wellenamplituden nicht günstig, da es zu einer wellenreflektierenden Schicht führt, unterhalb der die Wellen "gefangen" sind (trapped wave). Ein günstiges Windprofil hat einen kontinuierlichen Verlauf mit einem breiten Geschwindigkeitsmaximum bei etwa 40 m/s (72 kt).

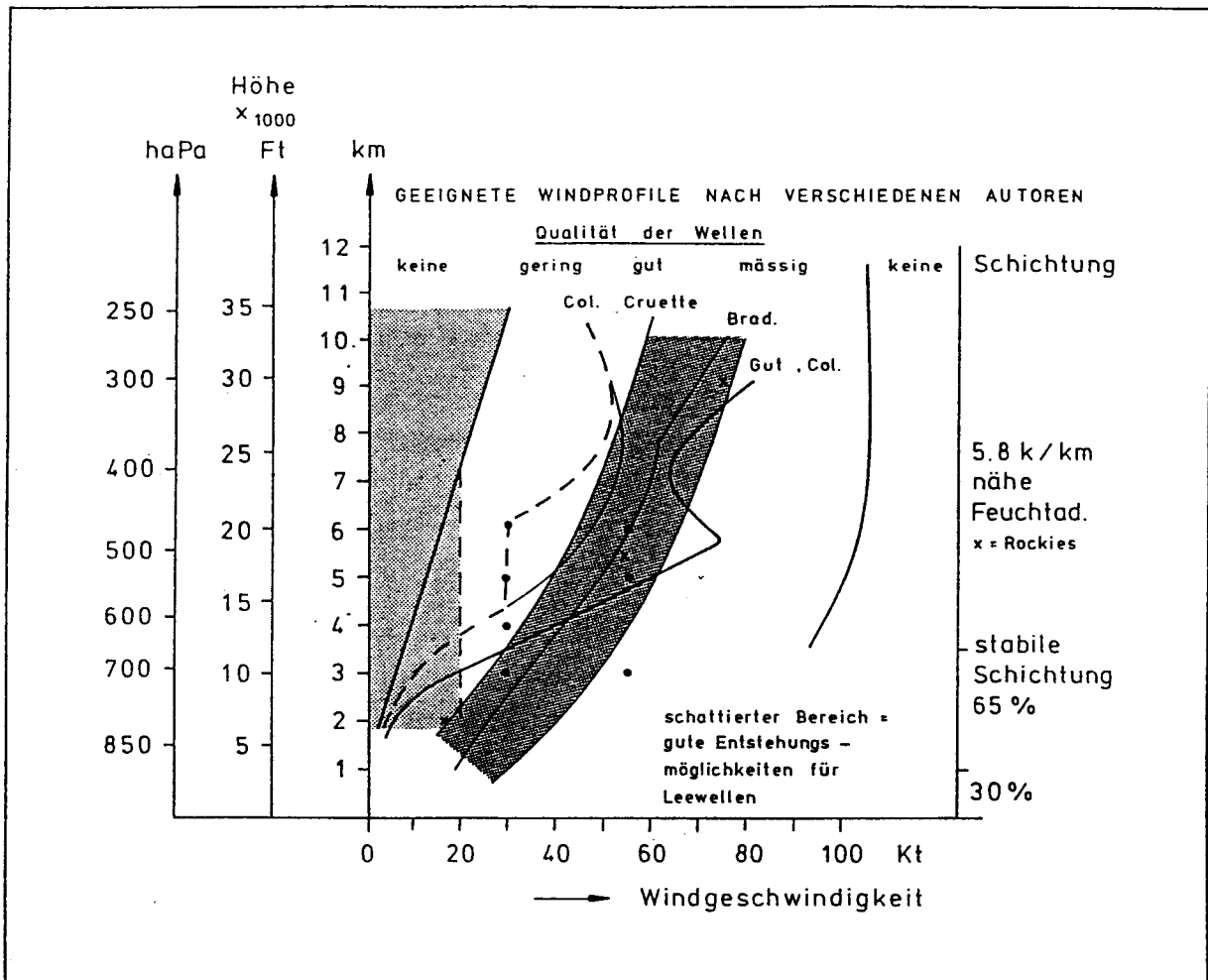


Abbildung 3.7 Empirischer Zusammenhang zwischen dem vertikalen Windprofil und der Leewellenbildung bei einer maximal zulässigen Winddrehung mit der Höhe von 30°.

Zur Ausbildung von starken Leewellen ist eine geeignete Kombination von vertikalem Wind- und Temperaturprofil am günstigsten. Die Beziehung zwischen beiden wird durch den sogenannten "Scorer-Parameter" I nach Scorer (1953) ausgedrückt durch

$$I = \sqrt{N^2 - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}}$$

mit $N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}$ (Brunt-Vaisala-Frequenz),

wobei U - die horizontale Windgeschwindigkeit in m/s,
 g - die Erdbeschleunigung in m/s²,
 θ - die potentielle Temperatur in K und
 z - die Höhe in m ist.

Der zweite Term unter der Wurzel in der Gleichung des Scorer-Parameters, der die Krümmung des Windprofils beschreibt, kann häufig vernachlässigt werden. Der Scorer-Parameter I kann als Wellenzahl der "natürlichen Wellenlänge" λ_n eines Luftteilchens interpretiert werden, das frei in einer stabil geschichteten Umgebung schwingt, mit

$$\lambda_n = 2\pi / I$$

Dabei handelt es sich um eine theoretische Größe, die für isolierte Luftteilchen gilt, die in ihrer Umgebung vertikal schwingen. In Wirklichkeit schwingt aber die ganze Luftmasse. Da sich I mit der Höhe ändert, gilt für λ_n das gleiche. Daraus folgt, daß die natürliche Wellenlänge mit der Höhe zunimmt, wenn die Windgeschwindigkeit mit der Höhe anwächst. Im Gegensatz zu λ_n bezeichnet λ_m die Wellenlänge der Leewelle selbst, d.h. die Wellenbewegung der gesamten Luftmasse und nicht nur die eines einzelnen Luftteilchens. λ_m hängt auch noch von anderen Faktoren ab, wie z.B. der Gebirgsform. Damit Leewellen existieren können, muß die Wellenlänge λ_m in allen Höhen größer sein als λ_n . Wenn z.B. in einem Strahlstrom der Wind mit der Höhe so stark zunimmt, daß beide Wellenlängen in einer bestimmten Höhe gleich werden, kann sich die Leewelle nicht über diese kritische Höhe hinaus ausbreiten und sie wird nach unten reflektiert.

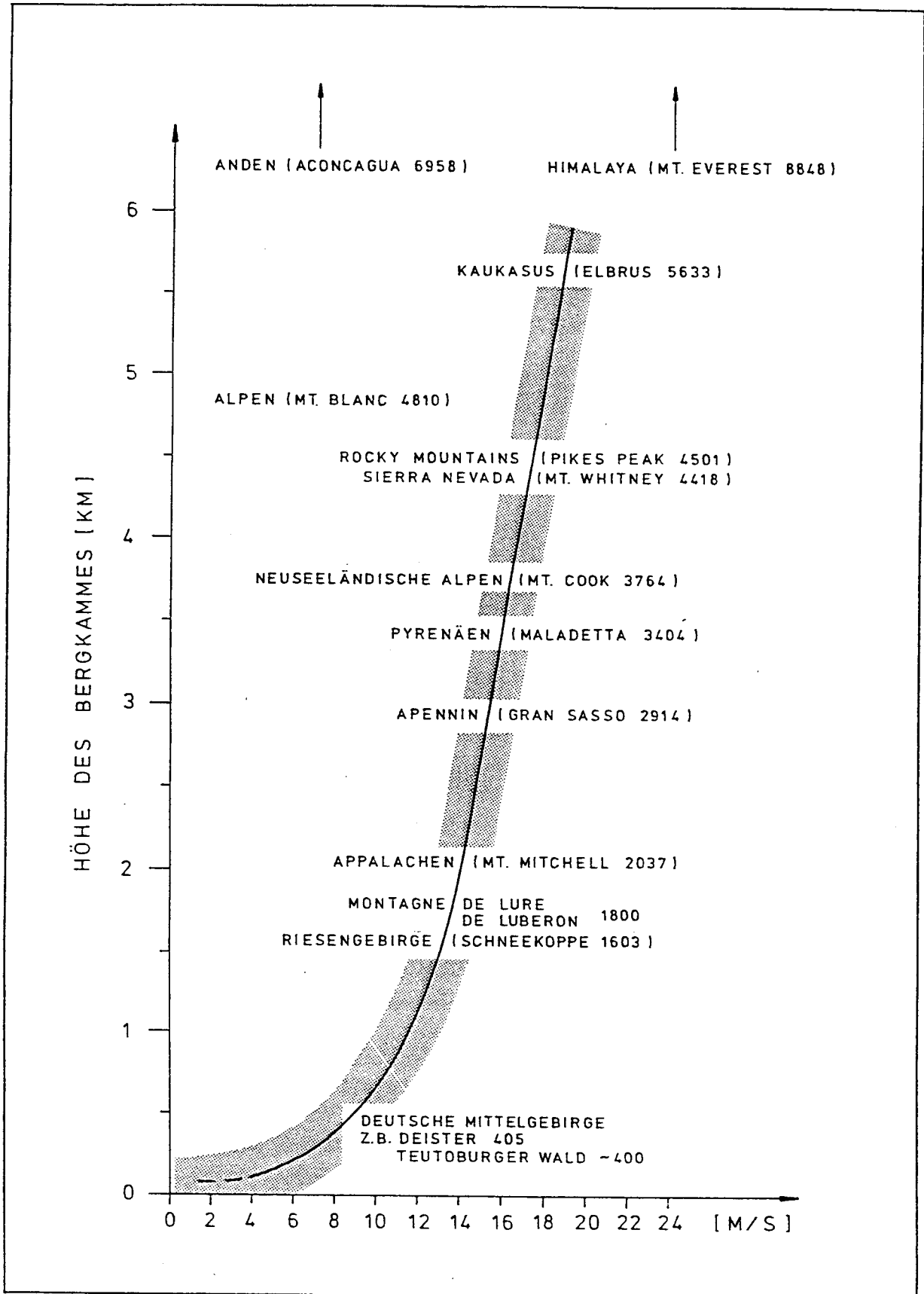


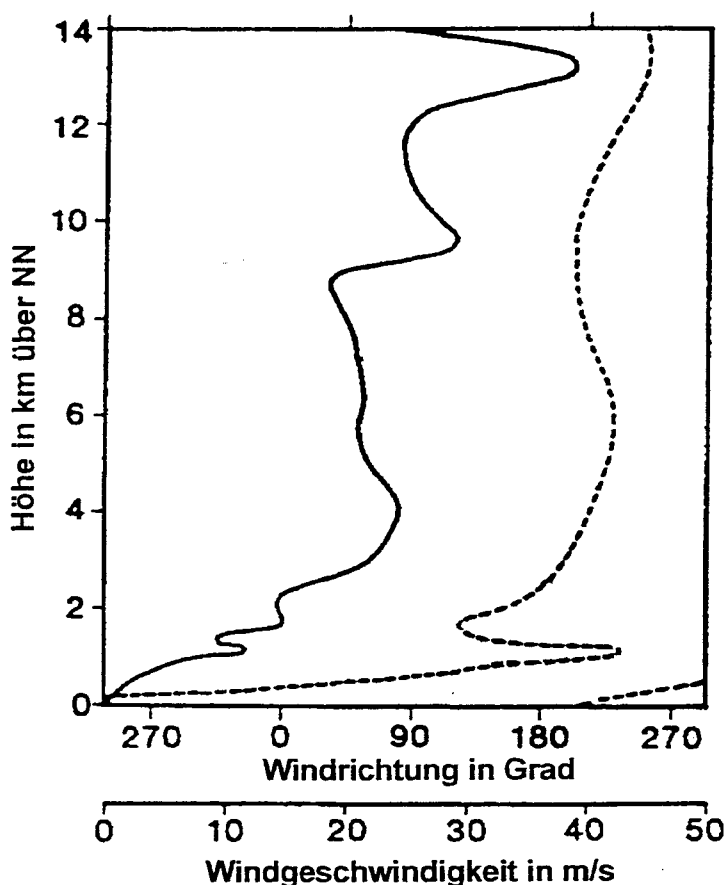
Abbildung 3.8

Zusammenhang zwischen der Mindestgeschwindigkeit des Windes in Kammhöhe und der Höhe der Bergkette aus Erfahrungswerten

Damit haben wir den Fall einer Resonanzwelle (trapped wave) in einer wellenleitenden Schicht zwischen dem Erdboden, bzw. dem oberen Rand der Grenzschicht, und dieser kritischen Höhe. Die Energie dieser Welle kann sich nicht mehr vertikal nach oben ausbreiten, sondern bleibt in der wellenleitenden Schicht "gefangen" und breitet sich stromabwärts aus (wie die Energie von Lichtwellen in einem Glasfaserkabel). In der wellenleitenden Schicht können sich viele hintereinanderliegende Wellenzüge mit kurzer Wellenlänge bilden. Solche Wellen wurden z.B. auch am 8. November 1982 nördlich von Innsbruck in einer Höhe von 3 km NN beobachtet (siehe Abb. 3.6). Die Ursache dafür, daß sich an diesem Tag eine wellenleitende Schicht bilden konnte, liegt am vertikalen Windprofil, das weit unterhalb des Strahlstromniveaus in 4 km Höhe ein ausgeprägtes Geschwindigkeitsmaximum aufwies (Abb. 3.9).

Abbildung 3.9

Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit (durchgezogen) und der Windrichtung (gestrichelt) südlich der Alpen über Mailand am 8. November 1982. Im Kammniveau der Alpen weht ein südlicher Wind. Die Windgeschwindigkeit erreicht in etwa 4 km Höhe mit 25 m/s ein sekundäres Maximum



3.3.2 Topographische Effekte

Die hauptsächlichen Einflußfaktoren der Topographie sind die Höhe der Bergkette, ihre seitliche Ausdehnung quer zur Windrichtung sowie die Höhe und Neigung ihres Leeabhanges. In Abb. 3.10 ist der Zusammenhang zwischen der Höhe der Berge und der erreichbaren Flughöhe in Leewellen (Erfahrungswerte) dargestellt. Danach können selbst niedrige Berge Leewellen mit großer vertikaler Amplitude erzeugen. So wurde z.B. über dem Deister, einer Bergkette von nur 300 m Höhe über dem norddeutschen Flachland, im Wellensegelflug eine Höhe von 8000 m erreicht.

Je höher ein Berg ist, desto stärker ist der Hinderniseffekt auf die Luftströmung und um so größer ist die Wahrscheinlichkeit, daß er in einen Bereich mit hohen Windgeschwindigkeiten hineinragt. Als Folge davon wird die Wellenlänge größer und die Wahrscheinlichkeit dafür geringer, daß sich ein Wellenleiter bilden kann, der die Wellenamplitude nach oben hin begrenzt. Wenn darüber hinaus die leeseitige Bergflanke hoch und steil ist, kann mit einer großen Amplitude und einer hohen Intensität der Vertikalbewegung gerechnet werden. Bei einem günstigen Windprofil (vergleiche Abschnitt 3.2.1) erzeugt ein hohes und leeseitig steil abfallendes Gebirge eine starke, für den Segelflug nutzbare Welle.

Eine quasi-zweidimensionale, langgestreckte Bergkette mit annähernd konstanter Höhe bietet im Gegensatz zu einem isoliert stehenden (dreidimensionalen) Berg der anströmenden Luft nicht die Möglichkeit der Umströmung, sondern erzwingt eine Überströmung.

Parallele Bergketten können die Amplituden der Leewellen verstärken, wenn die natürliche Wellenlänge mit dem Abstand der Bergketten übereinstimmt und es dadurch zu Resonanzerscheinungen kommt.

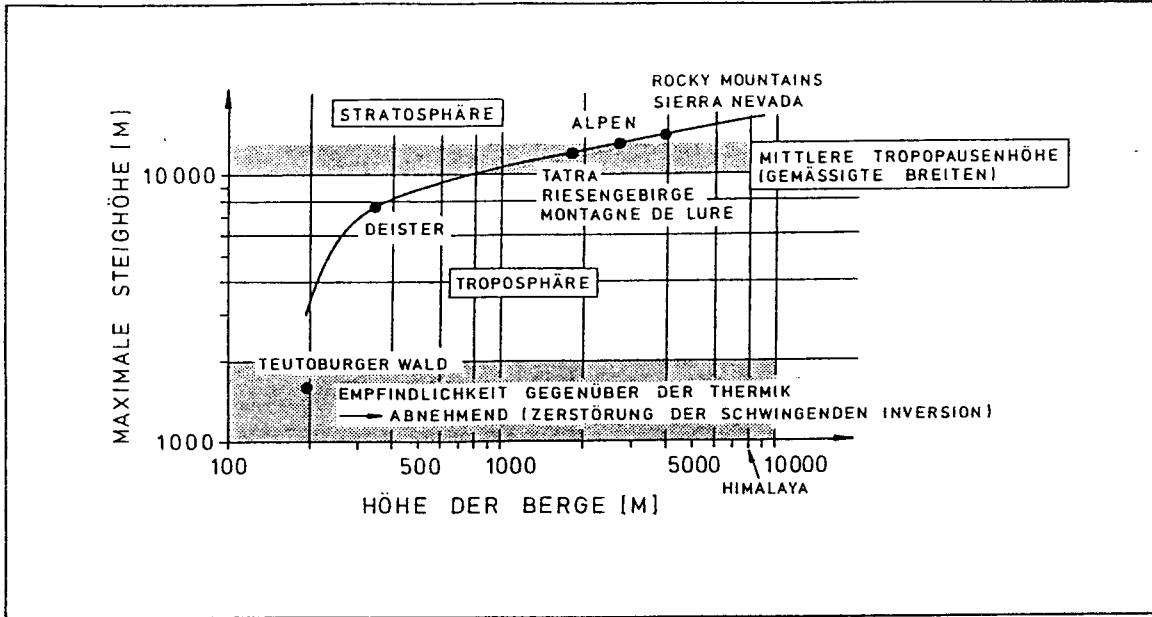


Abbildung 3.10 Zusammenhang zwischen der Höhe der Berge und der erreichbaren Flughöhe in Leewellen (Erfahrungswerte)

Numerische Simulationen mit Wettervorhersagemodellen können Aussagen über die Art und Lage von Leewellen liefern. Die Beispiele in den Abbildungen 3.11 und 3.12 zeigen die Ergebnisse einer mehrfach genesteten, hydrostatischen Modellsimulation des Föhnereignisses vom 8. November 1982. Vergleicht man die Abbildung 3.11 (Modellsimulation) mit der Abbildung 3.6 (Messung), so erkennt man, daß die wesentlichen Wellenstrukturen mit dem Modell bei einer horizontalen Maschenweite von 10 km im inneren Modellgebiet erfaßt sind, insbesondere die Wellen über dem Inntal, am Alpennordrand und südlich von München. Die beobachteten Wellenzüge mit kurzer Wellenlänge (nördlich von Innsbruck in 3 km Höhe) konnten dagegen nicht simuliert werden. Ihre Berechnung hätte ein nichthydrostatisches Modell mit einer deutlich kleineren horizontalen Auflösung erfordert.

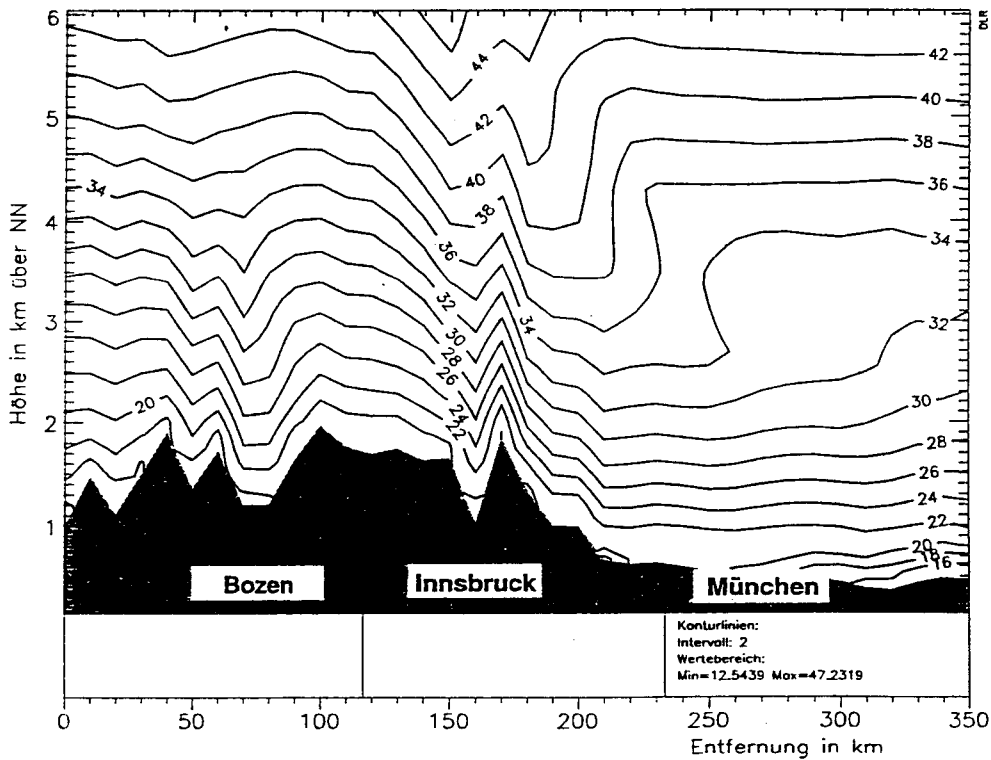


Abbildung 3.11 Vertikalschnitt (Nord-Süd) der potentiellen Temperatur (in °C) am 8. November 1982 aus einer numerischen Simulation mit einem mehrfach genesteten Strömungsmodell (REWIH3D des DLR)

Die Abbildung 3.12 zeigt die simulierte Verteilung der Vertikalgeschwindigkeit in 5 km Höhe für den 8. November 1982. Deutlich lassen sich die aufsteigenden Wellenäste erkennen, die sich im Lee der Bergketten bilden, die senkrecht zur vorherrschenden südlichen Windrichtung stehen.

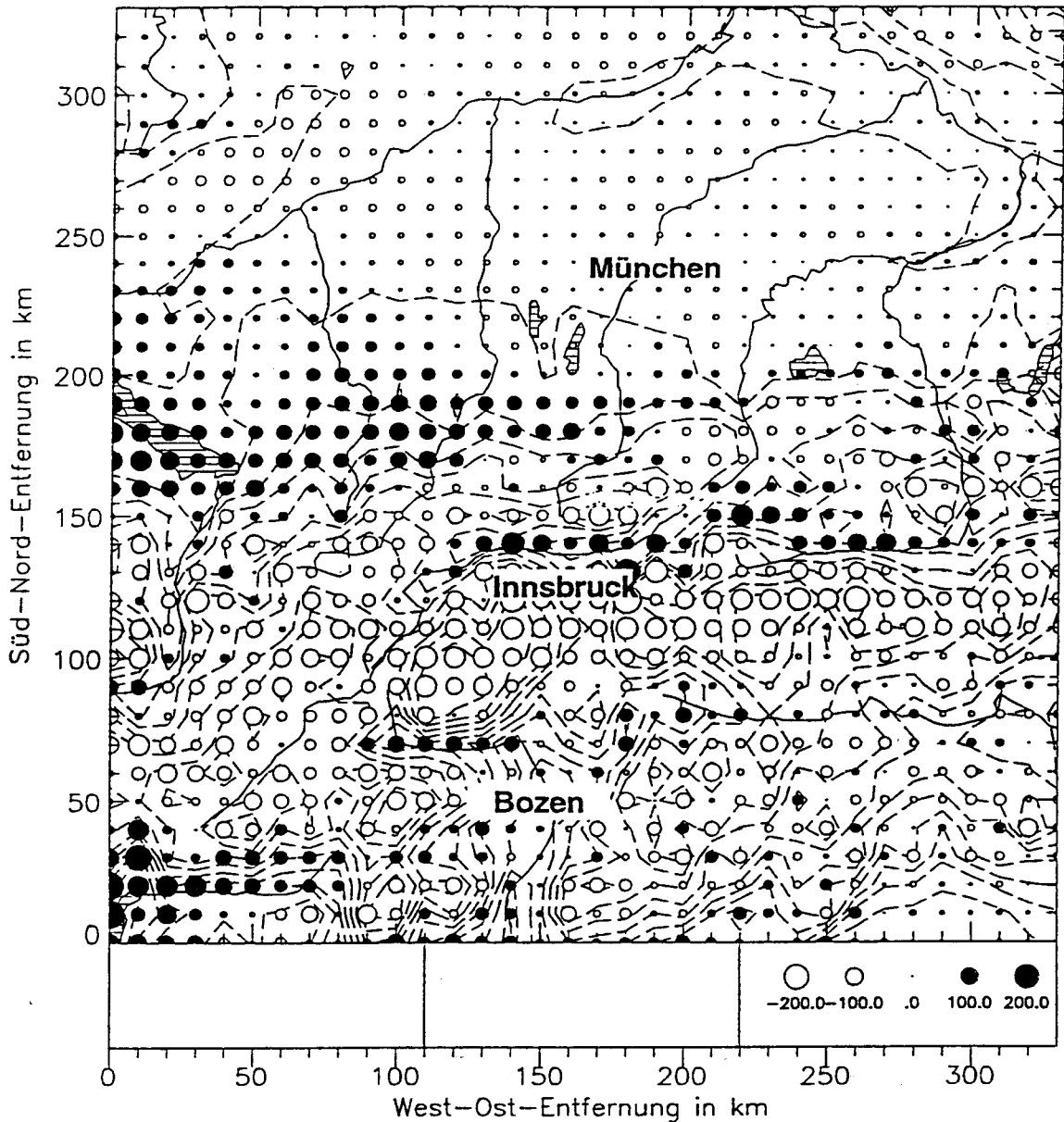


Abbildung 3.12 Simulierte Vertikalgeschwindigkeit in 5 km Höhe am 8. November 1982 im innersten Modellgebiet mit einer horizontalen Auflösung von 10 km (REWIH3D des DLR). Schwarze Kreise bedeuten Aufwinde, weiße Kreise Abwinde. Die Fläche der Kreise ist proportional zur Vertikalgeschwindigkeit (cm/s)

3.3.3 Die Rolle der Tropopause

Scharf ausgeprägte Inversionen können als Reflexionsschicht wirken und die weitere Wellenausbreitung unterbinden. Für hochreichende Segelflüge bis in die Stratosphäre hinein sollte die Tropopause deshalb hoch liegen und einen kontinuierlichen Übergang zur Stratosphäre bilden. Dies reduziert auch die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer starken negativen Windscherung, die zu brechenden Wellen mit starker Turbulenz in und oberhalb der Tropopause führt. Die Abbildungen 8.5.3 und 8.5.4 zeigen ein Beispiel für eine sehr hohe und kontinuierliche Tropopause, die es dem gegenwärtigen Höhenweltrekordhalter Robert Harris ermöglichte, fast 15 km Höhe über der Sierra Nevada (USA) zu erreichen (siehe seinen Flugbericht in Abschnitt 8.5). Im Gegensatz dazu zeigt die Abbildung 3.13 die vertikale Bewegung eines Segelflugzeuges in brechenden Wellen zwischen 11 und 12 km Höhe bei starker negativer Windscherung im Tropausenbereich. Auf- und Abwinde wechselten dabei in schwerer Turbulenz schnell zwischen plus und minus 20 m/s.

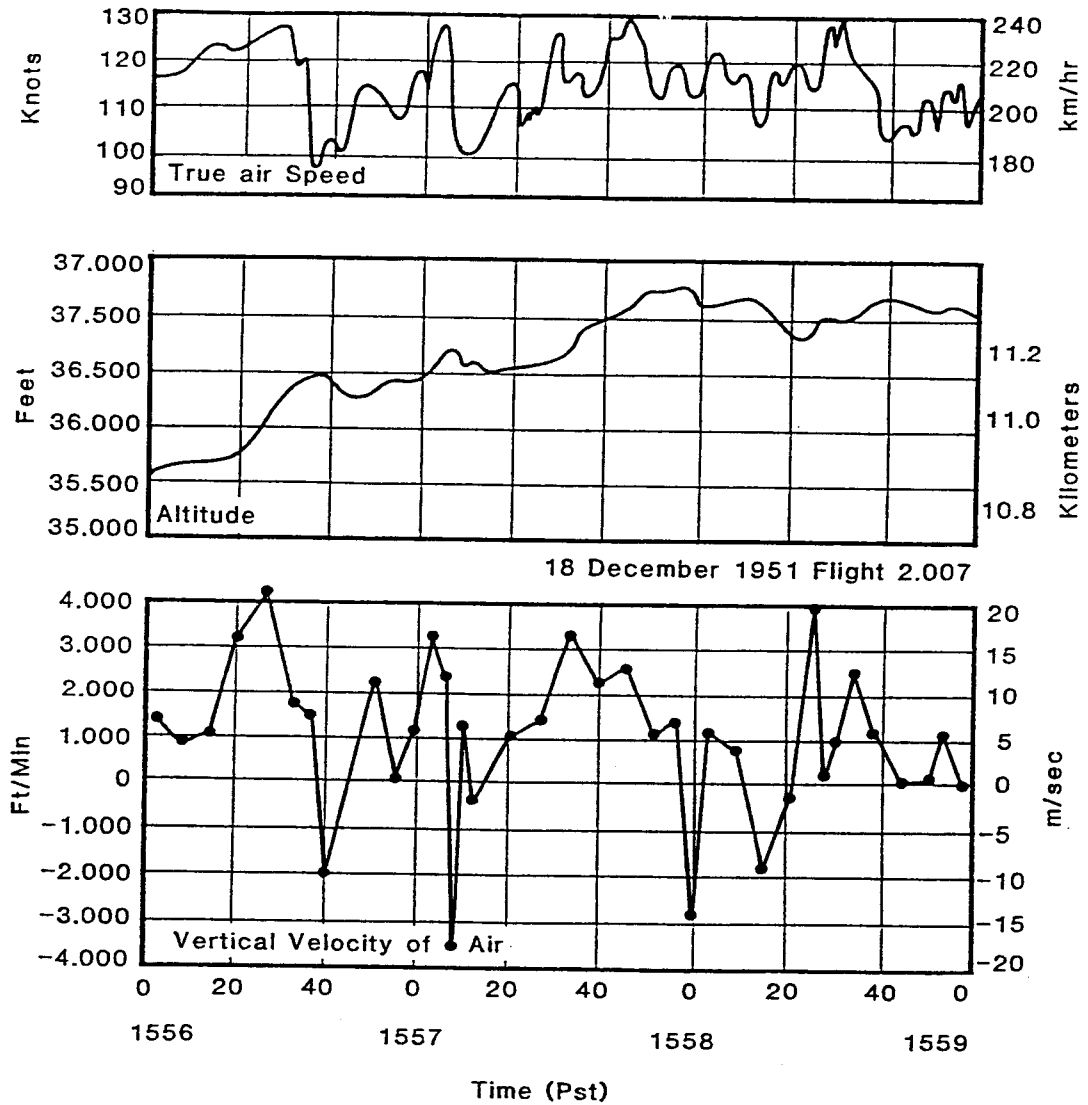


Abbildung 3.13 3 Minuten Aufzeichnung von schwerer Turbulenz in brechenden Wellen, die von einem Segelflugzeug in 11 km Höhe nahe der Tropopause über der Sierra Nevada (USA) angetroffen wurde

3.3.4 Die Beschaffenheit des Rotors

Das Rotorphänomen und insbesondere die Frage, ob der Rotor ein Teil des Wellensystems ist oder eine davon unabhängige Erscheinung darstellt, wird gegenwärtig noch diskutiert. Nach der vorherrschenden Meinung handelt es sich um einen hydraulischen Sprung (engl.: hydraulic jump). Wenn die Kaltluft den Leeabhang wie in einem "Wolkenwasserfall" hinabstürzt, nimmt sie dabei Geschwindigkeit auf, schießt den Abhang und einen Teil des Talgrundes mit überkritischer Geschwindigkeit entlang und kehrt dann weiter stromabwärts in einem Dichte- oder Drucksprung zu einer unterkritischen Geschwindigkeit zurück (analog zur Überströmung eines Wasserwehres). Dabei wird ein großer Teil der kinetischen Energie der schießenden Strömung in schwere Turbulenz umgewandelt. Es ist noch ungeklärt, welche Einflußfaktoren die genaue Position des Rotors bestimmen. Beobachtungen deuten jedoch daraufhin, daß die Turbulenz um so stärker ist, je weiter die Rotorposition vom Abhang entfernt ist. Am wahrscheinlichsten ist es, daß die Rotorposition von der Höhe der luvseitigen Inversion im Verhältnis zur Kammhöhe bestimmt wird.

3.4 Kriterien für die Vorhersage von Leewellen

Wenn keine hochaufgelösten Vorhersagemodelle zur Verfügung stehen, ist der Wetterberater darauf angewiesen, aus synoptisch vorhergesagten Parametern auf das Auftreten von Leewellen zu schließen. Dabei sind die nachfolgenden topographischen und meteorologischen Kriterien zu beachten.

3.4.1 Topographische Kriterien

- Neben der Höhe des Strömungshindernisses begünstigt ein steiler Leeabhang die Bildung von Leewellen
- Bergketten mit größerer Ausdehnung und gleichmäßiger Höhe erzeugen intensivere Wellen als isolierte Berge gleicher Höhe, die leichter umströmt werden können. Die Wellen von isolierten Bergen sind eher dem keilförmigen Wellenmuster hinter einem Schiff ähnlich.
- Nächtliche Strahlungsinversionen insbesondere in inneralpinen Tälern können die effektive Hindernishöhe erheblich reduzieren. Damit verringert sich auch die Schwingungsamplitude und die Aufwindgeschwindigkeit der Welle
- Inversionen im Luv einer Bergkette resultieren in einer für die Strömung größeren Hindernisbreite. Diese Situation begünstigt die schießende Strömung im Lee und damit die Ausbildung einer ausgeprägten Primärwelle.

3.4.2 Meteorologische Kriterien

- Anströmrichtung innerhalb $\pm 30^\circ$ zur Gebirgssenkrechten (max. $\pm 45^\circ$)
- Kammsenkrechte Windkomponente im Kammniveau größer als 8-10 m/s für Mittelgebirge und 10-15 m/s für Hochgebirge
- Mit zunehmender Höhe leicht zunehmende kammsenkrechte Windkomponente. Bei stark zunehmender Windgeschwindigkeit wird die Bildung von Resonanzwellen (trapped waves) begünstigt
- Eine Abnahme des Windes mit der Höhe bedeutet, daß sich die Welle nicht mehr weiter nach oben ausbreitet. Auch eine Scherung der Windrichtung stört die Wellenbildung und führt oft zu heftiger, abrupt einsetzender Turbulenz
- Positive Bodendruckdifferenz ($p_{Luv} - p_{Lee}$)
- Stabile Schichtung im gesamten Höhenbereich. Besonders günstig ist eine Inversion mit geringer Höhe über dem Hindernis (Temperaturprofil im Luv der Bergkette).

Diese Kriterien werden häufig im Warmsektor einer Zyklone oder auf der antizyklonalen Seite eines Jetstreams angetroffen. Auf der zyklonalen Seite des Jets kommt es in der typisch feuchtlabilen Kaltluft häufig zu Schauern, die ein leeseitiges Schwingen der Luftmasse durch konvektive Umlagerungen verhindern oder zumindest stark beeinträchtigen.

3.4.3 Checkliste und Vorgehensweise für die Vorhersage von Leewellen

1. Diagnose der synoptischen Situation bzgl. Strömung (einschl. Jetposition), Druckgebilde, Fronten und Luftmassen
2. Generelle Windrichtung mit der Anströmrichtung der Hauptgebirgszüge im Vorhersagegebiet vergleichen
 - gute Möglichkeit der Wellenbildung bei $\pm 30^\circ$ zur Gebirgssenkrechten
 - mäßige Möglichkeit der Wellenbildung von $\pm 30^\circ$ bis $\pm 55^\circ$

Wellenmöglichkeiten bestehen daher bei folgenden Gebirgen:

- | | | |
|---------|---------|---------|
| 1. | 4. | 7. |
| 2. | 5. | 8. |
| 3. | 6. | 9. |

3. Untersuchung des jeweils luvseitigen Windprofils bzgl. der gebirgssenkrechten Windkomponente:
 - Windkomponente in Kammhöhe größer als 8-10 m/s (15 kt) im Mittelgebirge und 10-15 m/s (20 kt) im Hochgebirge
 - Windzunahme mit der Höhe stetig: hohe Ausbreitungswelle möglich
 - Windprofil geknickt: höhenbegrenzte Resonanzwelle möglich
4. Sind folgende Stabilitätskriterien erfüllt?
 - a. stabil im Kammbereich (feuchtstabil bei Staubewölkung)
 - b. keine Schauer/Cb vorhergesagt
 - c. trockenstabil bei antizyklonaler Strömung und nichtgesättigter Luftmasse
 - d. feuchtstabil bei zyklonaler Strömung
5. Vorhersage der Wellenintensität
 - Anwendung des Lester-Harrison-Nomogramms
 - ggf. andere Methoden
6. Grobe Bestimmung der Wellenlänge

(aus der Windgeschwindigkeit mit $\lambda = 2\pi U \theta / g \partial\theta/\partial z$
bzw. aus einem Tempauswerteprogramm)

3.4.4 Abschätzung der Wellenintensität mit dem Lester-Harrison-Nomogramm

Auf der Basis einer Arbeit von Harrison hat Lester (1975) ein empirisches Verfahren für eine grobe quantitative Abschätzung der Wellenintensität entwickelt. Dieses Verfahren geht davon aus, daß die Wellenströmung über einer Bergkette in einem Zusammenhang mit der Druckdifferenz zwischen der Luv- und Leeseite steht (vergleiche Abschnitt 3.4.2). Das Verfahren kommt mit zwei Ausgangsparametern aus:

- Die maximale Windgeschwindigkeit (senkrechte Komponente zur Bergkette) in einer 3 km dicken Schicht über dem Bergkamm
- Die auf NN bezogene Druckdifferenz in Richtung der Gebirgssenkrechten zwischen der Luv- und Leeseite der Bergkette.

Das Nomogramm wurde auf der Basis zahlreicher Wellenbeobachtungen ursprünglich für hohe Gebirge mit einer Gipfelhöhe von ca. 3 km entwickelt. Bei Untersuchungen an niedrigeren Gebirgsketten (Karpaten, Riesengebirge, Thüringer Wald) hat sich jedoch gezeigt, daß es auch zur Abschätzung der Wellenintensität an niedrigeren Bergketten verwendet werden kann. Für kleine Berge (unter 1 km Höhe) ist das Nomogramm nicht anwendbar.

Mit dem Nomogramm wird die Wahrscheinlichkeit abgeschätzt, ob sich Wellen entwickeln, wie ihre Intensität ist (schwach, mäßig oder stark) und wie stark die zu erwartenden Aufwinde sind. Die Intensität zur Beurteilung der Wellen bezieht sich dabei sowohl auf die Stärke der Vertikalbewegungen als auch auf vertikale Ausdehnung der ausfliegbaren Wellenströmung. Wie in der nachfolgenden Anleitung beschrieben, ist die Druckdifferenz quer zur Gebirgskette entsprechend dem Abstand zwischen den verwendeten Meßstationen zu normieren (siehe Schritt 6). Diese Druckdifferenz muß immer annähernd senkrecht zum Gebirgskamm bestimmt werden. Wenn sichergestellt ist, daß das verwendete Vorhersagemodell nicht alle Tröge glättet, können als Eingangsdaten auch numerische Bodendruckvorhersagen verwendet werden. Damit kann mit dem Nomogramm eine einfache Wellenvorhersage vorgenommen werden.

In Abb. 3.14 ist Δp (in hPa bezogen auf NN) die genormte Luftdruckdifferenz senkrecht zum Gebirgskamm und V_p (in kt) das Maximum der Windgeschwindigkeitskomponente senkrecht zum Gebirgskamm in der 3-km-Schicht über dem Gebirge. Im schattierten Gebiet ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten nutzbarer Wellen kleiner als 50%. Die gestrichelten Linien sind Schätzwerte der Vertikalgeschwindigkeit. Die durchgehenden Linien teilen das Nomogramm in Bereiche unterschiedlicher Wellenintensitäten, die mit Hilfe von Beobachtungen der Wellenlänge, Wellenamplitude und Vertikalgeschwindigkeiten gewonnen wurden.

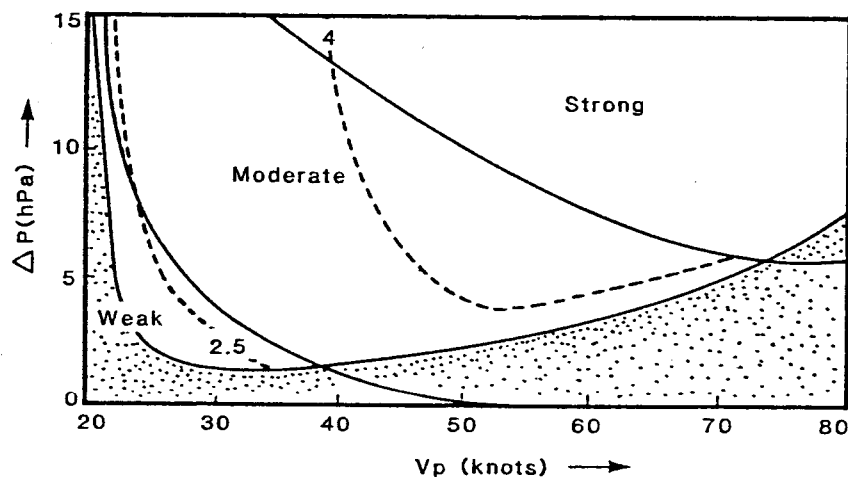


Abbildung 3.14 Lester-Harrison-Nomogramm für die Vorhersage der Wellenintensität (schwach, mittel, stark) und der Vertikalgeschwindigkeit (gestrichelt in m/s). In den schattierten Bereichen liegt die Wahrscheinlichkeit für nutzbare Leewellen unter 50 %

Anleitung für das Lester-Harrison-Nomogramm:

Schritt 1: Bestimme Windrichtung und -geschwindigkeit für die 3-km-Schicht über dem Gipfelniveau des Gebirgskamms aus einer repräsentativen Vertikalsondierung

Schritt 2: Berechne die maximale Windgeschwindigkeitskomponente senkrecht zur Gebirgskette in dieser Schicht ($=v_p$)

Schritt 3: Bestimme die Druckdifferenz (bezogen auf NN) zwischen einer Luvstation (p_{Luv}) und einer Leestation (p_{Lee}). Daraus ergibt sich

$$\Delta p_0 = p_{Luv} - p_{Lee}$$

Schritt 4: Bestimme die Entfernung Δx (in km) senkrecht zur Gebirgskette zwischen den beiden Stationen

Schritt 5: Berechne Δp durch Multiplikation von Δp_0 mit dem Faktor $320/\Delta x$

Schritt 6: Gehe mit V_p (aus Schritt 2) und Δp (aus Schritt 5) in das Nomogramm ein und lies folgende Parameter ab:

- die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Leewellen (> oder < 50%)
- die Wellenintensität (leicht, mäßig oder stark)
- den Schätzwert der Vertikalgeschwindigkeit (< 2,5 m/s, 2,5 – 4 m/s, > 4 m/s).

Anmerkung: Zur Anwendung für bestimmte Gebirge und die dafür fest zur Verfügung stehenden Bodendruckwerte ausgewählter Luv- und Leestationen lässt sich das Lester-Harrison-Nomogramm weiter vereinfachen. Schritt 4 und 5 kann entfallen, wenn die Ordinate entsprechend umskaliert wird.