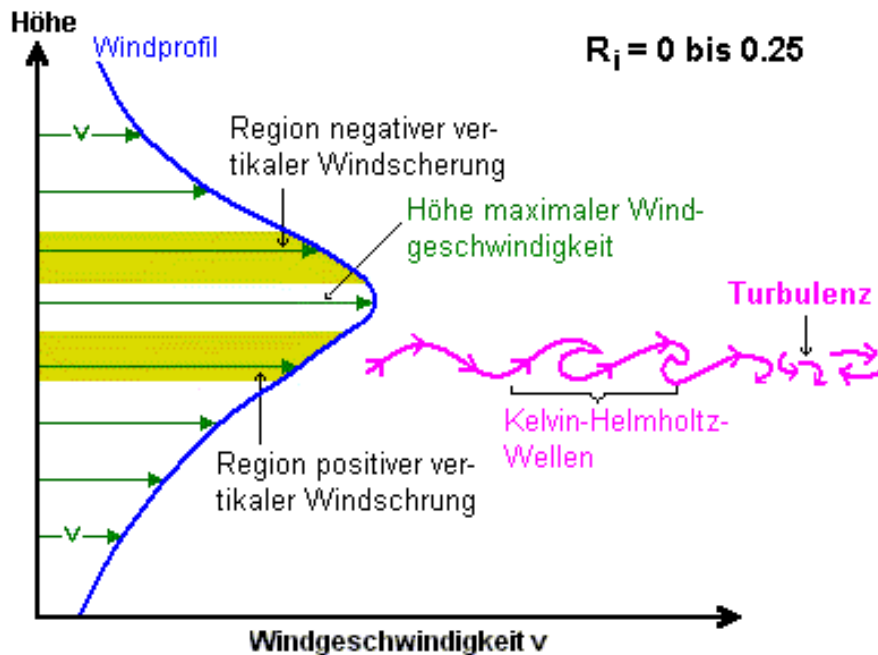


Wolkenschnüffler



Flugmeteorologie

Kelvin-Helmholtz-Wellen



Quelle: The COMET Programm

Turbulenz und Windscherung

Michael F. H. Krutina

Stand: Dezember 2008

D:\Webseite\Deckblätter\ Turbulenz und Windscherung Webseite.wpg

Inhaltsverzeichnis

| | Seite |
|--|--------------|
| 1. Turbulenz | 1 |
| 1.1 Mikro-, Makro- und Meso-Turbulenz | 1 |
| 1.1.1 Mikro-Turbulenz | 2 |
| 1.1.2 Makro-Turbulenz | 4 |
| 1.1.3 Meso-Turbulenz | 5 |
| 1.2 Berechnung der Turbulenz | 6 |
| 1.3 Turbulenz in der Atmosphäre | 7 |
| 1.3.1 Richardson-Zahl Ri | 8 |
| 1.3.2 Arten der Turbulenz | 11 |
| 1.3.2.1 Reibungsturbulenz | 11 |
| 1.3.2.2 Thermische Turbulenz | 15 |
| 1.3.2.3 Turbulenz an Inversionen | 19 |
| 1.3.2.4 Turbulenz in der Umgebung von Gebirgen | 19 |
| 1.3.2.5 High-level Turbulenz | 24 |
| 1.3.2.6 Wake- oder Vortex-Turbulenz | 29 |
| 1.4 Turbulenz und Luftfahrt | 31 |
| 1.4.1 Spektrum von Turbulenzkörpern | 31 |
| 1.4.2 Auswirkungen der Turbulenz auf Luftfahrzeuge | 32 |
| 1.4.3 Intensitätsstufen der Turbulenz | 34 |
| 2. Windscherung | 39 |
| 2.1 Arten der Windscherung | 40 |
| 2.1.1 Vertikale Low-Level-Windscherung | 40 |
| 2.1.2 Horizontale Low-Level-Windscherung | 42 |
| 2.1.3 Turbulenz | 44 |
| 2.2 Meteorologische Ursachen | 44 |
| 2.2.1 Gewitter | 44 |
| 2.2.2 Fronten | 47 |
| 2.2.3 Starker Wind und Bodenhindernisse | 48 |
| 2.2.4 Low-level-jetstream (LLJ) | 49 |
| 2.2.5 Bodennahe Inversion | 52 |
| 2.3 Luftfahrt und Windscherung | 52 |
| 2.4 Messverfahren | 56 |
| Literaturverzeichnis | 57 |

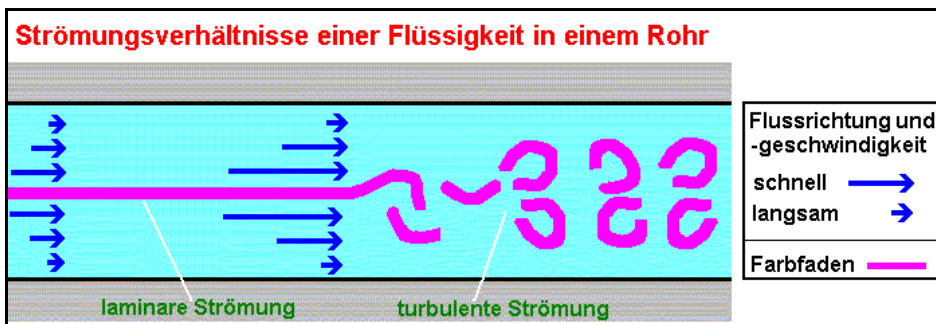
1. Turbulenz

1.1 Mikro-, Makro- und Meso-Turbulenz

Am einfachsten erweist es sich, den Begriff "Turbulenz" anhand eines Experimentes zu erläutern, das bereits vor über 100 Jahren von dem britischen Physiker Osborn Reynolds durchgeführt wurde. Reynolds betrachtete die Strömung in einem Rohr an Hand von sichtbaren, schwebenden Farbpartikeln, und stellte fest, dass diese von der Flüssigkeit mitgeführten Teilchen bei geringen Geschwindigkeiten einen glatten Farbfaden bildeten. Die Partikel bewegten sich auf Bahnen parallel zu den Rohrwänden und ihre Geschwindigkeit nahm dabei vom Kanalrand von null - die Partikel hafteten an den Rändern - bis zum Zentrum hin zu. Zwischen den glatt nebeneinander liegenden vertikal und horizontal benachbarten Strömungsschichten besteht durch die molekulare innere Reibung nur ein geringes Geschwindigkeitsgefälle. Diese Strömungsart wird als laminar bezeichnet.

Bei höheren Fließgeschwindigkeiten jedoch entstehen innerhalb des Mediums stärkere horizontale und vertikale Geschwindigkeitsgradienten senkrecht zur Strömungsrichtung (im Rohr von Reynolds von der Mitte zum Rand aufgrund der auftretenden Reibung), Scherungen genannt, die bei Überschreitung eines Grenzwertes irreguläre, chaotische, wirbelhafte Bewegungen in allen Richtungen auslösen. Der Farbfaden führte bei Annäherung an diesen Grenzwert immer stärker schwankende Bewegungen aus, bis er nach seinem Überschreiten zerriss und letztendlich die gesamte Flüssigkeit vollständig einfärbte.

Laminare und turbulente Strömung in einem Rohr (Abb. 1)



Beobachtungen zeigten, dass eine laminare Strömung nicht von selbst in eine turbulente übergeht, sondern dass ihr dieser Zustand nur durch äußere Einflüsse aufgezwungen werden kann.

Unter welchen Bedingungen dieser Wechsel in einer Flüssigkeits- oder Gasströmung in einem glattwandigen Rohr stattfindet, hat O. Reynolds im Jahre 1883 untersucht und die nach folgende Beziehung (Form. 1) aufgestellt.

Reynoldszahl R_e (Form. 1)

Quelle : [4]

$$R_e = v r \frac{\rho}{\eta}$$

R_e : Reynoldszahl; dimensionslos
 v : Geschwindigkeit [m s^{-1}] der Strömung
 r : Radius des Strömungskanals [m]
 ρ : Dichte [kg m^{-3}] der Flüssigkeit
 η : Viskosität [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$] der Flüssigkeit (Zähigkeitskonstante)

R_e ist geometrieabhängig, d.h. nicht nur der Radius des Rohres, sondern auch seine Form bestimmt R_e .

Reynolds stellte fest, dass die Strömung in glatten Röhren bis zu einem Wert von $R_e < 1160$ laminar bleibt, ab $R_e > 1160$ jedoch turbulent wird. Der entscheidende Faktor ist dabei der Geschwindigkeitsunterschied zwischen den aneinander vorbei gleitenden Flüssigkeitsschichten, die sogenannte Geschwindigkeitsscherung, die Wirbel oder Walzen erzeugt. Das Umspringen von einer laminaren in eine turbulente Strömung ist dieser Geschwindigkeitsscherung proportional und das Produkt heißt dynamische Turbulenz.

Scherungen : Richtungs- und/oder -Geschwindigkeitsänderungen der Strömung, die in Schichten geringer Ausdehnung (Größenordnung vertikal 1000 ft, horizontal 1 Breitengrad) auftreten. Scherungen können sich in vertikaler und/oder horizontaler Richtung ausbilden und erzeugen die räumlich und zeitlich stark variablen Turbulenzkörper in Form von Wirbeln und Walzen.

Reynolds vermochte es, die verschiedenen, die plötzliche Änderung der Strömungsart verursachenden Parameter zu ermitteln, in einer Zahl zusammenzufassen und zu zeigen, dass das Umschlagen nur von diesem Zahlenwert abhängt. Diese sogenannte Reynoldszahl, ein Maß für das Verhältnis der Trägheits- zur Reibungskraft, ist eine Funktion der Strömungsgeschwindigkeit, dem Rohrdurchmesser und der Zähigkeit der Flüssigkeit.

1.1.1 Mikro-Turbulenz

Die von Reynolds beschriebenen Vorgänge werden als Mikro-Turbulenz bezeichnet und zeigen etwa eine horizontale Ausdehnung von unter 2000 Metern, dauern maximal weniger als eine Stunde an (nach Orlandi 1975) und werden geprägt durch Querbewegungen, die den Strömungswiderstand erhöhen sowie die Fließgeschwindigkeit verringern.

Die Mikro-Turbulenz lässt sich deshalb als irregulär verwirbelte Bewegungsform von strömenden Flüssigkeiten und Gasen vorstellen, die ein breites Größen- und Frequenzspektrum von Wirbeln aufweist und aus einem Durcheinander von unterschiedlichen Wirbeln mit stark unsteten, d.h. in alle Himmelsrichtungen weisenden Drehachsen besteht, die der allgemeinen Grundströmung überlagert sind. Die größten Wirbel haben einen Umfang, der dem Format der mittleren Grundströmung entspricht, treten nicht allzu häufig auf und werden durch die Randbedingungen und die mittlere Strömung beeinflusst. Die kleinsten Wirbel dagegen sind eine Funktion der Viskosität, der Zähflüssigkeit des Strömungsmediums, und weisen ein hohes Frequenzspektrum auf.

Merkmale und Auswirkungen der Mikro-Turbulenz (Tab. 1)

| Merkmale | Auswirkungen | |
|-----------------------------|---|------------------|
| Größenordnung | Länge ca. < 2000 m | Dauer < 1 Stunde |
| dreidimensional | zusätzlich zur Hauptströmung treten Zusatzbewegungen in allen drei Richtungen auf | |
| irregulär, zufällig | Schwankungen sind unregelmäßig; die Bahnen der einzelnen Flüssigkeitsteilchen lassen sich weder verfolgen noch berechnen und sind auch nicht von Belang; interessant sind nur die Wirkungen der Zusatzbewegungen im statistischen Mittel | |
| wirbelhaft | es handelt sich jedoch nicht um einheitlich rotierende Luftvolumina, sondern um viele unterschiedlich große Wirbel mit unsteten, in alle Himmelsrichtungen weisenden Drehachsen; auch haben die Wirbel nicht nur bestimmte Eigenschaften, sondern sie können durchaus ein Nebenprodukt der Turbulenz sein und Turbulenz entsteht auch aus Wirbeln | |
| nichtlinear | Gleichungen, die atmosphärische Bewegungen erfassen, sind nichtlinear, d.h. es ergeben sich, bei nur geringen Änderungen einer Variablen absolut unverhältnismäßige Einwirkungen auf andere Variable; während die Beziehung zwischen den Variablen einer Systemgleichung in einem bestimmten Wertebereich ziemlich konstant ist, ändert sich das plötzlich an einem kritischen Punkt und das System verhält sich nun völlig anders als vorher (s. Reynoldszahl) | |
| transportiert und vermischt | rasche Durchmischung des Strömungsmediums beim Bestehen von Gradienten einer Eigenschaft; in der Troposphäre dadurch Transport von Impuls, Masse, Wärme, Wasserdampf | |
| energieabsorbierend | kinetische Energie der mittleren Strömung wird ständig an immer kleinere Wirbel weitergegeben, bis sie letztendlich in Wärme umgewandelt ist; die Intensität des Grundstromes nimmt dadurch ab | |

Durch Turbulenz wird kinetische Energie aus der Grundströmung kaskadenartig an immer kleinere Wirbel weitergegeben, bis sie letztendlich in Wärme umgewandelt ist. Die Intensität der mittleren Strömung nimmt dadurch ab. Der Betrag der zur Verfügung stehenden kinetische Energie ist dabei von der Stärke der Grundströmung abhängig und sie wird sozusagen von den Kleinstwirbeln vernichtet.

Mit zunehmender Reynoldszahl (s. Form. 1) wächst in einem definierten Strömungsbereich das Größenordnungsspektrum der Turbulenzkörper an, d.h. die Größenunterschiede zwischen großen und kleinen Wirbeln nehmen zu.

Die meisten Strömungsvorgänge in der Natur sind turbulent. Laminare Strömungen stellen immer die Ausnahme dar. Turbulenz tritt z.B. in Luftströmungen, in rasch fließenden Flüssen beim Umspülen von Felsen und Brückenpfeilern und auch in glutflüssiger Lava ein, die sich aus einem Vulkan herab wälzt.

Aber nicht nur in der Natur ist Turbulenz weit verbreitet, sondern sie beeinflusst auch - nutzbringend und negativ - zahllose Abläufe und Verfahren in der Technik.

Sie sorgt zum Beispiel für eine effiziente Durchmischung der Luft und hält so den anthropogenen Schadstoffgehalt in akzeptablen Grenzen. Im technischen Bereich gewährleistet sie eine bessere Verbrennung in Otto-, Dieselmotoren und Flugzeugturbinen durch eine effiziente Vermischung der Luft mit dem Treibstoff.

Andererseits verursacht Turbulenz Störungen beim raschen Fluss von Öl durch Pipelines und führt zur Vibrationen von Schiffsrümpfen im Wasser.

1.1.2 Makro-Turbulenz

Betrachtet man in der Meteorologie weiträumige Strömungsfelder mit einer zeitlichen Andauer von mindestens etwa einer Woche sowie einer charakteristischen Länge von wenigstens 2000 km (nach Orland 1975), so spricht man Makro-Turbulenz. Hier lassen sich ähnliche Muster wie bei der Mikroturbulenz erkennen. Der Grundstrom wird von einer zonalen Strömung gebildet, wie z.B. der Westdrift, und die Abweichungen davon ergeben sich Form von großräumigen Wirbeln, den synoptischen Hoch- und Tiefdruckgebieten.

Im Gegensatz zu den Mikro-Turbulenzelementen jedoch, die ihre kinetische Energie aus dem Grundstrom der mittleren Strömung beziehen, lösen sich diese Makro-Turbulenzelemente zugunsten des zonalen Grundstromes auf, d.h. sie geben ihre Energie an ihn ab und verstärken ihn dadurch.

Mikro-, Meso- und Makro-Turbulenz (Abb. 2)

Quelle : [27]

Mittlere Größenordnung meteorologischer Phänomene

| Klasse | Größenordnung | | Meteorologisches Phänomen |
|--------|---------------|------------|---|
| | Länge | Lebenszeit | |
| Macro- | α | 10000 km | 1 Monat Allgemeine Zirkulation, lange Wellen |
| | β | | Synoptische Zyklonen |
| Meso- | | 2000 km | 1 Woche Fronten, Hurricanes, Tropische Stürme, kurze Wellen (Tröge), MCS |
| | α | 200 km | |
| | β | 20 km | Mesozyklonen, Mesohochs, Supercellen, Squall lines, Cloud Clusters, Low-level-jets, Multizellen, Leewellen, Seewind |
| | γ | 2 km | 1 h TS-Einzelzellen, Cb, CAT, Microbursts |
| Micro- | α | 200 m | 30 min Cu, Tornados, Microbursts, Hydraulic jumps (überschiessende Strömung auf der Leeseite) |
| | β | 20 m | 1 min Thermikblasen/-säulen, Nachlaufströmungen (z.B. Kármán-Wirbel), Wasserhosen |
| | γ | 2 m | 1 s Turbulenz, Schallwellen |

nach Orłanski 1975

Die Tabelle liefert nur grobe Richtwerte für die Größenordnung von meteorologischen Bewegungssystemen. Abweichungen von den mittleren Längen- und Zeitangaben der einzelnen Wetterphänomene sind deshalb keine Ausnahme. Zusätzlich variiert die Klasseneinteilung in der Literatur mehr oder minder stark.

Die Abmessungen der Makro-Turbulenz sind nach oben hin eindeutig begrenzt, weil der größtmögliche Wirbel vom zonalen Grundstrom der zirkumpolaren Strömung gebildet wird. Eine klare Untergrenze existiert jedoch nicht, so dass sie auch von verschiedenen Autoren andersartig angegeben wird. Annähernd lässt sich hier 500 km als geringste Abmessung anführen, so dass gerade noch kleinste Randtiefs erfasst werden.

1.1.3 Meso-Turbulenz

Der Bereich zwischen Mikro- und Makro-Turbulenz wird als Meso-Turbulenz bezeichnet. Dazu zählen kleinräumige Zirkulationen wie der Land- und See-, Berg- und Talwind, aber auch Konvektionsvorgänge und -wolken wie Cu, Cb bis hin zu den großen tropischen Cloudclustern.

Größenordnungen von flugmeteorologisch bedeutenden atmosphärischen Bewegungsformen (Tab. 2)

| Größenordnung | Bewegungsformen | Mittlere Ausdehnung | | Mittlere Andauer |
|---------------|------------------------------------|---------------------|------------|------------------|
| | Art | horizontal | vertikal | |
| mikro | Reibungswirbel, Böen | < 20 m | < 20 m | < 30 s |
| | kleinräumige thermische Bewegungen | < 10 m | < 20 m | < 30 s |
| | Thermik | 10 - 50 m | 20 - 500 m | 2 - 10 min |
| | schwache Cumulus-Konvektion | 50 - 500 m | 0.5 - 2 km | 10 - 30 min |
| | mäßige Cu-Konvektion | 0.5 - 2 km | 2 - 5 km | 20 min - 1 h |
| meso | Gewitter | 8 - 50 km | 3 - 12 km | 30 min - 12 h |
| | Wolkencluster | 20 - 200 km | 3 - 15 km | 3 - 18 h |

1.2 Berechnung der Turbulenz

Es hat sich allgemein als sinnvoll erwiesen, turbulente Strömungsverhältnisse mit den sogenannten Navier-Stokesschen Differentialgleichungen, die aus fünf nichtlinearen, rückkoppelnden Gleichungen der Hydromechanik in Differentialform bestehen und die Massen-, Energie- und räumliche Impuls-Erhaltung (drei Richtungen x,y,z) beinhalten, zu erfassen. Diese Gleichungen erlauben es, die meisten hydrodynamischen Vorgänge zu berechnen, berücksichtigen jedoch nicht die zufälligen Bewegungsabläufe, also das chaotische Moment.

Die unmittelbare modellhafte Simulation von mikroturbulenten Strömungsverhältnissen erfordert dagegen aufgrund der vielen unterschiedlichen Wirbelgrößen eine extrem hohe Anzahl von Gitterpunkten. Solche Modelle hätten die kleinsten Wirbel, die in größeren enthalten sind, und ihre Bewegungen bis hin zu den umfangreichsten Wirbeln der turbulenten Strömung abzubilden. Will man z.B. auf diese Art und Weise die Turbulenz in der planetarischen Grenzschicht simulieren, müsste einerseits mindestens ihre gesamte Mächtigkeit berücksichtigt werden, um die großen Wirbel zu erfassen. Außerdem sind aber auch die Kleinwirbel, die gleichzeitig mit auftreten und deren Größe um den Faktor 10^3 bis 10^6 geringer sein kann, dreidimensional mit einzubeziehen. Die Anzahl der Gitterpunkte, die solch ein Modell beinhalten würde, wäre enorm hoch und erinnert ein wenig daran, nicht nur die Bäume eines Waldes, sondern auch ihre Äste, Blätter, Käfer auf den Blättern, Parasiten der Käfer, usw... numerisch mit darzustellen.

Es ist deshalb praktisch unmöglich, den Massen- und Energietransport von turbulenten Strömungen auf diese Weise großräumig zu ermitteln.

Mit diesem Verfahren lässt sich deshalb selbst mit heutigen Supercomputern nur ein sehr kleines Gebiet, etwa in der Größenordnung von ca. 0.093 m^2 (1 ft^2), numerisch berechnen.

Aus diesem Grunde wird heute immer noch mit traditionellen Methoden der räumlich und zeitlich gemittelte Grundstrom bestimmt, dem dann anschließend die Turbulenz überlagert wird. Dieser Kompromiss ist durchaus vertretbar, weil nicht nur in der Technik, sondern auch in der Meteorologie die mittleren Werte außerordentlich bedeutend sind.

1.3 Turbulenz in der Atmosphäre

Horizontale Differenzen der Wärmebilanz des Systems Erde-Atmosphäre führen über horizontale Dichteunterschiede zu Druckunterschieden und schließlich zu Luftbewegungen, dem Wind.

Als Wind wird in der Meteorologie die horizontale Bewegung der Luft bezeichnet, die durch verschiedene auf die Luftpartikel einwirkende Kräfte verursacht wird. Hierzu gehören die Druckgradient-, Coriolis-, Zentrifugal- und Reibungskraft.

Der Wind stellt damit eine vektorielle Größe dar und wird durch seine Richtung und seinen Betrag, der Windgeschwindigkeit, bestimmt. Als Richtung wird in der Meteorologie immer die Richtung angegeben, aus welcher der Wind weht.

Betrachtet man Windregistrierungen, so zeigen diese unregelmäßige und kurzfristige Fluktuationen der Windrichtung und -geschwindigkeit um eine mittlere Richtung und mittlere Geschwindigkeit. Der Momentanwind, als raum- und zeitabhängige (t) gerichtete Größe im dreiachsigen Koordinatensystem x, y, z , setzt sich deshalb aus den Vektoren des Mittelwindes und der Turbulenz zusammen.

Windvektor (Form. 2)

$$\vec{V}(x, y, z, t) = \vec{V}_m(x, y, z, t) + \vec{V}_t(x, y, z, t)$$

- V_m : Vektor des Mittelwindes
- V_t : Turbulenzwindvektor
- x, y, z : Achsen des Koordinatensystems;
 x zeigt nach Osten; y zeigt nach Norden; z zeigt vertikal nach oben

Der mittlere Wind wird als 10-Minutenmittel nach den internationalen Wetterschlüsseln unter dddff oder ddff gemeldet und die kurzfristigen Schwankungen werden in der Flugmeteorologie als Turbulenz bzw. in der Synoptik als Böen bezeichnet.

Meteorologische Turbulenz : Ungeordnete oder geordnete Luftbewegungen in Form von Wirbeln, Walzen oder Wellen, die der Grundströmung überlagert sind und aus Abweichungen vom zeitlich und räumlich gemittelten Grundzustand bestehen.

Atmosphärische Turbulenz kommt dreidimensional zufällig, also nicht vorausberechenbar, an einem gegebenen Ort in der Atmosphäre zu einer bestimmten Zeit vor und tritt in Form von geordneten und ungeordneten Wirbeln, Walzen oder Wellen - den Turbulenzkörpern - auf, die sich der mittleren Strömung überlagern.

Innerhalb der Atmosphäre besteht eine außerordentlich große Anzahl gleichzeitig existierender, jedoch unterschiedlich großer Turbulenzkörper, die vor allem in den unteren 2 km der Troposphäre und in Höhen oberhalb 6 km in Erscheinung treten. Aus diesem Grunde unterscheidet man zwischen

- High-level turbulence (HLT) oberhalb 6 km Höhe und
- Low-level turbulence (LLT) in der bodennahen Luftschicht.

1.3.1 Richardson-Zahl R_i

F. L. Richardson hat die von Reynolds ermittelten Strömungsparameter von Flüssigkeiten auf atmosphärische Verhältnisse angewendet und eine mathematische Beziehung - die Richardsonzahl R_i - abgeleitet, die eine Aussage über die Zu- oder Abnahme von Turbulenz ermöglicht.

Richardsonzahl R_i (Form. 3)

Quelle : [4]

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{\beta}{\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}$$

R_i : Richardsonzahl; dimensionslos
 g : Erdbeschleunigung [$m\ s^{-2}$]
 T : Temperatur [K]
 β : statische Stabilität [$K\ m^{-1}$]
 $\beta = \frac{\partial \Theta}{\partial z}$; Θ potentielle Temperatur [K]
 $\partial v / \partial z$: Vertikale Windscherung [s^{-1}]
 v : Windgeschwindigkeit [$m\ s^{-1}$]
 z : Höhe [m]

Die Richardsonzahl R_i stellt eine dimensionslose Größe dar, die, unter Laborbedingungen abgeleitet, als Grenzwert die Zahl 1 ergab. $R_i > 1$ bedeutet, dass Turbulenzenergie in kinetische Energie umgewandelt wird, so dass die Turbulenzenergie abnimmt. Ist R_i jedoch kleiner als 1, so wird kinetische Energie der Grundströmung in Turbulenzenergie überführt und die Turbulenz verstärkt sich.

Messungen in der freien Atmosphäre zeigten diese Experimentalergebnisse nicht, sondern ergaben Werte zwischen 0.04 bis 1. Der Grund hierfür könnte darauf zurückzuführen sein, dass die vertikale Änderung der potentiellen Temperatur Θ und die Windgeschwindigkeit in der freien Atmosphäre nicht genau genug bestimmbar sind.

Wie bereits angesprochen wurde, macht die Richardsonzahl R_i nur eine Aussage in Form einer Ja- oder Nein-Entscheidung hinsichtlich der Änderung der Turbulenz und zeigt auf, dass mit Verstärkung der atmosphärischen Turbulenz immer dann gerechnet werden muss, wenn R_i kleiner als 1 ist.

Dieser Fall tritt bei großen Beträgen der vertikalen Windscherung im Nenner ein und/oder wenn der Term ' β ' negative Werte annimmt oder gegen null geht.

β wird null, wenn die potentielle Temperatur Θ mit der Höhe z konstant bleibt, so dass ihre Änderung $\partial\Theta/\partial z$ gleich null ist, was einer trockenindifferenten Schichtung entspricht.

Bei trockenlabiler Schichtung nimmt die potentielle Temperatur mit der Höhe ab, so dass $\partial\Theta/\partial z$ und damit β negativ werden.

Eine trockenlabile sowie -indifferente Schichtung und/oder kräftige vertikale Windscherungen bedeuten also eine Verstärkung der Turbulenz nach Richardson.

Wird nicht nur die statische Stabilität in trockener/feuchter Luft sondern auch noch die von Wolkenluft betrachtet, dann ist die Atmosphäre instabil geschichtet

- im bodennahen Bereich bei intensiver Sonneneinstrahlung,
- in Konvektionsbewölkung,
- in labilen Fronten,
- in zyklonal beeinflusster Kaltluft,
- im Bereich von Boden- und Höhenträgen.

Sprunghafte vertikale Änderungen des Windes sind anzutreffen

- in der Reibungsschicht,
- an troposphärischen Inversionen,
- in der Umgebung des Jetstreams und
- an der Tropopause.

Die Richardsonzahl Ri wird in meteorologischen Auswertungs- und Prognoseprogrammen (z.B. NinJo, PC_MET) zur Abschätzung der Turbulenzintensität verwendet.

Richardsonzahl Ri und Turbulenzintensität (Tab. 3)

| | | | |
|-------------------|---------------------|--------------------|------------|
| leichte Turbulenz | $1.0 \leq Ri < 1.5$ | starke Turbulenz | $Ri < 0.5$ |
| mäßige Turbulenz | $0.5 \leq Ri < 1$ | <i>nach PC_MET</i> | |

Im Jetstreamniveau kann jedoch die vertikale Windscherung nicht isoliert betrachtet werden. Umfangreiche Studien des Windfeldes zeigten, dass vertikale Scherungen immer mit stärkeren horizontalen Windänderungen verbunden, und dass beide voneinander nicht zu trennen sind. Horizontale Geschwindigkeitsänderungen, die sowohl quer als auch längs zur Strömungsrichtung entstehen können, erzeugen turbulenzverursachende Scherungs- und Schwerewellen.

Scherungswellen : Instabile, d.h. nur kurzzeitig existierende Wellen, die in homogener Luft entstehen, also nicht an Dichteunterschiede gebunden sind.

Schwerewellen : Meist längerfristig anhaltende Wellen, die bei einer stabilen Schichtung an Inversionen, auf der Leeseite von Gebirgen und an Fronten auftreten.

Schwere- und Scherungswellen treten in der Atmosphäre fast ausschließlich gemeinsam auf und ihre Richtung ist nahezu senkrecht zur Windrichtung orientiert.

Die Existenz dieser Wellen stellt die notwendige Voraussetzung zur Entstehung von Turbulenz in höheren, thermisch stabilen tropo- und stratosphärischen Schichten dar, und ihre Turbulenzkörper sind durch schnelle Änderungen ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung gekennzeichnet.

1.3.2 Arten der Turbulenz

Meteorologische Turbulenz ist vor allen Dingen in der planetarischen Grenzschicht und in Höhen oberhalb 6 km in der Atmosphäre anzutreffen und wird in der freien Atmosphäre überwiegend in Wolken beobachtet.

Art und Ursache von Turbulenz (Tab. 4)

| Turbulenz | | |
|--|--|---|
| Ursache | Bezeichnung im Text | Ort des Auftretens |
| Windscherungen u. Strömungshindernisse | Reibungsturbulenz | in der planetarischen Grenzschicht |
| Dichteänderungen und Windscherungen an Inversionen | Turbulenz an Inversionen | in der planetarischen Grenzschicht und freien Atmosphäre |
| Leewellen | Leewellenturbulenz | in der planetarischen Grenzschicht und freien Atmosphäre |
| Scherungen im Jetstreamniveau | Scherungsturbulenz im Jetstreambereich | überwiegend in der freien Atmosphäre |
| Thermik und Konvektion einschließlich Wolkenkonvektion | thermische Turbulenz | in der planetarischen Grenzschicht und in der freien Atmosphäre als Wolkenturbulenz |

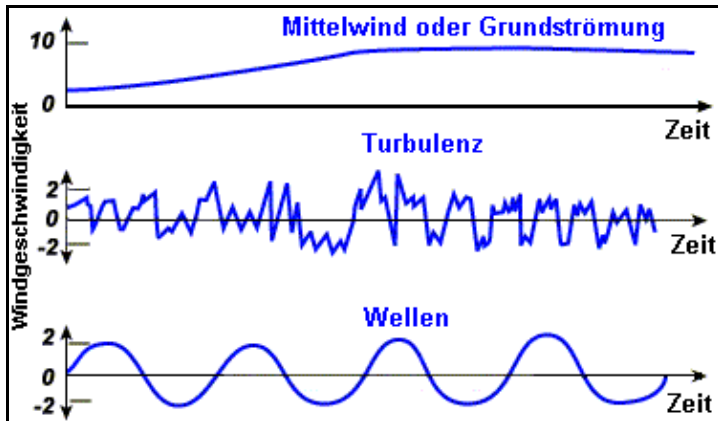
Turbulenz, die in Flughöhen oberhalb 6 km und nicht an Cumulonimbuswolken gebunden in Erscheinung tritt (WMO-Definition), wird High-level turbulence (HLT) genannt. Häufig bezeichnet man HLT auch als Clear air turbulence (CAT). CAT, ein historisch gewachsener Begriff, ist aber durchaus auch in geringeren Höhen zu beobachten.

In den untersten 2 km der Troposphäre wird Turbulenz meist durch Windscherungen und Strömungshindernisse sowie durch Thermik oder Konvektion verursacht. In der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre dagegen beruhen die turbulenzauslösenden Faktoren - mit Ausnahme von hochreichenden Gewittern mit thermisch bzw. konvektiv bedingter Turbulenz - auf dynamischen Vorgängen im Strömungsfeld der Luft.

1.3.2.1 Reibungsturbulenz

Turbulenz entsteht überwiegend in der planetarischen Grenzschicht oder Reibungsschicht zwischen dem Erdboden und einer Höhe von etwa 500 bis 1500 m agl. Diese Schicht befindet sich grundsätzlich - abgesehen von der millimeterdicken laminaren Unterschicht - in einem turbulenten Zustand, da hier Turbulenzen durch Windscherungen und Strömungshindernisse ausgelöst werden.

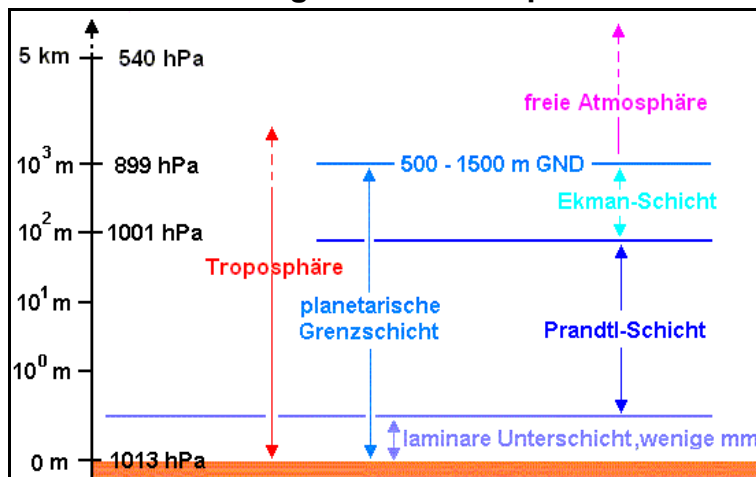
Luftströmung in der planetarischen Grenzschicht (Abb. 3)



Die gesamte Luftströmung in der planetarischen Grenzschicht setzt sich aus der Überlagerung des Mittelwindes mit der Turbulenz und/oder Wellen zusammen. Der Mittelwind transportiert horizontal (Advektion) Wasserdampf, Luftbeimengungen und Impuls (Produkt aus der Masse m eines Körpers und seiner Geschwindigkeit v), Turbulenz sorgt für den vertikalen Ausgleich von Wasserdampf, Luftbeimengungen und Impuls und Wellen befördern sehr effektiv Energie und Impuls.

Strömungshindernisse erzeugen nicht nur Turbulenz, sondern bei stabiler Schichtung können sich hinter ihnen auch - wie im Strömungsmedium Wasser - Wellen ausbilden. Die gesamte Luftströmung in der planetarischen Grenzschicht setzt sich deshalb aus der Überlagerung des Mittelwindes mit der Turbulenz und/oder Wellen zusammen. Der Mittelwind transportiert horizontal (Advektion) Wasserdampf, Luftbeimengungen und Impuls (Produkt aus der Masse m eines Körpers und seiner Geschwindigkeit v), Turbulenz sorgt für den vertikalen Ausgleich von Wasserdampf, Luftbeimengungen und Impuls und Wellen befördern sehr effektiv Energie und Impuls.

Aufbau der Reibungsschicht oder planetarischen Grenzschicht (Abb. 4)



Schematischen Aufbau der Reibungs- oder planetarischen Grenzschicht. Die Angaben des Luftdruckes links beziehen sich auf die ICAO-Standardatmosphäre.

Laminare Unterschicht

Bei glattem Untergrund ist diese Schicht nur wenige Millimeter dick und die Strömung in ihr verläuft parallel zum Untergrund und ist turbulenzfrei. Der Vertikalaustausch von Impuls erfolgt hier von Molekül zu Molekül. Unmittelbar an der Erdoberfläche ist die Windgeschwindigkeit gleich null und sie nimmt dann mit der Höhe linear zu.

Prandtl-Schicht

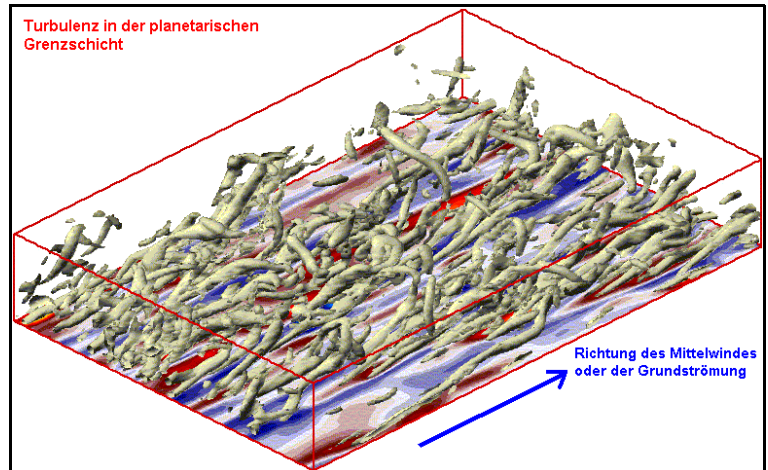
Die Dicke dieser Schicht beträgt etwa 10% der Gesamthöhe der planetaren Grenz- oder Reibungsschicht und ihre Obergrenze liegt in einigen Dekametern bis maximal 100 m über Grund. Die Strömung in der Prandtl-Schicht ist turbulent. Dadurch werden Impuls, Wärme und Wasserdampf transportiert, und das überwiegend durch die thermische Schichtung und Bodenrauigkeit geprägte Windprofil sowie die anderen meteorologischen Größen zeigen mit der Höhe einen annähernd logarithmischen Verlauf. An der Obergrenze der Prandtl-Schicht erreicht der Betrag der Windgeschwindigkeit bereits Werte von etwa 70 - 80 % der reibungsfreien Strömung.

Ekman-Schicht : In der Ekman-Schicht findet die gesamte Drehung des Windes von der Richtung des Bodenwindes zu der des Gradientwindes statt. Hier treten im allgemeinen die höchsten Windgeschwindigkeiten der planetarischen Grenzschicht auf.

Turbulente Luftströmung in der Reibungsschicht (Abb. 5, 6)



Die Grafik links verdeutlicht die turbulenten Luftbewegungen, die durch Strömungshindernisse wie z.B. Bauwerke und Bäume ausgelöst werden.



Die Abbildung rechts zeigt modellhaft die spaghettiartigen, kleinräumigen bodennahen Luftbewegungen in Form von Wirbeln, Walzen oder Wellen, die der Grundströmung überlagert sind und aus Abweichungen vom zeitlich und räumlich gemittelten Grundzustand bestehen.

Scherungsturbulenzen entstehen in der planetarischen Grenzschicht durch Windscherungen zwischen dem Wind in der laminaren Unterschicht mit einer Windgeschwindigkeit von null am Erdboden und dem geostrophischen Wind bzw. Gradientwind an der Obergrenze der Ekman-Schicht. Besonders turbulenzfördernd wirkt in der Reibungsschicht außerdem die kleinräumige Rauigkeit der Erdoberfläche durch Bewuchs, Bebauung und Topographie sowie über den Ozeanen durch das Spektrum der Meereswellen.

Allgemein gilt, dass die mittlere Windgeschwindigkeit auf der Leeseite eines Oberflächenhindernisses (Berge, Bauwerke, Bäume, Büsche usw.) abgeschwächt, die Turbulenz dagegen stark erhöht wird. Deswegen befindet sich die planetarische Grenzschicht, ausgenommen von der millimeter- bis zentimeterdicken laminaren Unterschicht, ständig in einem turbulenten Grundzustand.

Betrachtet man die Wirkung der Reibungskraft, so zeigt sich, dass sie mit der Rauigkeit der Erdoberfläche und der Windgeschwindigkeit zunimmt (s. Form. 4).

Einfacher Ansatz der Reibungskraft (Form. 4)

Quelle : [6]

$$\vec{F}_R = - m \mu \vec{V}_H$$

- F_R : Reibungskraft [N]
- m : Masse der Luft [kg]
- V_H : horizontaler Windvektor [$m s^{-1}$]
- μ : Reibungsfaktor [s^{-1}]; abhängig von der Rauigkeit der Erdoberfläche und der Stabilität der thermischen Schichtung

Markant ausgeprägt ist damit die Reibungsturbulenz im Einflussbereich von hügeligen oder gebirgigen Gelände bei stärkerem Wind.

Durch die Deformation der Stromlinien an den Berghindernissen entstehen je nach Steilheit, Rauigkeit und Strömungszustand über ihnen und vor allen Dingen auf ihrer Leeseite Turbulenzzonen, die unter 1.3.2.4 näher beschrieben werden.

Die Stärke der Reibungsturbulenz wird außerdem noch wesentlich von der thermischen Schichtung bestimmt.

Eine stabile Schichtung unterdrückt Vertikalbewegungen, so dass die Reibungsturbulenz abgeschwächt wird. Eine labile Schichtung dagegen fördert sie, da sich mit der Aufheizung des Untergrundes Konvektionsströme auszubilden beginnen, die zu einem vertikalen Impulsaustausch führen, so dass die Windgeschwindigkeit bei labiler Schichtung durch den vermehrten Impulsaustausch in Bodennähe im Mittel größer ist als bei stabilen Verhältnissen.

Besonders ausgeprägt ist dieser Effekt, wenn der Erdboden stark überhitzt wird. Man spricht dann von konvektiver oder thermischer Turbulenz (s. 1.3.2.2).

Der Gewinn oder Verlust von Wärme durch Ein- oder Ausstrahlung wirkt als eine Energiequelle oder -senke für die turbulente Bewegung und bestimmt die Mächtigkeit der Reibungsschicht.

Wird der Untergrund aufgeheizt, so werden durch die Durchmischung infolge Konvektion stärkere Winde in unteren Schichten und intensivere Turbulenzen hervorgerufen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die nachstehenden Faktoren die Intensität der Flugzeugturbulenz in der Reibungsschicht bestimmen:

- Windgeschwindigkeit,
- Rauigkeit der Erdoberfläche,
- Flughöhe über Grund,
- thermische Schichtung oder statische Stabilität.

Die Reibungsturbulenz der planetaren Grenzschicht ist vor allen Dingen, wenn man von gebirgigen Gegenden absieht, für kleine, tieffliegende Luftfahrzeuge von Bedeutung. Treten jedoch starke Bodenwinde auf, so ergeben sich Turbulenzprobleme für alle Flugzeuge während der Start- und Landephase.

1.3.2.2 Thermische Turbulenz

1.3.2.2.1 Definition

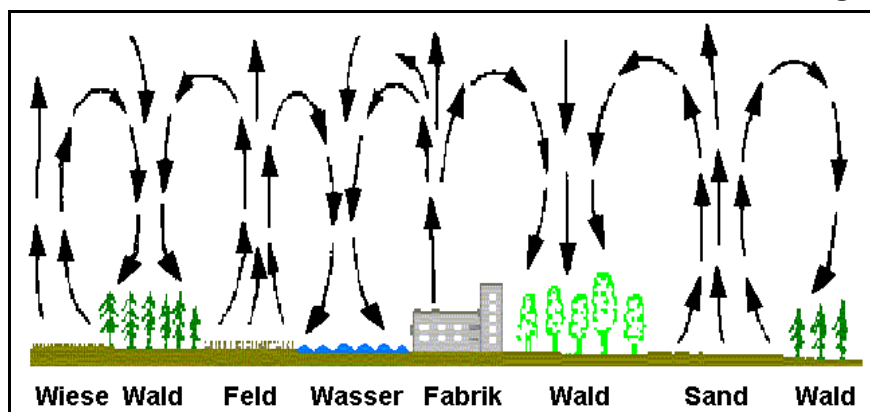
Diese Kategorie der Flugzeugturbulenz umfasst alle Turbulenzen in und außerhalb von Wolken, die durch konvektive Vorgänge aufgrund labiler Temperaturschichtung entstehen. Aus diesem Grunde wird die thermische Turbulenz stark von der Temperatur des Untergrundes beeinflusst, zeigt einen ausgeprägten Jahres- und Tagesgang mit einem Maximum im Sommer sowie nachmittags über Land und tritt außerdem häufig in Verbindung mit Fronten, Trögen und Kaltlufttropfen auf.

Thermische Turbulenz : Turbulenz in und außerhalb von Wolken, die in labilen Luftschichten durch Thermik bzw. Konvektion entsteht und ihr Maximum in Gewittern hat.

Thermische Turbulenzkörper bestehen aus einzelnen, in sich abgeschlossenen Warmluftblasen oder -säulen, die aufgrund ihrer geringeren Dichte gegenüber der Umgebungsluft beschleunigt aufsteigen. Die kältere Umgebungsluft sinkt dabei aus Kontinuitätsgründen aus höheren Schichten ab. Der Umfang der Thermikblasen liegt normalerweise im Größenordnungsbereich mehrerer Dekameter, jedoch durch Vereinigung von Turbulenzkörpern und in konvektiver Bewölkung werden Dimensionen von 0.5 bis 2 km in der Horizontalen und 2 bis 5 km in der Vertikalen erreicht.

Thermische Turbulenz ist am stärksten in cumuliformen Wolken ausgeprägt und hat ihre größte Intensität in Cumulonimben und vor allen Dingen in Gewittern.

Thermische Konvektion über unterschiedlichem Untergrund (Abb. 7)



Thermik (wolkenfreie Konvektion) über unterschiedlichem Untergrund. Wald- und Wasseroberflächen sind tagsüber meist kühler als unbewachsene Sandböden, Wiesen, Bauten und gemähte Felder, so dass die Luft über ersteren absinkt und über letzteren aufsteigt.

1.3.2.2.2 Turbulenz in Gewittern

Da vertikale Luftströme in Gewittern besonders gut ausgeprägt sind, kann Turbulenz in jeder Höhe in und in der Nähe von Cumulonimben auftreten. Es gilt allgemein, dass die Vertikalbeschleunigung in den Aufwindbereichen von aktiven Gewittern mit der Höhe bis zum oberen Drittel des Cb zunimmt, so dass schwere Turbulenz häufiger im mittleren Teil der Wolke als unterhalb, in der Umgebung und in der Nähe der Obergrenze anzutreffen ist.

Schwere oder extrem starke Turbulenz kann mit Starkregen verbunden sein, der aus einem überhängenden Wolkenteil ausfällt und kräftige Abwinde sowie Turbulenz außerhalb der Wolke zur Folge hat. Turbulenz in tieferen oder höheren Regionen wird manchmal auch durch ihre Advektion aus aktiveren Gewitterregionen oder durch Kompensationsbewegungen außerhalb der Wolke ausgelöst.

Cumulonimben, die sich im Bereich von Kaltluft über den Ozeanen entwickeln, können bis in Höhen von 5 - 7 km reichen. Die Obergrenzen von aktiveren Gewittern jedoch liegen üblicherweise in Höhen von 9 - 13 km und häufig sogar noch darüber, vor allen Dingen in tropischen Breiten. In außertropischen Bereichen sind heftige Gewitter normalerweise mit dem Auftreten von Multi- und Superzellen verbunden.

Gewitter zeigen außerdem eine starke Abhängigkeit vom Tagesgang der Lufttemperatur, so dass ihre Aktivität am späten Nachmittag und frühen Abend am größten ist und es treten zeitlich und räumlich große Intensitätsschwankungen auf.

Die Reaktionen eines Luftfahrzeuges beim Durchqueren einer Gewitterzelle sind einerseits die Folge großräumiger vertikaler Luftströme, den Auf- und Abwindschloten, aber sie werden andererseits auch durch kleinräumige Turbulenzkörper, Böen oder Gusts genannt, verursacht.

1.3.2.2.2.1 Auf- und Abwindschlotte (Drafts)

Auf- und Abwindschlotte stellen große vertikale Luftströme eines Gewitters dar, die sich über mehrere 1000 ft erstrecken und ihre Geschwindigkeit nur allmählich ändern. Sie können zu mehr oder minder starken Höhenänderungen eines das Gewitter durchquerenden Luftfahrzeuges führen. Gewitter können in Form einer seltenen Einzelzelle, aber auch als Gruppe dieses Phänomens, der linien- oder oft zu beobachtenden haufenförmigen Multizelle, bzw. manchmal als riesiger Gewitterkomplex, der Superzelle, in Erscheinung treten.

Betrachtet man die großräumigen Vertikalbewegungen der Entwicklungsstadien einer Einzelzelle, so sind im Jugendstadium stärkere Aufwinde überall in der Gewitterzelle anzutreffen, in der Reifephase bildet sich zusätzlich ein Abwindschlot und das Auflösungsstadium zeigt im unteren und mittleren Höhenbereich des Cb keine Aufwinde mehr. Eine haufenförmige Multizelle entwickelt einen kräftigen verzweigten und gebogenen Updraft (s. Abb. 8) und Superzellen verfügen meist über einen extrem starken, ebenfalls gekrümmten Aufwindschlot. Updrafts sind am stärksten im mittleren und oberen Teil einer Gewitterwolke ausgeprägt und zeigen grundsätzlich eine stärkere Intensität sowie eine vertikal und horizontal größere Ausdehnung als Abwindzonen. Deswegen kann die Turbulenzintensität in einem Gewitter erheblich schwanken und hat im frühen Reifestadium einer Einzelzelle meist ihr Maximum.

Aufwindschläuche können im allgemeinen Höhenänderungen bis zu 3000 ft auslösen, es sind aber auch schon Extremwerte von 6000 ft beobachtet worden. Der Abwindschlot ist am kräftigsten in den unteren Regionen des Cb ausgebildet. Die aus der Wolke herabstürzende Kaltluft breitet sich in Erdbodennähe horizontal aus und verursacht häufig starke Windböen.

Weil Abwindschlotte meist schwächer als Aufwindschläuche ausgeprägt sind, bewirken sie im allgemeinen auch eine geringere vertikale Versetzung. In Flughöhen von 300 bis 400 ft agl jedoch stellen sie die größere Gefahr dar, da der Höhenverlust möglicherweise vom Piloten nicht mehr korrigierbar und damit Grundberührung unvermeidbar ist.

1.3.2.2.2 Böen (Gusts)

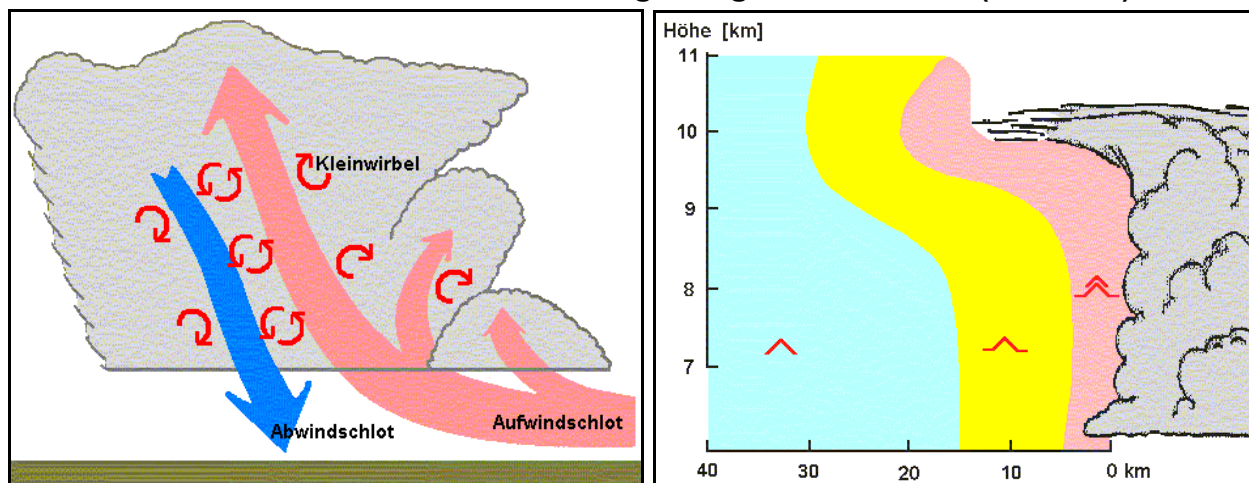
Unter dem Begriff Böen oder Gusts versteht man unregelmäßige, zufällige, plötzliche und kurzzeitliche Luftbewegungen in Form von den Drafts überlagerten Kleinwirbeln.

Böenstärke und Intensität der Turbulenz bei Verkehrsflugzeugen (Tab. 5)

| Böenstärke | Intensität | Reaktionen von großen Verkehrsflugzeugen und ihre Folgen |
|---------------------------|------------|---|
| 1.5 - 6 m s ⁻¹ | leicht | Turbulente Flugbedingungen, unter denen sich z.B. die Passagiere im Airbus A 310 anschnallen können, aber keine Fasten-seat-belt-Pflicht besteht; lose Gegenstände verändern ihre Lage meist nicht. |
| 6 - 11 m s ⁻¹ | mäßig | Turbulente Flugbedingungen, unter denen sich die Passagiere anschnallen müssen; unbefestigte Gegenstände bewegen sich im großen Verkehrsflugzeug. |
| 11- 15 m s ⁻¹ | stark | Selten auftretende Flugbedingungen, unter denen das große Verkehrsflugzeug kurzzeitig außer Kontrolle geraten kann; Flugzeuginsassen werden heftig in die Gurte gedrückt und nicht befestigte Objekte hin- und hergeschleudert. |
| > 15 m s ⁻¹ | sehr stark | Extrem selten auftretende turbulente Flugbedingungen, unter denen der Airbus A 310 heftig hin- und hergeworfen wird und praktisch vom Piloten nicht mehr kontrollierbar ist; Schäden an der Flugzeugzelle sind möglich. |

Sie verursachen signifikante Beschleunigungen des Luftfahrzeuges, die seine Lage und Höhe in nicht zu korrigierender Weise abrupt verändern. Die Intensität der Turbulenz ist dabei eine Funktion der Stärke und Anzahl der Böen, die auf das Flugzeug einwirken. Ihr Durchmesser liegt etwa im Größenordnungsbereich von 1 bis 100 m und sie entstehen durch konvektive Aktivitäten sowie Scherungen zwischen Auf- und Abwindschloten.

Turbulenz im und in der wolkenfreien Umgebung des Gewitters (Abb. 8, 9)



Die Reaktionen eines Luftfahrzeuges beim Durchqueren einer Gewitterzelle sind einerseits die Folge großräumiger vertikaler Luftströme, den Auf- und Abwindschloten, aber sie werden andererseits auch durch Kleinwirbel, Böen oder Gusts genannt, verursacht (s. Abb. 8, links).

In der Umgebung einer Gewitterzelle (Abb. 9, rechts) ist in einem Umkreis von bis zu 35 km mit Turbulenz zu rechnen. Als Faustregel gilt, dass Turbulenz in einer Entfernung bis zum doppelten Durchmesser des Cb und starke Turbulenz in einem Abstand von 1 bis 5 km auftreten kann.

Untersuchungen von Gewitterdurchflügen ergaben folgende Ergebnisse:

- Extreme Turbulenz ist mit dem Auftreten von mehr als 6 Kleinwirbeln auf einer Flugstrecke von 6000 ft verbunden;
- leichte Böen sind wesentlich häufiger anzutreffen als starke, jedoch können starke Kleinwirbel in allen Höhen auftreten, so dass sie bei Gewitterdurchflügen nicht zu vermeiden sind;
- Vertikalgeschwindigkeiten von mehr als $30 - 40 \text{ m s}^{-1}$ ($> 60 \text{ m s}^{-1}$ USA) sind in schweren Gewittern oft zu beobachten;
- die stärkste Turbulenz tritt im Höhenbereich zwischen 3 und 6.5 km auf und verursacht die heftigsten Flugzeugbewegungen mit hohen Beschleunigungswerten (NASA-Veröffentlichung $\approx 3.8 \text{ g}$);
- in Flughöhen von unterhalb 2000 m und oberhalb 8000 m beträgt das Turbulenzrisiko nur noch 50 %;
- auch in der Umgebung einer Gewitterzelle ist in einem Umkreis von bis zu 35 km mit Turbulenz zu rechnen; als Faustregel gilt, dass Turbulenz in einer Entfernung bis zum doppelten Durchmesser des Cb und starke Turbulenz in einem Abstand von 1 bis 5 km auftreten kann.

1.3.2.3 Turbulenz an Inversionen

Inversionen, die in der gesamten Troposphäre auftreten können, stellen Grenzschichten mit wärmerer Luft oberhalb und kälterer Luft unterhalb der Sperrschicht dar. Die damit vorhandenen Dichteunterschiede an dieser sogenannten Temperaturumkehrschicht, mit denen häufig auch noch Windsprünge infolge des fehlenden Vertikalaustausches verbunden sind, verursachen allein beim Durchfliegen durch die Auftriebsänderung schwache bis mäßige turbulente Flugzeugbewegungen.

Frontalzonen aktiver Fronten können deshalb, wenn sie große Dichteunterschiede und/oder kräftige vertikale Windsprünge aufweisen, durchaus starke Turbulenz hervorrufen. Diese einige Kilometer dicke Zonen sind jedoch nur schwach geneigt (1 : 100), so dass ein Luftfahrzeug beim Durchqueren einer Frontalzone seine Aufenthaltszeit in ihr durch die Zunahme der Sink- oder Steigrate vermindern kann.

Durch innere Reibung (Adhäsionskräfte) und Windscherung kann es an der Inversion zu wellenartigen Schwingungen (Helmholtz-Wogen) kommen. Ihre Wellenlängen, die eine Funktion des vertikalen Temperaturgradienten und der Windscherung sind, liegen im allgemeinen um die 400 m und die Amplituden betragen einige zehn bis mehrere hundert Meter.

Diese Wellen, die bei Kondensation des Wasserdampfes als wogenförmige Wolkenstruktur (Cc un, Ac un, Sc un) sichtbar werden, zerfallen zu kleineren Turbulenzwirbeln, die schwache bis mäßige Flugzeugturbulenz auslösen können.

Auch durch nächtliche Ausstrahlung an der Obergrenze einer Inversion und der damit erfolgenden Labilisierung ist Flugzeugturbulenz möglich.

1.3.2.4 Turbulenz in der Umgebung von Gebirgen

Turbulenz, die über hügeligen oder gebirgigen Terrain beobachtet wird, beschränkt sich nicht nur auf die planetarische Grundschicht, sondern tritt häufig auch in der freien Atmosphäre auf.

Sie ist eine Folge der in diesen Gegenden gut ausgebildeten Reibungsturbulenz sowie der vielfach auf der Leeseite des Hindernisses entstehenden Schwerewellen.

1.3.2.4.1 Reibungsturbulenz

Die Reibungsturbulenz, die in der Umgebung von Gebirgen angetroffen wird, ist wesentlich kräftiger als die über dem Flachland (s. 1.3.2.1), und ihre Stärke ist eine Funktion der

- gebirgssenkrechten Komponente der anströmenden Luft,
- Höhe und Stärke des Windmaximums,
- thermischen Schichtung,
- Höhe des Gebirgszuges und
- Hangneigung.

Besonders intensive Turbulenz findet man im Bereich von senkrecht angeströmten, hohen und steilen Hindernissen bei stabiler Schichtung und einem kräftigen Windmaximum in Kammhöhe.

1.3.2.4.2 Turbulenz in Leewellen

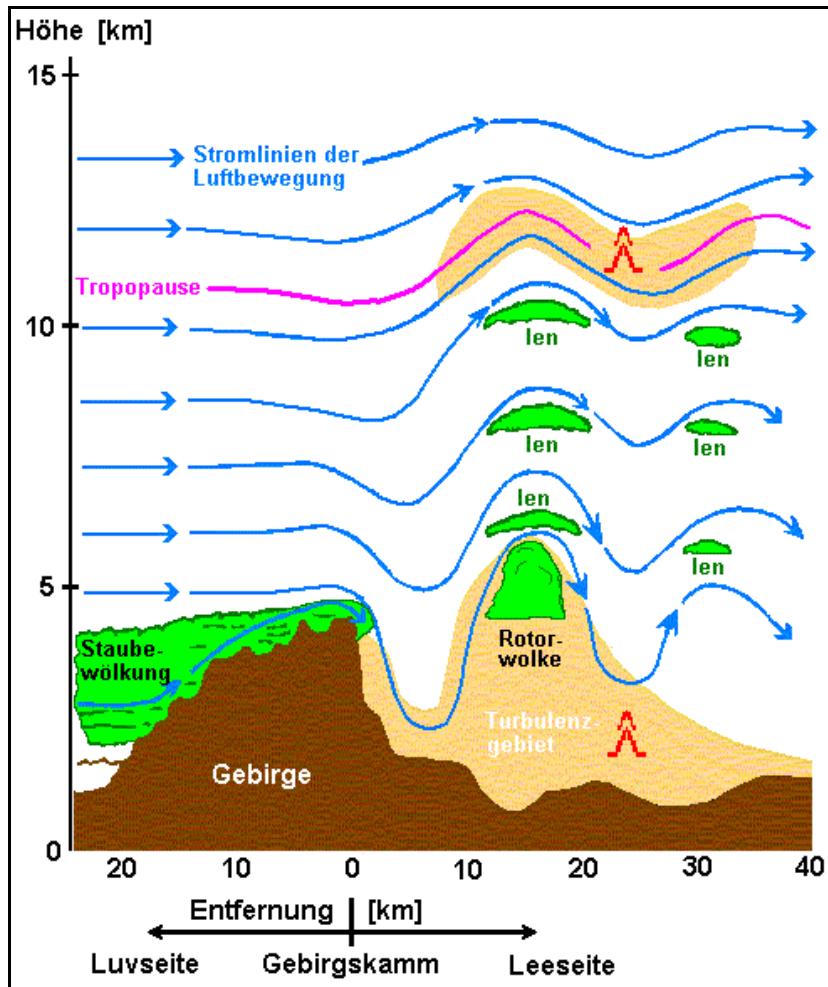
Auf der Leeseite von einzelnen Bergen oder Gebirgszügen lassen sich häufig weltweit sogenannte Gravitations- oder Schwerewellen beobachten, die unter dem Einfluss der Schwerkraft an einer troposphärischen Übergangszone, einer Inversion oder Isothermie, entstehen. Das Gebirge bildet dabei die Störungsquelle der Luftströmung und aufgrund der Gravitationskraft kommt es dann bei stabiler Schichtung der Atmosphäre zur Ausbildung von leeseitigen Schwingungen, die physikalisch als stehende Wellen zu betrachten sind und von Segelfliegern als Leewellen bezeichnet werden.

Solche Wellen transportieren genügend zusätzliche Energie, so dass starke Turbulenz nicht nur innerhalb der Grundsicht in der Nähe von Berggipfeln, sondern auch noch bis zu 35-40 km auf der Leeseite des Gebirgszuges in der Reibungsschicht und in der freien Atmosphäre auftreten kann.

Die Wellenlänge von Leewellen beträgt in der Regel 5 bis 25 km, liegt in der Mehrzahl der Beobachtungsfälle bei 10 km und es lassen sich leeseitig 2 bis 3, manchmal sogar 5 bis 7 Wellenberge registrieren.

Grundsätzlich gilt, dass die Wellenlänge mit der Windgeschwindigkeit zunimmt und mit abnehmender Stabilität geringer wird.

Turbulenz in der Umgebung von Gebirgen (Abb. 10)



Starke Turbulenz tritt kann beim Vorhandensein von signifikanten Leewellen nicht nur in der unmittelbaren Umgebung der Rotorwolke, sondern auch in einer relativ mächtigen und horizontal ausgedehnten bodennahen Luftschicht und im Tropopausenbereich auf der windabgewandten Seite des Gebirges auftreten.

Beobachtungen zeigten, dass die Amplitude der Welle im allgemeinen mit zunehmender Entfernung vom Erdboden anwächst, ein Maximum in der mittleren Troposphäre erreicht, dann wieder abnimmt und unterhalb der Tropopause gegen null geht. In Ausnahmefällen jedoch können bei kräftigen Winden besonders durch Hochgebirge Leewellen ausgelöst werden, deren Amplitude so groß ist, dass nicht nur die Troposphäre, sondern auch noch die Stratosphäre von diesen dynamischen Vorgängen erfasst wird. Vertikalbewegungen von $5-10 \text{ m s}^{-1}$ sind im Mittelgebirgsraum nicht ungewöhnlich, die Maxima liegen bei 25 m s^{-1} , aber es wurden auch schon Werte von 40 m s^{-1} beobachtet.


Die Vertikalbewegungen verursachen teilweise nur Höhenänderungen eines Luftfahrzeuges, jedoch besteht zusätzlich die Gefahr, dass Wellen mit kleiner Wellenlänge stärkere Flugzeugbewegungen zur Folge haben.

Erfahrungsberichte z.B. ergaben, dass bei normaler Reisefluggeschwindigkeit und einer Vertikalgeschwindigkeit von über 12 m s^{-1} schwere Schäden an der Flugzeugzelle auftreten können.

Aus diesem Grunde sollte in Leewellenregionen die Fluggeschwindigkeit gedrosselt werden, auch wenn die Strömung laminar erscheint. Turbulenz kann hier plötzlich und ohne Vorwarnung in Erscheinung treten.

Auf der Leeseite von Gebirgshindernissen bilden sich in tieferen Schichten häufig beständige Wirbel mit horizontaler, kammparalleler Achse aus, die Rotoren genannt werden. Ihre horizontale Ausdehnung beträgt im allgemeinen 3 bis 10 km, die vertikale 1 bis 3 km. Die kräftigsten Rotoren entstehen normalerweise unmittelbar im Lee des Höhenzuges unter dem ersten Wellenberg, es können sich jedoch noch zusätzliche Rotoren stromabwärts unter weiteren Wellenkämmen ausbilden. Heftigste Turbulenz wurde in und in der Umgebung von Rotoren gemeldet, wobei Aufwindgeschwindigkeiten von 10 m s^{-1} und Beschleunigungen von über 4 g auftraten.

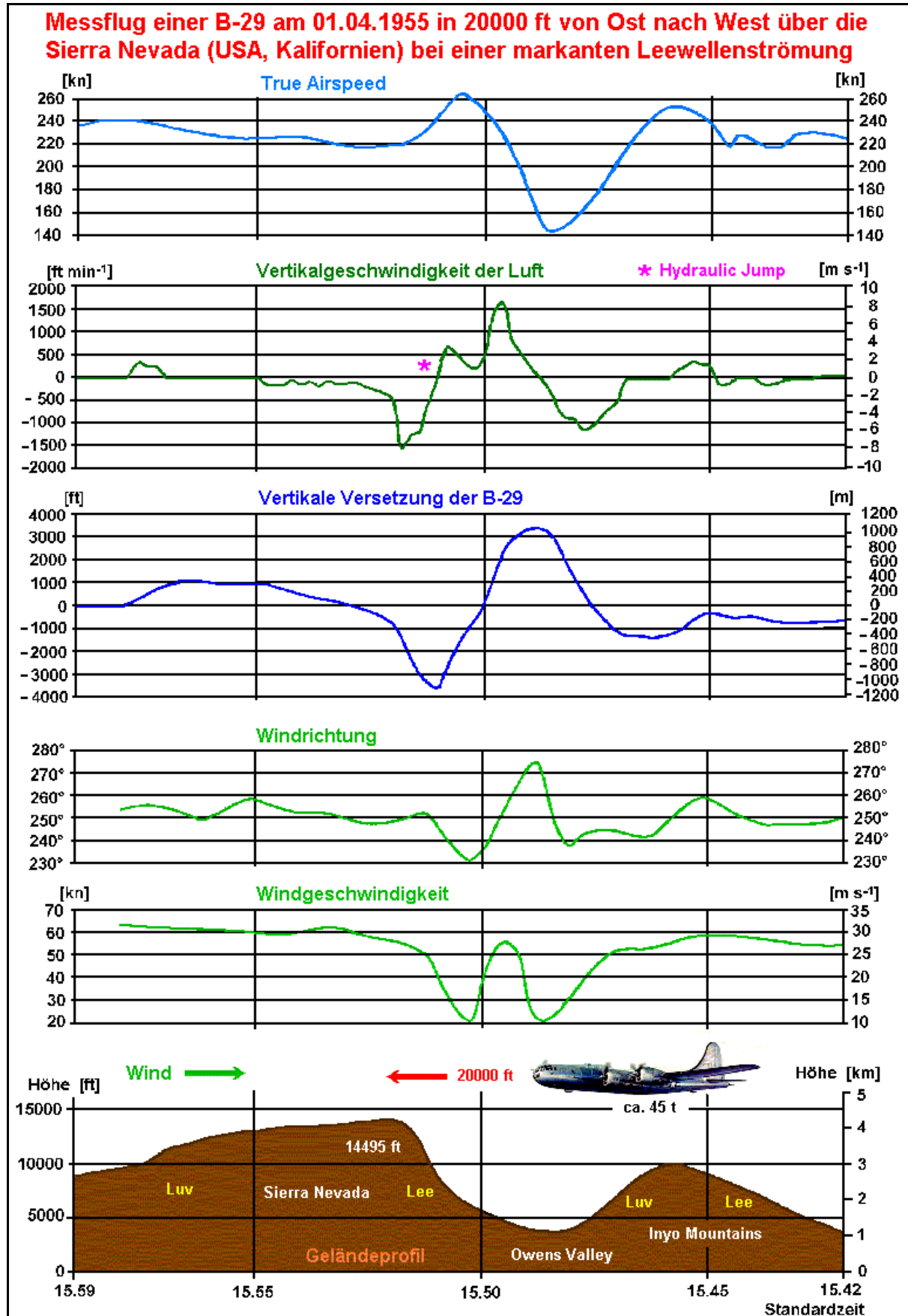
Auch wenn Flüge durch Leewellengebiete selbst bei starken Vertikabewegungen der Luft eine laminare Strömung vortäuschen, können Turbulenzen von solch hoher Intensität angetroffen werden, wie sie sonst nur in heftigsten Gewittern zu finden ist.

Ein gutes Beispiel dafür sind die Messdaten eines Fluges am 1. April 1955 im Bereich der Sierra Nevada (USA; höchster Berg  Mount Whitney 4418 m), der, quer zum Gebirge und gegen den Wind, mit einer B-29 (Superfortress, fliegende Festung), einem viermotorigen Langstreckenbomber der USAF des 2. Weltkrieges, in einer Flughöhe von 20000 ft über NN erfolgte. Die Abbildung 11 zeigt die Horizontalprofile der True airspeed, der Vertikalbewegungen der Luft, der vertikalen Versetzung des Flugzeuges und der Windrichtung (im Diagramm von links nach rechts) und -geschwindigkeit. Geflogen wurde mit konstanter Triebwerksleistung und einem mit dem Höhenmesser gekoppelten Autopiloten. Betrachtet man die Messwerte der sich von rechts nach links gegen die Luftströmung bewegenden B-29, ergeben sich folgende Einzelheiten:

- Die Aufzeichnungen der Windrichtung- und -geschwindigkeit verdeutlichen die komplexen Strömungsverhältnisse auf der Leeseite eines Gebirges, die Schwankungen von über 40° und ca. 40 kn zeigen.
 - Die Windgeschwindigkeitsvariationen lassen sich folgendermaßen erklären. Das Luftpaket, das bei stabiler Schichtung auf der Luvseite des Hindernisses zwangsweise gehoben wurde, beginnt sich in tieferen Luftschichten bereits wieder vor dem Gebirgskamm abwärts in Richtung seiner Ausgangslage zu bewegen und schießt aufgrund seines Geschwindigkeitsüberschusses darüber hinaus (Hydraulic jump).
 - Die Windrichtungsschwankungen sind eine Folge der Druckänderungsmechanismen, die beim Anströmen von Gebirgen auftreten - Druckanstieg auf der Luvseite, -fall auf der Leeseite - und eine anti- bzw. zyklonale Verbiegung der Stromlinien bewirken. Allerdings scheint der Druckstieg auf der Luvseite der Sierra Nevada aufgrund des flachen Gebirgsprofils keine Ablenkung der Windrichtung ausgelöst zu haben.

Messflug einer B 29 bei einer markanten Leewellenströmung im Bereich der Sierra Nevada (Abb. 11)

Quelle : [22]



- Die vertikale Versetzung der B-29 in Leewellen ist bemerkenswert und beträgt über 6500 ft bzw. mehr als 2300 m. Nach einer Höheneinbuße wieder zu steigen, ist nicht einfach, weil das Windfeld starke Variationen zeigt und damit den Auftrieb entscheidend beeinflusst. Über Gebirgen ist deshalb immer mit einem ausreichenden Sicherheitsabstand zu fliegen. Der Höhengewinne und -verluste sind aber nicht nur auf die Vertikalbewegungen zurückzuführen, sondern werden auch durch Windänderungen verursacht.
- Das Profil der True airspeed zeigt Geschwindigkeitsschwankungen von mehr als 120 kn, mit einem Minimum über dem Owens Valley von 142 kn und einem Maximum vor dem Kamm der Sierra Nevada mit über 260 kn. Diese Horizontal-Beschleunigungen sind hauptsächlich eine Folge der substantiellen Windrichtungs- und -geschwindigkeitsschwankungen, die aufgrund der Trägheit des Flugzeuges Änderungen der True airspeed hervorrufen. Der Geschwindigkeitsverlust in Leewellen ist besonders heimtückisch, weil bei den Versuchen des Piloten oder Autopiloten, den Höhenverlust zu kompensieren, die Mindestfluggeschwindigkeit (Stalling speed) unterschritten werden kann. Diese Vertikalbewegungen und Windänderungen über und auf der Leeseite von Gebirgen verursachen in Abhängigkeit von ihrer Stärke, der Fluggeschwindigkeit und der Masse des Luftfahrzeuges mehr oder minder starke Turbulenz, die in der gesamten Troposphäre und auch noch in der Stratosphäre auftreten kann.

1.3.2.5 High-Level-Turbulenz

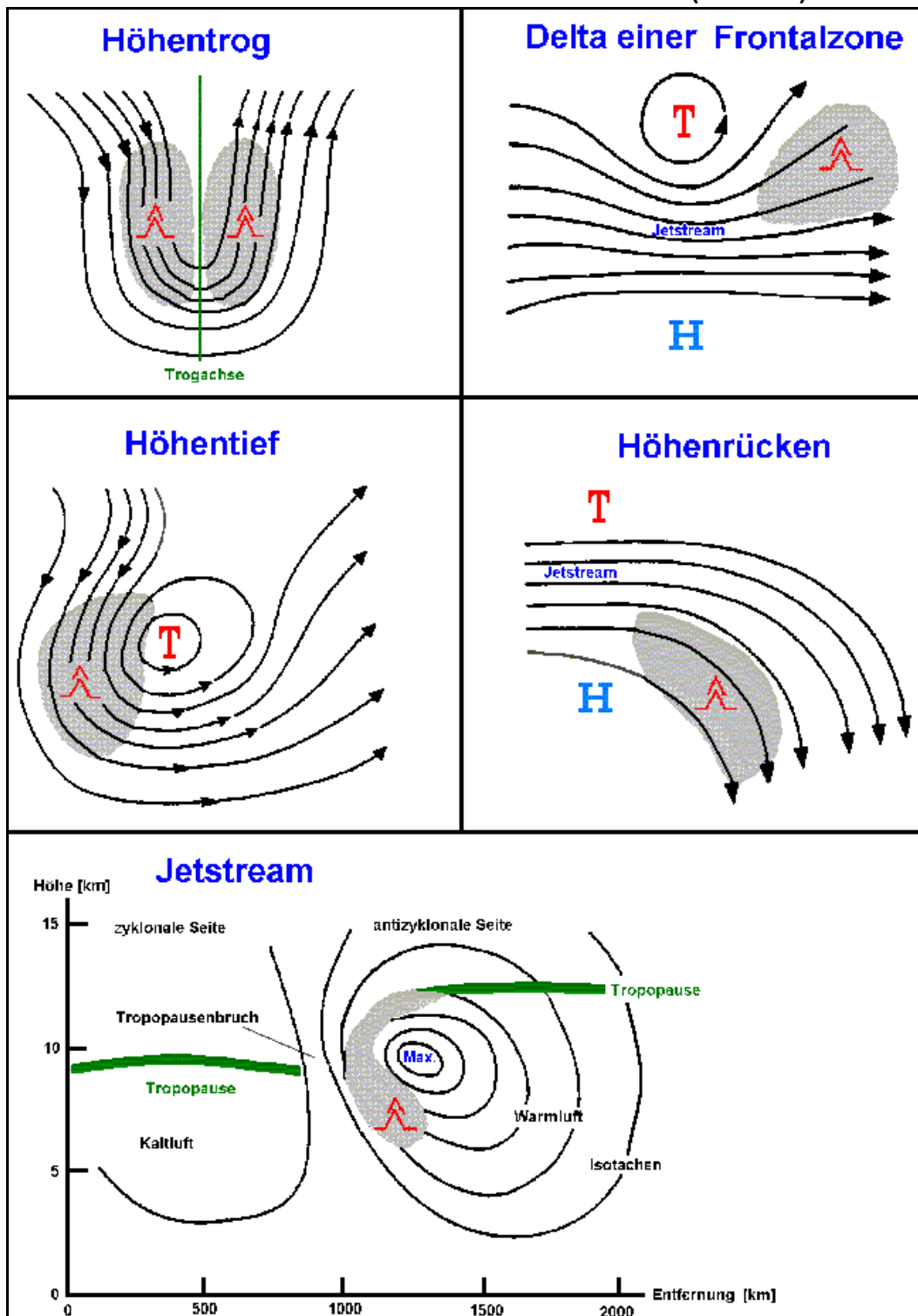
Turbulenz in der oberen Tropo- und unteren Stratosphäre in Höhen von mehr als 6 km heißt High-level turbulence (HLT), wird überwiegend durch Windscherungen hervorgerufen und macht sich in ihrer Auswirkung auf Luftfahrzeuge als unangenehme Unruhe bemerkbar, die in leichteren Fällen einer flotten Autofahrt über Kopfsteinpflaster entspricht und bei extremer Ausprägung so stark sein kann, dass die Flugzeugzelle geschädigt wird.

High level turbulence, die in den 50er-Jahren als Flugzeugturbulenz in wolkenfreier Luft auch als 'Clear air turbulence CAT' bekannt wurde, ist überwiegend an den Jetstream mit seinen Strömungsmustern Höhentief, -trog und -rücken gebunden sowie im Tropopausenbereich anzutreffen.

HLT-Gebiete haben gewöhnlich eine Länge von 80 km, können sich aber in Ausnahmefällen bis zu 500 km ausdehnen, ihre vertikale Mächtigkeit beträgt im Mittel 600 m mit einer unteren Grenze von 20 - 30 m und ihre Breite liegt etwa bei 40 km.

Die Mechanismen, die zur Ausbildung von HLT führen, sind äußerst komplex. Besonderheiten der horizontalen Strömung scheinen in vielen Fällen signifikant zu sein. Es deutet sich z.B. an, dass in der Stratosphäre horizontale Variationen des Strofeldes wesentlich bedeutender sind als vertikale Windänderungen.

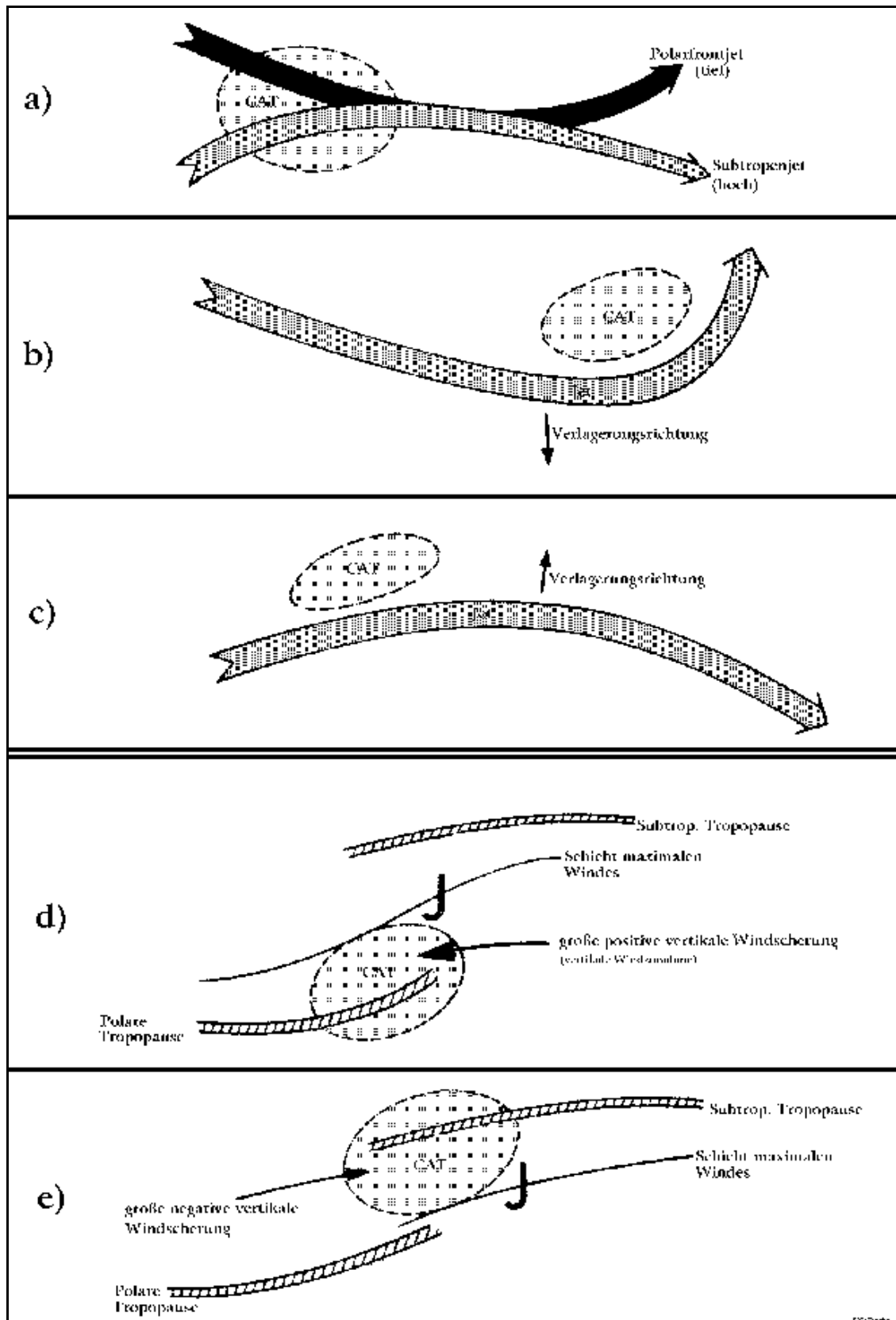
Höhenstromfeld und Gebiete mit starker Turbulenz (Abb. 12)



In den dunkel schraffierten Bereichen innerhalb des Höhenstromfeldes bzw. unterhalb der subtropischen Tropopause der untersten Grafik von Abb. 9 ist mit hoher Wahrscheinlichkeit mäßige bis starke Turbulenz zu erwarten.

Die Abbildungen 12 und 13 zeigen die Gebiete (dunkel schraffiert) innerhalb des Höhenstromfeldes, in denen mit hoher Wahrscheinlichkeit mäßige bis starke Turbulenz zu erwarten ist.

Potentielle CAT-Gebiete (Abb. 13)



schraffierter Bereich : potentielle CAT-Gebiete

Quelle : [18]

CAT : Clear air turbulence; Flugzeugturbulenz in wolkenfreier Luft oberhalb von 6 km

Obwohl verschiedene Parameter des Wind- und Temperaturfeldes statistisch mit HLT in Verbindung gebracht werden können, besteht kein eindeutiges Bild über die Vorgänge, die zu ihrer Ausbildung führen. High-level turbulence tritt unter bestimmten Voraussetzungen an einem gegebenen Ort und Zeitpunkt auf, ist aber zu anderen Zeiten bei ähnlichen oder extremeren Bedingungen nicht zu beobachten.

1.3.2.5.1 Scherungsturbulenz im Höhenstromfeld

Clear air turbulence (CAT) kommt im Höhenstromfeld im Bereich des Jetstreams, von Höhentiefs und -trögen und -rücken vor (s. Abb. 14). Theoretische Untersuchungen und Beobachtungen von Flugzeugbesatzungen ergaben, dass im Höhenstromfeld beim Überschreiten von bestimmten Grenzwerten der Windscherung (s. Tab. 6) mit signifikanter HLT zu rechnen ist.

Grenzwerte von signifikanter Turbulenz im Jetstreambereich (Tab. 6)

| Art der Scherung | Grenzwerte |
|--------------------------|------------------|
| vertikale Windscherung | 6 kn/1000 ft |
| horizontale Windscherung | 8 kn/Breitengrad |

Betrachtet man den Jetstreambereich, so ergibt sich folgende prozentuale Verteilung für das Auftreten von HLT.

Jetstreambereich und Turbulenz (Tab. 8)

| Jetstreambereich | Anzahl der Fälle |
|---------------------|------------------|
| zyklonale Seite | 75 % |
| Achsenbereich | 15 % |
| antizyklonale Seite | 10 % |

Wurde HLT angetroffen, so trat sie zu 75 % in leichter Form und nur in 5 - 10 % der Fälle als starke Turbulenz auf.

Beobachtete Intensität von HLT (Tab. 9)

| Turbulenzintensität | Anzahl der Fälle |
|---------------------|------------------|
| leicht | 75 % |
| mäßig | 15 - 20 % |
| stark | 5 - 10 % |

Charakteristika verschiedener CAT-Beobachtungen (Tab. 7)

| Quelle | Ort der Beobachtung | | Intensität | Häufigkeit des Auftretens | extreme Stärke | Ausdehnung | | | | | | | | | |
|-------------|---|--|-----------------------|---------------------------|--|--|--------------|----------------|----------------|---------------|-------------------|---|---|---|---|
| | Höhe | Häufigkeitsmaxima | | | | horizontal | | vertikal | | | | | | | |
| | | | | | | im Mittel | extrem | im Mittel | extrem | | | | | | |
| Bannon | – | 28000 - 32000 ft | – | – | 0.7 g | – | – | – | – | | | | | | |
| Bindon | 24000 ft | – | – | – | 3 g | – | – | – | – | | | | | | |
| Clem | 25000 - 45000 ft | 40000 - 44000 ft, Sekundärmaximum bei 34000 ft ü. NE/ USA | leicht | 19 % aller Flüge | – | 15 - 60 km, länger als breit | – | 500 - 2000 ft | – | | | | | | |
| | | | mäßig | 12 % aller Flüge | | | | | | | | | | | |
| | | | stark | 2 % aller Flüge | | | | | | | | | | | |
| Clodman | 18000 - 40000 ft | keine nennenswerte Abhängigkeit über Südamerika zw. 18000 - 38000 ft | alle Stärken | 1 : 35 km | – | ca. 90 km | ≥450 km | 3000 ft | 100 - 15000 ft | | | | | | |
| | | | mäßig und stark | 1 : 85 km | | | | | | Anzahl pro km | | | | | |
| | | | stark | 1 : 440 km | | | | | | | | | | | |
| Cunningham | – | – | – | – | – | 50 % < 30 km | 6.9 - 328 km | ca. 1500 ft | 500 - 3000 ft | | | | | | |
| Estoque | 350 hPa | 250 hPa (Europa, Türkei, USA, Japan) | 10 | 5 | 2 | Böen [ft s ⁻¹] | 0.08 | 0.72 | 9.0 | % | der geflogenen km | – | – | – | – |
| | 300 hPa | | 10 | 5 | 2 | | 0.11 | 0.88 | 11 | | | | | | |
| | 250 hPa | | 10 | 5 | 2 | | 0.15 | 1.2 | 15 | | | | | | |
| | 200 hPa | | 10 | 5 | 2 | | 0.09 | 0.75 | 9.0 | | | | | | |
| | 150 hPa | | 10 | 5 | 2 | | 0.02 | 0.16 | 2.0 | | | | | | |
| Heath-Smith | Abnahme bis 25000 ft, darüber Zunahme | | – | – | 0.8 g oder 20 ft s ⁻¹ | – | – | – | – | | | | | | |
| Hislop | 25000 ft | – | 4 ft s ⁻¹ | 1 Bö auf 13 km | 1.5 g = 35 ft s ⁻¹ | 75 - 100 km | – | 900 m | – | | | | | | |
| | 30000 ft | | 8 ft s ⁻¹ | 1 Bö auf 97 km | | | | | | | | | | | |
| | | | 12 ft s ⁻¹ | 1 Bö auf 650 km | | | | | | | | | | | |
| Hyde | 22000 - 28000 ft | – | sehr stark | 1 % aller Flüge | 2.5 - 4 g (geschätzt) | – | – | – | – | | | | | | |
| | bis 36000 ft | | stark | 7 % aller Flüge | | | | | | | | | | | |
| | bis 49000 ft | | leicht oder mäßig | 28 % aller Flüge | | | | | | | | | | | |
| Kuettner | 40000 ft | – | – | – | +3 g; -2.5 g (Segelflug) (21 m s ⁻¹) | – | – | – | – | | | | | | |
| Murray | 400 - 200 hPa | – | ≥0.1 g | 37.4 % aller Flüge | 0.4 g | – | – | – | – | | | | | | |
| | | | ≥0.2 g | 4.9 % aller Flüge | | | | | | | | | | | |
| | | | ≥0.3 g | 0.2 % aller Flüge | | | | | | | | | | | |
| Pinus | Abnahme bis mittl. Troposphäre, darüber Zunahme um 15 - 20 % bis Tropopause | | – | – | – | – | – | – | – | | | | | | |
| Press | – | – | – | – | – | 50 % < 80 km | > 800 km | 50 % < 2000 ft | 100 - 10000 ft | | | | | | |
| | | | | | | Gebiete mit starker CAT sind meist ausgedehnter und dicker | | | | | | | | | |

1.3.2.5.2 Turbulenz im Tropopausenbereich

Auch im Tropopausenbereich ist, in Abhängigkeit von der Stärke des vertikalen Temperaturgradienten, wie an normalen Inversionen (s. 1.2.3), leichte bis mäßige Turbulenz zu beobachten. Starke Turbulenz wird an der Tropopause zwar selten angetroffen, tritt aber nach umfangreichen Untersuchungen mit großer Wahrscheinlichkeit auf, wenn

- die Tropopause eine kräftige Neigung zeigt bzw. ein Tropopausengraben oder -bruch vorhanden ist (s. Abb. 13, unten);
- in den vergangenen 6 bis 12 Stunden aufgrund einer raschen Zyklogenese eine markante, hochreichende troposphärische Abkühlung und damit ein Absinken der Tropopause stattgefunden hat.

1.3.2.5.3 HLT und Gebirge

Zahlreiche Untersuchungen, Messungen und Aussagen von Flugzeugbesatzungen ergaben außerdem, dass der Einfluss von Gebirgen auf die Turbulenz in Jetstreams von außer-ordentlicher Bedeutung ist.

Die Lage des Windmaximums in Relation zur Gebirgshöhe und die statische Stabilität bestimmen den Einfluss eines Gebirges auf die Turbulenz. In einem gebirgsnahen und -parallelen Strahlstrom ist HLT häufiger und intensiver anzutreffen als unter gleichen Bedingungen im Bereich eines Jetstreams, der sich oberhalb einer ebenen Erdoberfläche befindet. Besonders intensiv ist die Turbulenz im Bereich von senkrecht angeströmten, hohen und steilen Hindernissen bei stabiler Schichtung und einem kräftigen Windmaximum in Kammhöhe. Der maximale Effekt wird sich bei einer relativ stabilen tieferen Schicht und einem starken gebirgssenkrechten Low-Level-Wind einstellen, der sich mit der Höhe nur wenig ändert.

Verläuft die Jetachse in kammsenkrechter Richtung zum Gebirge, summieren sich Scherungs- und Leewellenturbulenzen, so dass noch bis zu 100 - 200 km leewärts des Hindernisses Turbulenz angetroffen werden kann.

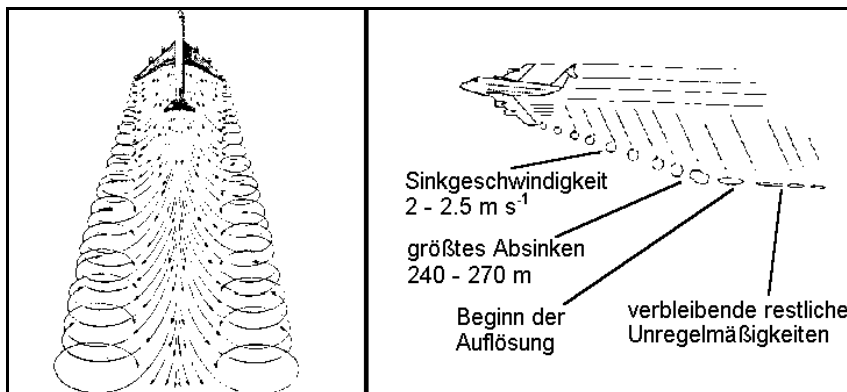
1.3.2.6 Wake- oder Vortex-Turbulenz

Jedes Flugzeug erzeugt während des Fluges einen Nachstrom an Luft, der aus einem Paar von den Flügelenden ausgehenden, sich gegeneinander drehenden Wirbelschleppen besteht. Die Intensität dieser Wirbel ist in erster Linie eine Funktion des Gewichts, der Geschwindigkeit und der Tragflügelform des Flugzeuges.

Die größte Wirbelstärke tritt bei schweren, widerstandsarmen und langsamen Flugzeugen auf. Da die Walzen dieser Wirbelschleppen hohe Geschwindigkeiten aufweisen können - in einem Versuch wurden Tangentialgeschwindigkeiten von 45 m s^{-1} gemessen -, bedeutet die Wake- oder Vortex-Turbulenz eine nicht unerhebliche Gefahr für kleinere Luftfahrzeuge, die größeren Flugzeugen im An- und Abflugbereich folgen bzw. deren Flugweg kreuzen. Die Drehgeschwindigkeiten der Wirbel kann die Roll-Steuerbarkeit einiger Luftfahrzeuge übertreffen bzw. Turbulenzschäden an der Flugzeugzelle verursachen. Piloten sollten deshalb in oder über der Flugbahn schwerer Strahlflugzeuge fliegen und wenn nötig den Kurs ändern, um gefährliche Turbulenzen zu vermeiden.

Die Wirbelstärke wird mit der Zeit und der Entfernung hinter dem erzeugenden Luftfahrzeug geringer und der Wind sowie die statische Stabilität beeinflussen die Stärke und Andauer der Wirbel.

Wirbelschleppen eines Verkehrsflugzeuges (Abb. 14 a))



Wirbelschleppe einer F-18 Hornet (Abb. 14 b))



[Quelle: NASA, NASA/FAA Documents UQAM
Mannyp 26]

1.4 Turbulenz und Luftfahrt

1.4.1 Spektrum von Turbulenzkörpern

Das Spektrum der charakteristischen Längen der aus Wirbeln, Walzen oder Wellen bestehenden atmosphärischen Bewegungsformen der Luft reicht von wenigen Millimetern bei der Mikroturbulenz bis zu mehreren Zehntausend Kilometern bei planetarischen Wellen, und die zeitliche Andauer liegt in der Größenordnung von Sekundenbruchteilen bis zu einem Monat (s. Tab. 2). Für die Luftfahrt sind jedoch nur einige dieser in atmosphärischen Bewegungsformen von Bedeutung, so dass sich drei Grundformen von Turbulenzkörpern festlegen lassen, die einen Einfluss auf Luftfahrzeuge zeigen.

1.4.1.1 Grundform 1

Zur Grundform 1 zählen Kleinwirbel mit gerichteter oder ungerichteter Achse, die bei labiler Schichtung durch Bodenreibung und/oder konvektive Vertikalbewegungen entstehen. Ihr Durchmesser beträgt etwa 1 - 100 m und ihre zeitliche Dimension reicht von Sekunden bis Minuten. Diese Kleinwirbel können sich ständig wieder neu ausbilden, sofern die erzeugende meteorologische Quelle weiter aktiv ist. Dazu gehören Reibungswirbel, Böen (Gusts) in Bodennähe oder in Cb, kleinräumige Thermik, Böenwalzen und Kleintromben.

1.4.1.2 Grundform 2

Die Grundform 2 bilden Thermikblasen, Tornados und Auf- und Abwindschlote im Cb. Hier handelt es sich um Turbulenzkörper, die bei labiler Schichtung als konvektive Vertikalbewegungen überwiegend gerichtet auftreten, Durchmesser von 10 - 1000 m aufweisen und Minuten bis Stunden andauern können. Dazu zählen z.B.

1.4.1.2 Grundform 3

Turbulenzkörper der Grundform 3 umfassen alle Bewegungsformen, die bei stabiler Schichtung als Scherungs- und Gravitationswellen an Inversionen, im Lee von Gebirgen, an Jetstreams und im Bereich von Frontflächen entstehen. Ihre Länge liegt bei 100 m bis 100 km, über ihre Andauer sind keine Daten bekannt.

1.4.2 Auswirkungen der Turbulenz auf Luftfahrzeuge

Nur ein kleiner Teil des umfangreichen Spektrums der meteorologischen Turbulenzkörper (s. Tab. 7) beeinflusst Luftfahrzeuge, und ihre Reaktion auf die atmosphärischen Luftbewegungen ist eine Funktion ihrer flugtechnischen Daten, ihrer aerodynamischen Eigenschaften sowie der räumlichen Ausmaße der Turbulenzkörper. Allgemein gilt, dass die meisten zivilen Verkehrsmaschinen auf Turbulenzkörper mit Durchmessern von 50 bis 300 m wahrnehmbar reagieren. In größeren Turbulenzkörpern schwingt das Luftfahrzeug mit, geringere werden ohne Störungen durchquert. Lediglich Segelflugzeuge und kleinere Motorflugzeuge reagieren auch auf Turbulenzkörper mit einem Durchmesser von weniger als 50 m.

Flugzeug- : Reaktion eines Luftfahrzeuges auf meteorologische Turbulenz in Form wahrnehmbarer Bewegungen des Fluggerätes, die aus Änderungen der Höhe, Fluglage, -geschwindigkeit und/oder Eigenschwingungen bestehen.

Bekannt geworden ist Flugzeugturbulenz in wolkenfreier Luft in Höhen oberhalb von 6 km Ende der 50er-Jahre als Clear air turbulence (CAT). Ihre Auswirkungen zeigen sich in ungleichmäßig auf das Flugzeug einwirkenden Kräften, die den Flugkomfort und bei extrem hohen Werten auch die Stabilität der Flugzeugzelle gefährden können.

Meteorologische Turbulenz verursacht

- Höhenänderungen,
- Fluggeschwindigkeitsschwankungen,
- Fluglageänderungen in Form von
 - Gier- (yawing) ↻ Bewegung um die Hochachse,
 - Roll- und (rolling) ↻ Bewegung um die Längsachse,
 - Nickbewegungen (pitching) ↻ Bewegung um die Querachse.
- Eigenschwingungen des Materials und
- Resonanzschwingungen (bis zur Bruchgrenze möglich).

Durchquert ein Luftfahrzeug ein Turbulenzgebiet, so vermag ein Teil dieses weiten Spektrums der Störbewegungen der Luft Reaktionen des Flugzeuges in Form von schwachen bis mäßigen Schwingungen verursachen, durch die sich bei den Passagieren und unter Umständen auch bei der Crew leichte Übelkeit einstellen kann.

Andererseits können jedoch auch schwere Stöße auftreten, durch die nicht angeschnallte Personen verletzt und die Flugzeugzelle strukturell geschädigt werden kann.

Viele dieser Flugzeugbewegungen als Folge der meteorologischen Turbulenz sind von so geringer zeitlicher und räumlicher Ausdehnung, dass der Flugzeugführer nicht in der Lage ist, darauf zu reagieren.

In der Praxis bereiten gerade diese unkontrollierbaren Flugzeugschwingungen den Passagieren die meisten Probleme.

Manchmal werden auch vertikale Versetzungen des Luftfahrzeuges von größeren Ausmaßen hervorgerufen, wie sie in Gewittern und Leewellen auftreten, die jedoch teilweise vom Piloten durch Gegensteuern ausgeglichen werden können, wobei jedoch ein Höhenverlust nicht immer vermeidbar ist.

Von besonderer Bedeutung sind die vertikalen Beschleunigungen der gesamten Flugzeugzelle, die vor allen Dingen in Gewittern und auch im Bereich von Leewellen extrem hoch sein können. Als Grenzwerte für gefährliche Auswirkungen auf den Flugkomfort gelten etwa Beschleunigungen in der Größenordnung von ± 2 bis ± 3 g. In Gewittern und in Rotoren auf der Leeseite von Gebirgen wurden bereits bis zu 7 g gemessen.

Turbulenz ist einer der flugunfallträchtigsten Faktoren. Von entscheidender Bedeutung ist dabei die Intensität der Böen, da bei normaler Reisefluggeschwindigkeit und Böenstärken von über 12 m s^{-1} Schäden an der Flugzeugzelle auftreten können.

Wird jedoch mit reduzierter Geschwindigkeit geflogen, so kommen Schäden in der Regel erst bei Böen von mehr als 15 m s^{-1} vor.

Deswegen sollten Regionen in und außerhalb von Wolken, in denen schwere Turbulenz zu erwarten ist, gemieden werden.

Risikoreich können auch Flüge durch Turbulenzgebiete sein, die in ungewöhnlichen Fluglagen stattfinden. Das mag an der Turbulenz selbst oder an den Versuchen des Piloten liegen, die Kontrolle über das Flugzeug zu behalten und nicht an Höhe zu verlieren.

Gelegentlich ist es sogar ratsam, die Turbulenzbewegungen eines Luftfahrzeuges nicht auszugleichen, da durch solche Maßnahmen die Flugzeugzelle bis zur Bruchgrenze belastet werden kann. Vibrationen, die durch kleinere Wirbel ausgelöst werden, können die Auswirkungen der dominierenden Turbulenzkörper verstärken, so dass die Flugzeugzelle geschädigt werden kann, sofern ein geringer Defekt des Flugwerks vorliegt. Wurde das Flugzeug bereits über einen längeren Zeitraum Turbulenzen ohne zwischenzeitliche Wartung ausgesetzt, dann kann Materialermüdung diesen Effekt verschärfen.

Die Reaktion des Flugzeuges auf die meteorologische Turbulenz ist, wie bereits erwähnt, von unterschiedlichen Faktoren abhängig, wobei aber folgende Größen eine besondere Bedeutung zukommt:

- Größe des Flugzeuges,
- Flächenbelastung (Flugzeuggewicht pro m^2 Flügelfläche),
- Fluggeschwindigkeit.

Kleinere Flugzeuge - Luftfahrzeuge mit geringerer Masse - reagieren bereits auf Turbulenzkörper minderer Ausdehnung als größere Maschinen.

Bewegt sich ein Flieger mit gemäßigter Geschwindigkeit durch ein Turbulenzgebiet, so wirken die hierbei auftretenden Beschleunigungskräfte in zeitlich größeren Abständen als bei höherer Fluggeschwindigkeit ein, so dass die Flugzeugturbulenz geringer ist. Deswegen sollte die Fluggeschwindigkeit in Turbulenzgebieten gedrosselt werden.

Im tiefen und mittel-troposphärischen Niveau ist die Turbulenz im allgemeinen isotropisch - d.h. die der Grundströmung überlagerten Störungskomponenten sind in allen Richtungen, parallel, quer und vertikal zur Strömung, gleich vorhanden -, so dass keine Vorzugsachse besteht. Hier sind deshalb nur die vertikalen Böen signifikant.

Andererseits zeigen einige Hinweise, dass Turbulenz ungleichmäßig verteilt - also anisotropisch - mit starken horizontalen Böen gelegentlich in der höheren Troposphäre, teilweise sogar in der Stratosphäre, auftreten kann. In diesem Falle ist die Technik der Geschwindigkeitsreduzierung wenig effektiv.

Turbulenzvorhersagen und -warnungen, die von den meteorologischen Diensten herausgegeben werden, ermöglichen es damit dem Piloten, vorbeugende Maßnahmen zu treffen, um den Flug durch ein Turbulenzgebiet so komfortabel wie möglich zu gestalten und den erwarteten Gefahren vorzubeugen.

1.4.3 Intensitätsstufen der Turbulenz


Die Auswirkungen der Turbulenz auf Luftfahrzeuge wurden subjektiv und objektiv beurteilt und danach in die vier Klassen leicht, mäßig, stark und extrem stark unterteilt.

1.4.3.1 Leichte Turbulenz

Leichte Turbulenz verursacht schwache, schnelle oder rhythmische Stöße, die zu kaum spürbaren Höhen- oder Lageänderungen des Flugzeuges führen, so dass der Pilot nicht korrigierend eingreifen muss. Auch ein 'Fasten seat-belt' ist nicht notwendig.

Flugzeuginsassen verspüren, sofern sie angeschnallt sind, einen schwachen Druck gegen die Becken- oder Schultergurte, nicht befestigte Gegenstände können ihre Lage geringfügig verändern, der Bordservice und das Gehen in der Maschine werden jedoch nicht beeinträchtigt.

Symbol und objektive Kriterien (Tab. 10)

| Leichte Turbulenz | | |
|---|------------------------|---------------------------------|
| Symbol | Abweichung von der TAS | Beschleunigung des Flugzeuges |
|  | 5 - 15 kn | $\pm 0.05 - \pm 0.20 \text{ g}$ |

Zahlenangaben sind für Boeing 707 gültig

Quelle : [9]

Leichte Turbulenz wird angetroffen


- über hügeligem oder gebirgigem Gelände bei schwachem Wind;
- in und in der Nähe von Cu med;
- in Blauthermik über aufgeheiztem Untergrund;
- bei schwacher Windscherung im Bereich
 - von Höhenträgen,
 - von Höhentiefs,
 - des Jetstreams;
- in den unteren 5000 ft der Troposphäre
 - bei Bodenwindgeschwindigkeiten um 15 kn,
 - wenn die Luftmasse kälter ist als der Untergrund.

1.4.3.2 Mäßige Turbulenz

Mäßige Turbulenz führt zu Flugzeugbewegungen, die weitgehend denen der leichten Turbulenz entsprechen, aber von größerer Intensität sind. Es treten dabei stärkere Schwankungen der Höhe, der Lage und der Geschwindigkeit auf, so dass der Pilot Gegensteuern muss und ein 'Fasten seat-belt' erforderlich ist. Das Flugzeug gerät jedoch nie außer Kontrolle. Mäßige Turbulenz kann aber auch schnelle Stöße oder rüttelnde Schläge ohne merkbare Höhen- oder Fluglagewechsel auslösen.

Passagiere und Besatzungsmitglieder erfahren einen deutlichen Druck gegen Becken- und Schultergurte, lose Gegenstände bewegen sich, die Durchführung des Bordservices und das Gehen im Gang der Maschine wird stark erschwert.

Symbol und objektive Kriterien (Tab. 11)

| Mäßige Turbulenz | | |
|---|------------------------|-------------------------------|
| Symbol | Abweichung von der TAS | Beschleunigung des Flugzeuges |
|  | 15 - 25 kn | $\pm 0.2 - \pm 0.5 \text{ g}$ |

Zahlenangaben sind für Boeing 707 gültig

Quelle : [9]

Mäßige Turbulenz wird beobachtet


- im Bergland bei einer kammsenkrechten Windkomponente von 25 - 50 kn in Gipfelhöhe;
 - in allen Höhen vom Erdboden bis etwa 5000 ft oberhalb der Tropopause, bevorzugt aber
 - bis zu 5000 ft in der Umgebung des Gebirgskammes,
 - an der Untergrenze relativ stabiler Schichten in der Troposphäre,
 - im Bereich der Tropopause;
 - bis zu 240 - 480 km (150 - 300 Meilen) leewärts des Gebirges;

- in und in der Umgebung von Gewittern im Auflösungsstadium;
- in und in der Nähe von Cu con;
- in den unteren 5000 ft der Troposphäre
 - bei Bodenwindgeschwindigkeiten > 25 kn,
 - bei ungewöhnlich starker Aufheizung des Untergrundes,
 - im Bereich von Inversionen mit sehr kalter Luft;
- in Höhenfronten;
- in Bereichen des Strömungsfeldes bei
 - vertikalen Windscherungen > 6 kn/1000 ft und/oder
 - horizontalen Scherungen > 8 kn/Breitengrad (> 18 kn/150 Meilen).

1.4.3.3 Starke Turbulenz

Starke Turbulenz verursacht große, abrupte Änderungen der Höhe und/oder Fluglage sowie starke Schwankungen der angezeigten Geschwindigkeit, wobei das Luftfahrzeug kurzzeitig außer Kontrolle geraten kann.

Symbol und objektive Kriterien (Tab. 12)

| Starke Turbulenz | | |
|---|------------------------|-------------------------------|
| Symbol | Abweichung von der TAS | Beschleunigung des Flugzeuges |
|  | > 25 kn | > ± 0.5 g |

Zahlenangaben sind für Boeing 707 gültig

Quelle : [9]

Flugzeuginsassen werden kräftig in Becken- und Schultergurte gedrückt und nicht befestigte Gegenstände hin- und hergeschleudert. Die Wahrnehmung des Bordservices und das Bewegen im Gang sind unmöglich. Starke Turbulenz tritt auf

- im Bergland bei einer kammsenkrechten Windkomponente von > 50 kn in Gipfelhöhe
 - in Schichtdicken von 5000 ft
 - in und unterhalb der Höhe des Bergrückens in Rotorwolken oder Rotoren,
 - im Tropopausenbereich,
 - manchmal auch an der Basis anderer stabiler Schichten unterhalb der Tropopause;
 - bis zu 80 - 240 km (50 - 150 Meilen) leewärts des Gebirges;

- in und im Umkreis von Gewittern im Jugend- und Reifestadium;
- gelegentlich auch in Cu con;
- 80 - 160 km (50 -100 Meilen) auf der kalten Seite des Jetstreams, in Höhentrögen und -tiefs bei vertikalen Windscherungen > 6 kn/1000 ft und horizontalen Scherungen mit Werten von mehr als 18 kn/Breitengrad (> 40 kn/150 Meilen).

1.4.3.4 Extreme Turbulenz

Durch extreme Turbulenz wird das Flugzeug heftig hin- und hergeworfen und ist praktisch nicht mehr zu kontrollieren. Beschädigungen des Luftfahrzeuges bis zur Zerstörung der Flugzeugzelle sind nicht auszuschließen.

Extreme Turbulenz wird angetroffen

- beim Vorhandensein von Leewellen in und unterhalb von gut entwickelten Rotorwolken (Turbulenz reicht manchmal bis zum Erdboden);
- in schweren Gewittern, deren Intensität sichtbar werden kann durch
 - große Hagelkörner ($d \geq 1.8$ cm [$d \geq 3/4$ inch]),
 - starke Radarechos oder
 - ununterbrochenes Blitzen.

Welche Auswirkungen extreme Turbulenz haben kann, zeigt die nächste Abbildung (Abb. 12). Ein Frachtflugzeug verlor in einer Flughöhe von 9.5 km (FL 310) über der Rocky Mountains (Colorado) das linke äußere Triebwerk und die Flügelspitze, konnte aber problemlos notlanden.

Auswirkungen von extremer Leewellenturbulenz (Abb. 15)



Quelle : [26]

Die Wetterlage bei diesem Flugunfall war durch eine intensiv ausgeprägte Leewellenströmung mit einem kräftigen, quer zum Gebirge verlaufenden Jetstream geprägt, die Windgeschwindigkeit betrug in Kammhöhe mehr als 20 m s^{-1} und die thermische Schichtung in war dort sehr stabil.

Während des Auftretens der Leewellen wurden signifikante Änderungen der vertikalen Wellenstruktur, die auf rasche Änderungen der mesoskaligen Wetterbedingungen beruhten, mit LIDAR, Windprofilern und RASS (Radioacoustic sounding systems) über einen Zeitraum von nicht ganz 3 Stunden beobachtet. Die signifikanten Änderungen führten zu einem Zerfall der Leewellen und lösten extreme Turbulenz aus.

Ein weiterer Bericht über starke Clear air turbulence vom 29.12.1997 auf einem Flug einer B 747-122 mit 374 Passagiere von Tokyo (Japan) nach Honolulu (USA, Hawaii), der nachfolgend in Kurzform aufgeführt wurde, stammt ebenfalls aus den USA. Hier wurde nicht vorhergesagte, zwei-minütige, starke CAT-Turbulenz im Reiseflug, ca. 1530 km ost-südöstlich von Tokyo angetroffen. Dabei war ein Todesopfer (Passagier) zu beklagen, es traten aber keine strukturellen Schäden am Flugzeug auf, allerdings war nach Aussagen eines Stewards die Kabine ein 'Saustall'. Die Beschleunigungen betragen aufwärts 1.8 g, seitwärts 0.1 g und 6 Sekunden danach abwärts 0.8 g.

2. Windscherung

Der Begriff 'Windscherung' umfasst eine Änderung des räumlichen Windvektors, also eine Variation der Windrichtung und/oder -geschwindigkeit an einem Ort in einem beliebig festzulegenden Zeitabschnitt.

Windscherung : Änderung der Windgeschwindigkeit und/oder -richtung an einem Ort in einem beliebig festzulegenden Zeitabschnitt.

Low-Level-Windscherungen, die einem Luftfahrzeug Schwierigkeiten in der Lande- und Startphase bereiten können, beruhen auf Änderungen der vertikalen und horizontalen Komponenten des räumlichen Windvektors, so dass sich folgende Arten der Windscherung ergeben :

- vertikale Änderung der mittleren horizontalen Strömung ⇔ vertikale Windscherung (VWS);
- horizontale Änderung der mittleren horizontalen Strömung ⇔ horizontale Windscherung (HWS);
- Mischung aus horizontaler und vertikaler Windscherung ⇔ atmosphärische Turbulenz.

Turbulenz ist ein Faktor in der Fliegerei, dem bereits längere Zeit Aufmerksamkeit gewidmet wurde. Horizontale und vertikale Low-Level-Windscherungen jedoch sind in der Vergangenheit im Flugbetrieb verhältnismäßig wenig beachtet worden und erst seit Anfang der 70er Jahre, vor allen Dingen unter den Aspekten von Landungen bei geringen Sichten und niedrigen Wolkenuntergrenzen sowie bei den Bemühungen um automatische Landungen, näher untersucht worden.

Der Einfluss von Low-Level-Windscherungen auf ein Luftfahrzeug ist ausgesprochen komplex und von der Art der Scherung, den Flugeigenschaften des Luftfahrzeuges, seiner Größe und von der Reaktion des Flugzeugführers abhängig.

Eine ICAO-Untersuchung über Un- und Zwischenfälle von Luftfahrzeugen während der Landephase, die auf den Daten von 26 Staaten aus den Jahren 1953 bis 1968 beruht, weist nach, dass mehr als 20 % der Fälle des über die Landebahn Hinausschießens (Overshooting) und mehr als 10 % der Fälle mit Bodenberührung vor der Landebahnschwelle (Undershooting) auf Windprobleme zurückzuführen waren.

Wie stark Low-Level-Scherungen ausfallen können, zeigt der extremste Fall, der bisher meteorologisch aufgezeichnet wurde.

Kurz nach der Landung der Air Force One, dem Flugzeug des Präsidenten der USA, am 1. August 1983 auf der Andrews Air Force Base nahe Washington, produzierte ein Microburst - ein besonders starker kleinräumiger Kaltluftausfluss eines heftigen Gewitters - Windgeschwindigkeitsänderungen von über 110 m s^{-1} ($> 214 \text{ kn}$).

2.1 Arten der Windscherung

2.1.1 Vertikale Low-Level-Windscherung

Eine rasche Änderung des mittleren horizontalen Windvektors mit der Höhe wird als vertikale Windscherung (VWS) bezeichnet.

Mathematisch kann die vertikale Windscherung VWS als differentielle vertikale Änderung des momentanen Windvektors ausgedrückt werden.

Vertikale Windscherung des Momentanwindes (Form. 5)

$$VWS = \frac{d(\vec{V})}{dz}$$

VWS : Vertikale Windscherung
 $d(\vec{V})$: Änderung des momentanen Windvektors
 dz : Änderung der Höhe

Messtechnisch lässt sich diese Größe nicht direkt erfassen, und sie ist für die Praxis auch nur von geringer Bedeutung, da sie großen räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterliegt.

Wird jedoch anstelle des Momentanwindes die Änderung des Mittelwindes (z.B. im 2-10 Minuten Mittel) eingeführt und ersetzt man dh durch das Höhenintervall Δh , so erhält man die mittlere vektorielle VWS.

Vertikale Windscherung des zeitlich gemittelten Windes (Form. 6)

$$\vec{VWS} = \frac{\Delta \vec{V}_m}{\Delta z}$$

\vec{VWS} : Vektorielle vertikale Windscherung
 $\Delta \vec{V}_m$: Vektorielle Differenz des mittleren Windes im Zeitintervall in der Schichtdicke Δz
 Δz : Änderung der Höhe (häufig 30 m oder 100 ft)

Vertikale Low-Level-Scherungen werden heute normalerweise mit Hilfe von konventionellen Anemometern bestimmt, die an höheren Bauwerken angebracht sind (s. Tower in EDDF), und den Wind meist in den Höhen von 10 und 40 m messen. Aus diesen Werten wird dann die vektorielle vertikale Windscherung als 2-Minutenmittel berechnet.

Die weltweite Auswertung von Windmessungen in 10 und 40 m Höhe ü. Grund und die daraus erfolgende Berechnung des 2-Minuten Mittels der vektoriellen vertikalen Windscherung ergab folgende Ergebnisse (s Tab. 13).

Häufigkeit des Auftretens von vertikalen Windscherungen (Tab. 13)

| VWS [kn/30 m] | Häufigkeit des Auftretens [%] | Intensität (DWD) | |
|---------------|-------------------------------|------------------|-------------|
| 3 | 50 | leicht | ≤ 4 kn |
| 5 | 17 | mäßig | 5 - ≤ 8 kn |
| > 8 | 2 | stark | ≥9 - ≤12 kn |
| > 10 | 4 | extrem | > 12 kn |

Die Mehrzahl der Fälle mit starker vertikaler Low-Level-Windscherung und wahrscheinlich alle Fälle mit extremen VWS-Werten von über 10 kn/30 m (0.4 % der Fälle) treten bei stabilen atmosphärischen Bedingungen auf. Das bedeutet, dass starke vertikale Scherungen meist nachts und/oder in Verbindung mit markant ausgeprägten Inversionen beobachtet wurden. Besonders kräftige vertikale Low-Level-Scherungen sind dabei im Bereich eines nächtlichen Low-Level-Jets anzutreffen.

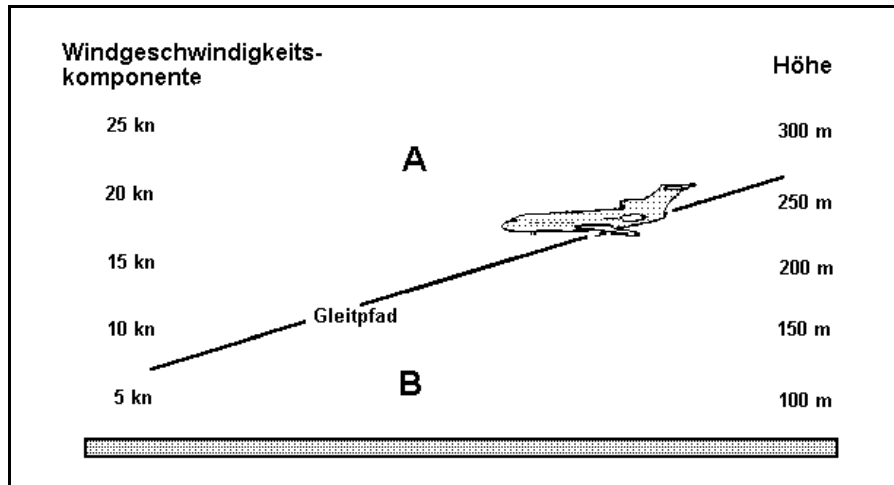
Die Flugpraxis und Windmodellrechnungen, die zum Testen automatischer Landesysteme in den USA und in Großbritannien stattfanden, führten zu der Erkenntnis, dass Werte von 8 kn/30 m etwa die maximal zulässige vertikale Windscherung darstellt. Statistische Untersuchungen zeigten, dass dieser Wert während der mittleren Lebensdauer eines Luftfahrzeuges mit nahezu 100 % Wahrscheinlichkeit mindestens einmal im Landeanflug überschritten wird.

Die vertikale Windscherung (VWS) ist im allgemeinen von geringerer Bedeutung für die Luftfahrt als die horizontale Scherung und die Turbulenz, weil die – Scherungswerte üblicherweise nicht sehr groß werden; Werte von mehr als 10 kn/30 m sind bereits Extremwerte;

- Sinkgeschwindigkeit eines landenden Flugzeuges etwa im Größenordnungsbereich von 3 m s^{-1} liegt, so dass dem Piloten genügend Steigleistung zur Verfügung steht, um den Auftriebsverlust in der Scherungszone auszugleichen.

Leider wird in vielen Veröffentlichungen über Windscherung die vertikale mit der horizontalen Scherung verwechselt und als der gefährlichere Anteil beschrieben.

Vertikale Windscherung (Abb. 16)



Quelle : [17]

Die Windgeschwindigkeit in der Höhe A (300 m oder 900 ft ü. Grund) beträgt 25 kn, in der Höhe B (100 m oder 300 ft) jedoch nur 5 kn, so dass sich für die vertikale Windscherung $20 \text{ kn}/200 \text{ m}$ oder $3 \text{ kn}/30 \text{ m}$ ergibt.

2.1.2 Horizontale Low-Level-Windscherung

Unter dem Begriff 'horizontale Windscherung' oder HWS versteht man Änderungen der Windgeschwindigkeit und/oder -richtung in einem bestimmten horizontalen Abstand.

Diese Scherungen treten z.B. häufig in der Umgebung von Gewittern auf, oder sie werden durch Störungen der bodennahen Luftströmung aufgrund von Bodenhindernissen ausgelöst. Solche horizontalen Windänderungen sind den Wassersportfreunden nicht unbekannt, die schon einmal den Frust einer lokalen Flaute miterlebt haben, während andere Segelboote in 200 bis 300 m Entfernung keine Probleme mit dem Wind hatten.

Horizontale Low-Level-Windscherungen beeinflussen ein Luftfahrzeug wesentlich stärker als vertikale, da es bei Start oder Landung in der Zeiteinheit horizontal eine größere Strecke zurücklegt als in vertikaler Richtung und deshalb viel schneller unter andere Windeinflüsse geraten kann.

Wird eine Steiggeschwindigkeit von 1500 ft min^{-1} (0.5 km min^{-1}) und eine Horizontalgeschwindigkeit von 230 kn (7 km min^{-1}) angenommen, dann ist die Fluggeschwindigkeit um den Faktor 14 höher als die Vertikalgeschwindigkeit.

Horizontale Low-Level-Scherungen können nicht nur markant ausgeprägt z.B. in der Umgebung von kräftigen Gewittern vorkommen, sondern sie entstehen auch durch Störungen der bodennahen Luftströmung aufgrund örtlicher Hindernisse wie Hügel, großer Gebäude und Flugzeughangars.

Erfahrungsgemäß können im Bereich einer 2 - 3 km langen Start- und Landebahn beträchtliche horizontale Windrichtungs- und Geschwindigkeitsänderungen auftreten. Vektordifferenzen des Bodenwindes von mehr als 10 kn sind dabei durchaus nicht ungewöhnlich, Unterschiede von 5 - 10 kn lassen sich sogar häufig beobachten.

Beim Testen von automatischen Landesystemen stellte man z.B. fest, dass mehrere miserable Landemanöver, die bei frischen bis mäßigen, böigen Winden und einer relativ geringen VWS durchgeführt wurden, auf Anomalien der mittleren horizontalen Strömung basierten, die luvseitig durch einen großen Hangar und eine Fabrik hervorgerufen wurden.

Leider lässt sich die horizontale Low-Level-Windscherung mit konventionellen Messmethoden nicht erfassen. Der Gleitwinkel eines Flugzeuges im Endanflug liegt ungefähr bei 3° , so dass der Weg, den es aus 40 m Höhe - der 2. Höhe der üblichen VWS-Messung - bis zum Aufsetzen auf der Landebahn zurücklegt, etwa 765 m beträgt. Um die HWS entlang dieser Strecke zu registrieren, wäre die Installation mehrerer Windmaste entlang des Gleitpfades notwendig, was in der Praxis meist undurchführbar ist.

Horizontale Windscherungen werden oft angetroffen, können große Beiträge annehmen und stellen die gefährlichste Form der Scherung für die Luftfahrt dar, weil

- ihre Werte häufig hoch und gelegentlich erschreckend groß sind : Veröffentlichungen in den USA ergaben HWS von 80 - 110 kn Meile⁻¹ bzw. 50 - 70 kn km⁻¹;
- Flugzeuge sich im Landeanflug mit relativ hoher Groundspeed (ca. 130 - 150 kn) bewegen, so dass ein Kilometer etwa in 15 - 13 Sekunden zurückgelegt wird. Eine einfache Rechnung, die auf der maximalen Beschleunigung und der Stalling speed beruht, ergibt, dass für ein Luftfahrzeug, welches unter Scherungsbedingungen von 50 - 70 kn km⁻¹ in der Entscheidungshöhe gerät, Bodenberührung unvermeidbar ist.

Horizontale Windscherungen treten nicht alleine auf, sondern sie sind meist mit vertikaler Scherung und Turbulenz verbunden, aber sie haben sich als am stärksten ausgeprägt und am gefährlichsten für die Luftfahrt erwiesen.

2.1.3 Turbulenz

Die Misch-Scherung Turbulenz wird durch Turbulenzkörper in Form von Wirbeln, Walzen oder Wellen verursacht, die Bestandteile der mittleren Strömung sind.

Ein Flug durch horizontale oder vertikale Scherungsgebiete vermag turbulenzfrei verlaufen, zeitweilig kann aber auch Turbulenz auftreten, weil Anteile dieser Misch-Windscherung fast immer mit horizontalen und vertikalen Scherungen verbunden sind.

Allgemein gilt, dass Turbulenz bei weitem den Anteil der HWS und VWS an der gesamten Low-Level-Scherung übertrifft.

Turbulenz, die Misch-Windscherung, ist jedoch in ihrer Wirkung jedem Flugzeugführer geläufig und wird in den meisten Vorschriften zur Erhöhung der Flugsicherheit, wie z.B. Approach in gusty weather, Holding und Turbulence penetration, eingehend behandelt.

2.2 Meteorologische Ursachen

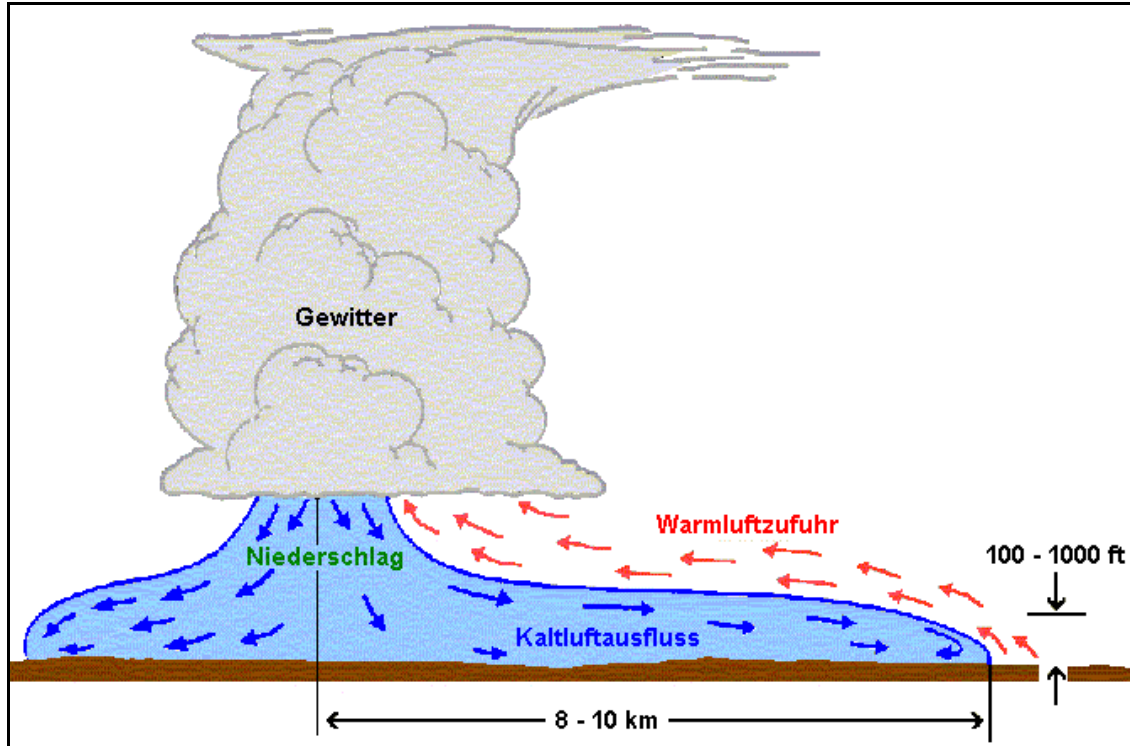
Die Hauptverursacher von Windscherungen sind die meteorologischen Erscheinungen

- Gewitter (Microbursts oder Wolkenschläuche → Tornados/Wasserhosen),
- markante Frontalzonen von Kalt- oder Warmfronten
- starker Wind und Bodenhindernisse,
 - orographische Hindernisse
 - künstliche Hindernisse
- Low-level-jet und
- ausgeprägte bodennahe Inversionen.

2.2.1 Gewitter

Gewitter haben sich aufgrund der starken horizontalen Windscherungen, die in ihrem Einflussbereich auftreten können, als sehr unangenehm für die Luftfahrt erwiesen. Besonders die bei stärkeren Gewittern auftretenden kräftigen kleinräumigen Kaltluftausflüsse, die als Downbursts bezeichnet werden, stellen eine potentielle Gefahr für die Luftfahrt dar.

Strömungsfluss in der Umgebung einer Gewitterzelle (Abb. 17)



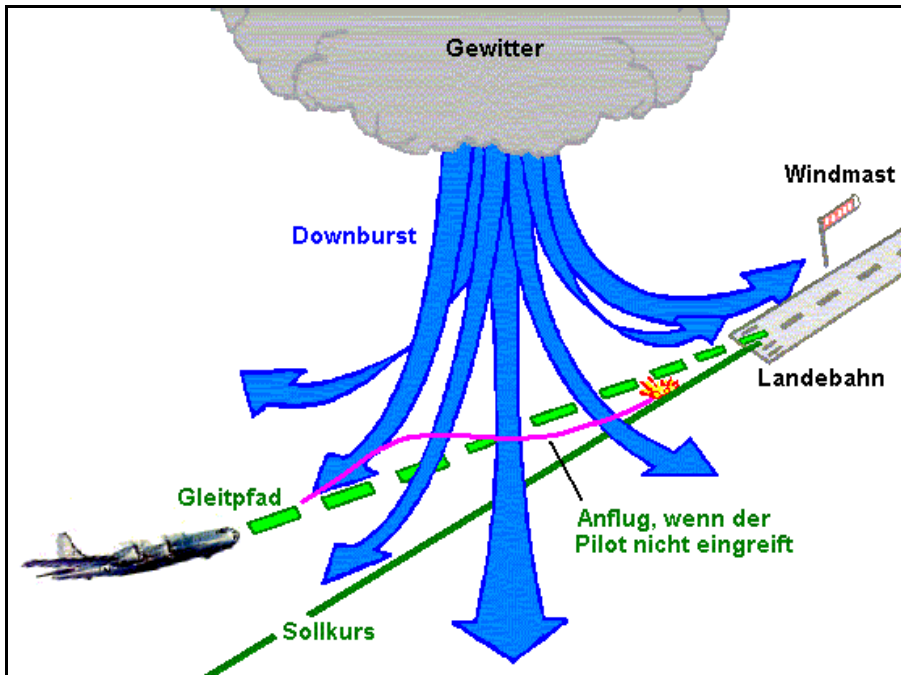
Quelle : [2]

Die aus einem Gewitter herabstürzende Kaltluft breitet sich in Erdboden-nähe horizontal in allen Richtungen aus und kann starke Windböen verursachen. Die Gewitterböe ist um so heftiger, je größer der Temperaturunterschied zwischen der ausfallenden Kaltluft und der Umgebungsluft ausfällt. Oberhalb der Kaltluft strömt warme Luft aus der entgegengesetzten Richtung in die Gewitterzelle ein. Die Abbildung 17 verdeutlicht diese Strömungsverhältnisse der Luft in der Umgebung einer Gewitterzelle, die in der Natur außerordentlich komplex sind, so dass die Vorgänge hier nur sehr vereinfacht dargestellt werden können. Die Entfernung der Vorderkante der Scherungszone von der Gewitterzelle beträgt etwa 8 - 10 km, kann jedoch auch bedeutend größer sein. Grenzen an die Gewitterzelle benachbarte Zellen an, so sind die Strömungsverhältnisse wesentlich komplizierter und stärker entwickelt.

Besonders gefährlich sind, wie bereits erwähnt, die Downbursts, die je nach Heftigkeit bzw. zeitlicher und räumlicher Ausdehnung als Macro- oder Microburst bezeichnet werden. Microbursts, die bedrohlichsten Wetterphänomene, können besonders starke horizontale Windscherungen verursachen.

Die Abbildung 17 zeigt, dass beim Durchfliegen eines Downburst zwischen Gewitterzelle und Landebahn eine totale Windrichtungsänderung stattgefunden hat. Die plötzliche Verringerung des Gegenwindes bewirkt eine Auftriebsabnahme, so dass das Flugzeug an Höhe verliert, wenn der Pilot nicht korrigierend eingreift. Dieser Effekt wird noch verstärkt durch die aus dem Gewitter herabstürzende Kaltluft.

Horizontale Windscherung in der Umgebung eines Gewitters (Abb. 18)



Quelle : [2]

Die Abbildung 17 zeigt, dass beim Durchfliegen eines Downburst zwischen Gewitterzelle und Landebahn eine totale Windrichtungsänderung stattgefunden hat. Die plötzliche Verringerung des Gegenwindes bewirkt eine Auftriebsabnahme, so dass das Flugzeug an Höhe verliert, wenn der Pilot nicht korrigierend eingreift. Dieser Effekt wird noch verstärkt durch die aus dem Gewitter herabstürzende Kaltluft.

Zu welchen Katastrophen Microbursts führen können, zeigen die folgenden Luftverkehrsunfälle.

Ein am 31.05.1986 auf der Startbahn des Flughafens Denver (Colorado, USA) beschleunigendes Verkehrsflugzeug verlor während eines Microbursts 10 m s^{-1} an Geschwindigkeit, gewann deshalb nur langsam an Höhe und streifte ein 300 m hinter der Runway stehendes Funkfeuer. Trotz der dabei auftretenden Schäden am Flugzeugrumpf konnte der Pilot den Steigflug fortsetzen und wieder sicher in Denver landen.

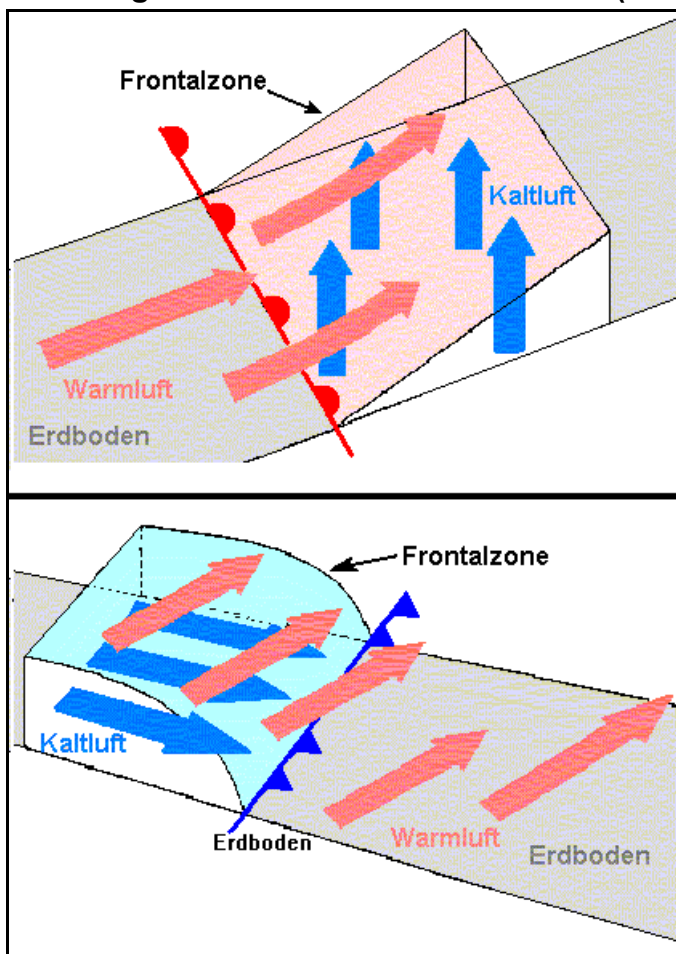
Weniger glimpflich verliefen zwei weitere Unfälle. Am 9. Juli 1982, 20 Sekunden nach dem Start in New Orleans (USA), führte ein Microburst zum Absturz eines Pan American-Jets, der 153 Menschen den Tod brachte. Am 2. August 1985 geriet eine Lockheed L-1011 der Delta Air Lines beim Anflug auf Dallas/Fort Worth (USA) in einen Microburst und zerschellte am Erdboden. 134 Passagiere und Crew-Mitglieder starben.

2.2.2 Fronten

Windscherungen in der Umgebung von Bodenfronten sind an die zugehörigen Frontalzonen gebunden. Immer dann, wenn ein Flugzeug eine Frontalzone durchquert, wird es Scherungen antreffen. Sind diese stark ausgeprägt und bodennah, können sie eine mögliche Gefahr für das Luftfahrzeug bedeuten.

Winterliche Warmfronten mit markanten Luftmassengegensätzen gelten dabei als besonders scherungsträchtig.

Scherungszone an Warm- und Kaltfront (Abb. 19)



Quelle : [2]

Schematische Grafik einer Bodenwarmfront

Schematische Grafik einer Bodenkaltfront

Signifikante Scherungen an Fronten sind zu erwarten, wenn der frontsenkrechte Temperaturgegensatz mindestens $5.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($10\text{ }^{\circ}\text{F}$) beträgt und/oder die Verlagerungsgeschwindigkeit der Front mehr als 30 kn beträgt. Falls eine der zwei Bedingungen erfüllt ist oder wenn beide zutreffen, muss mit starker Windscherung im bodennahen Regionen der Frontalzone hinter der Kaltfront bzw. vor der Warmfront gerechnet werden.

2.2.3 Starker Wind und Bodenhindernisse

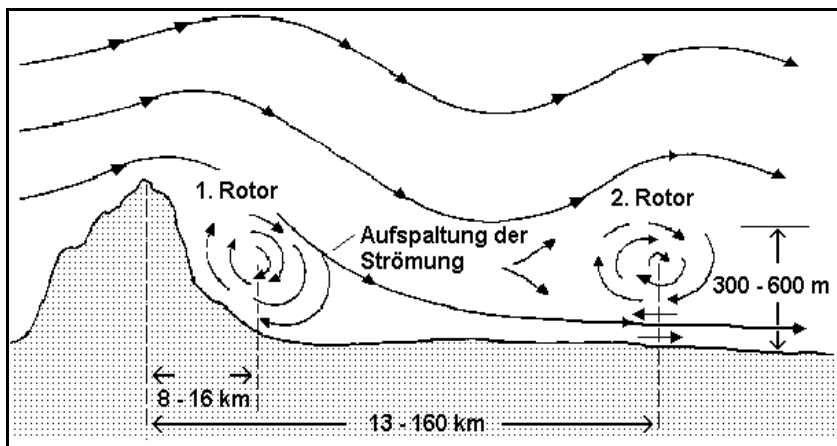
Windscherungen, die Start und Landung eines Flugzeuges beeinflussen, können auch durch orographische Hindernisse wie einzelne Berge oder Gebirgsketten oder künstliche Bauten in der Umgebung von Flugplätzen zustande kommen.

2.2.3.1 Orographische Hindernisse

Markante Scherungen, die auf der Leeseite von Gebirgshindernissen auftreten, können durch Leewellen oder Rotoren verursacht werden.

Bekannt sind z.B. die kräftigen Low-Level-Scherungen im Anflugsektor des Flughafens Calgary (Kanada), die sich durch Leewellen der Rocky Mountains entwickeln können, wenn diese in Bodennähe nicht ausgeprägt sind.

Leewellen und Rotoren (Abb. 20)



Quelle : [20]

Auch Rotoren produzieren starke, räumlich geschlossene Scherungen in vertikaler und horizontaler Form.

Rotoren reichen häufig bis zum Erdboden, so dass in Bodennähe ein starker und böiger Wind mit entgegengesetzter Richtung zur Höhenströmung entsteht.

Oft bildet sich bis zu 160 km (100 Meilen) leewärts des Wellen erzeugenden Gebirgszuges ein zweiter Rotor aus, der ähnliche Eigenschaften aufweist wie der erste (s. Abb. 20).

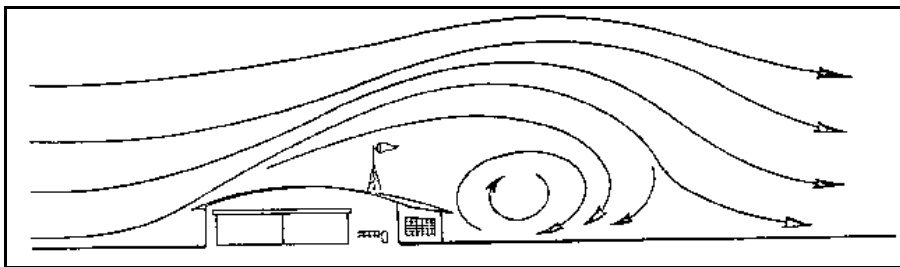
Bei ausreichender Luftfeuchte können sich in höheren Schichten Lenticulariswolken entwickeln, und der tiefere Rotor kann durch eine Rotorwolke markiert werden.

Ist die Atmosphäre allerdings für Wolkenbildung zu trocken, weisen weder Lenticularis- noch Rotorwolken die Piloten auf die potentielle Gefahr der starken Turbulenz und Scherung hin.

2.2.3.2 Künstliche Hindernisse

Windscherungen, die Start und Landung eines Flugzeuges beeinflussen, können auch durch orographische Hindernisse oder Gebäude in der Umgebung von Flugplätzen zustande kommen. Ein Beispiel für die durch Gebäude ausgelöste Scherungen ist die den Piloten wohlbekannte Windscherung auf dem Flugplatz der Firma Boeing (USA). Beim Landeanflug auf die Runway 13 bilden sich bei westlichen Winden hinter dem auf der rechten Seite der Startbahn befindlichen großen Hangar Wirbel aus (s. Abb. 18).

Windscherungen auf dem Boeing-Flugplatz (Abb. 21)



Quelle : [2]

2.2.4 Low-level-jetstream (LLJ)

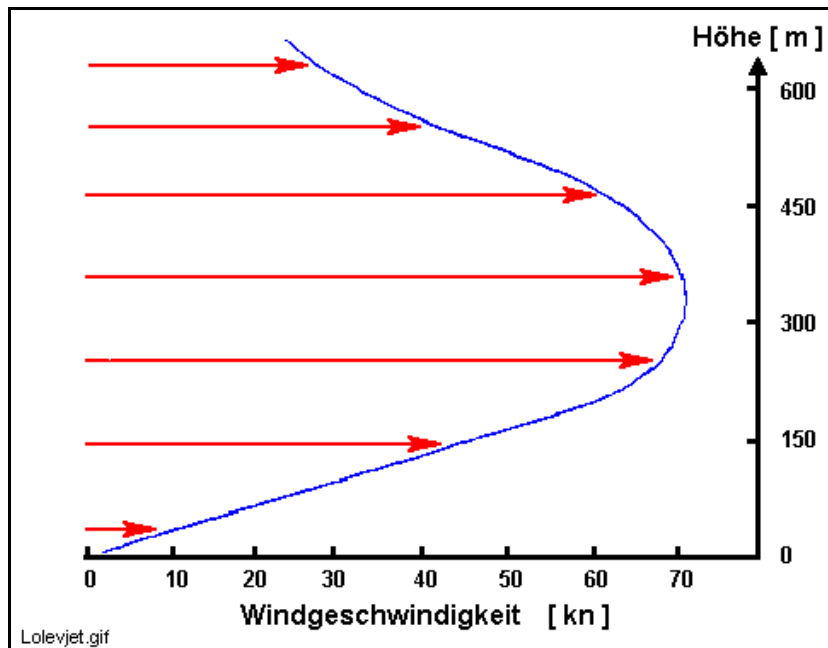
Der Low-level-jet oder Grenzschichtstrahlstrom entspricht nicht den bekannten hochtroposphärischen Strahlströmen, sondern er stellt ein in der planetarischen Grenzschicht lokal auftretendes, noch nicht restlos geklärtes Phänomen dar, das aus einem Windmaximum geringer vertikaler Ausdehnung in den untersten 2 km der Troposphäre besteht.

Er ist anderen Ursprungs als die hochtroposphärischen Jetstreams, meist kleinräumiger und zeigt eine abweichende Struktur, ein wesentlich kleineres Maximum sowie eine geringere vertikale Windscherung oberhalb und unterhalb der Jetachse und tritt häufig in Verbindung mit Inversionen auf.

Low-level-jet : Grenzschichtstrahlstrom mit meist einer Größenordnung im Mesoscale- β , der überwiegend in der planetarischen Grenzschicht als markant ausgeprägtes, vertikal eng begrenztes Windmaximum ausgebildet ist.

Die Abbildung 19 zeigt ein typisches LLJ-Profil mit Windgeschwindigkeiten in 300 m über Grund von 60 - 70 kn, wobei in Bodennähe jedoch nur schwache Winde zu beobachten sind. Diese Art der Windscherung ist überaus heimtückisch, da die Piloten aufgrund der windschwachen Bodenwetterverhältnisse auf die potentielle Gefahr der Scherung nicht aufmerksam werden.

Windprofil des Low-level-jet (Abb. 22)



Low-Level-jet-Windscherungen, die einem Flugzeugführer Probleme in der Start- oder Landephase bereiten können, sind auf horizontale und/oder vertikale Änderungen des mittleren Windes sowie auf Turbulenz zurückzuführen.

Klassifiziert man den Low-level-jet nach seiner Entstehung, lassen sich die Arten orographischer LLJ, thermischer LLJ, synoptischer LLJ und nächtlicher LLJ unterscheiden.

2.2.4.1 Orographischer LLJ

Diese Art des LLJ entwickelt sich durch

- die Leit- und Ablenkung eines Gebirges
- bzw. das Überströmen eines Höhenzuges.

2.2.4.1.1 Leit- und Ablenkung eines Gebirges

Wird ein Hindernis angeströmt, so führt dies zu einem Massenstau und Druckanstieg auf der Luvseite. Ist gleichzeitig noch eine Inversion vorhanden, die den Vertikalaustausch verhindert, kommt es zu einer Verdichtung der Stromlinien parallel zum Gebirge, so dass die Windgeschwindigkeit zunimmt und sich ein LLJ ausbilden kann.

2.2.4.1.2 Überströmen eines Gebirges

In diesem Fall tritt der orographische LLJ in lokalen Windsystemen wie z.B. Föhn oder Bora auf und ist durch eine geringe vertikale Ausdehnung des Windgeschwindigkeitsmaximums gekennzeichnet.

2.2.4.3 Thermischer LLJ

Die durch thermische Gegensätze in größeren Gebirgstälern und im Küstenbereich erzeugten Ausgleichsströmungen, die als Berg- oder Talwind sowie als Seewind bekannt sind, können auch LLJ-Stärke erreichen. Dieser Typ kommt jedoch nicht allzu häufig vor.

2.2.4.4 Synoptischer LLJ

Dieser Typ des LLJ ist vielfach von synoptischer Größenordnung, und er tritt in Verbindung mit Fronten auf. Seine Dimension ist deshalb wesentlich mächtiger als die anderer Low-level-jets, die Jetachse liegt höher, etwa zwischen 850 und 950 hPa, und die Scherungswerte können extrem groß sein.

2.2.4.4 Nächtlicher LLJ

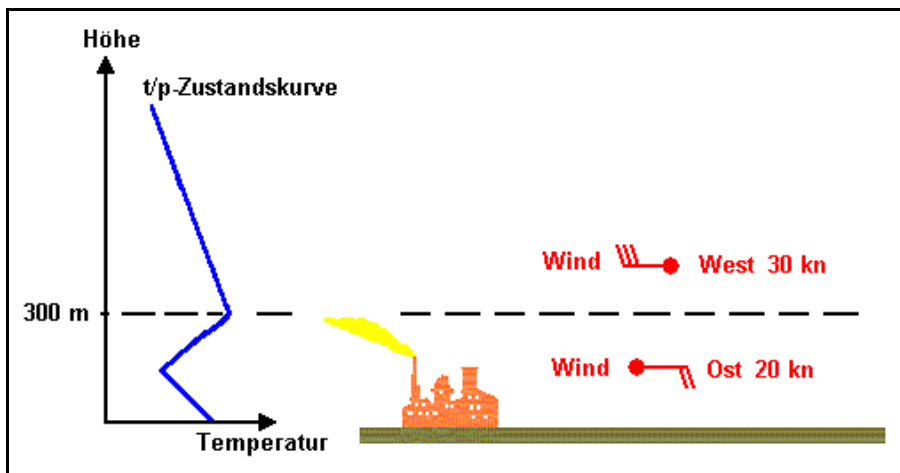
In 100 - 400 m ü. Grund kann sich im Bereich einer nächtlichen Strahlungsinversion ein übergeostrophisches Windmaximum dadurch ausbilden, dass sich in dieser sozusagen von der Strömung entkoppelten stabilen Schicht, die den turbulenten Austausch reduziert, eine Trägheitsschwingung entwickelt, die zu einer super-geostrophischen Strömung führt.

Bevorzugt bildet sich dieser Grenzschichtstrahlstrom in Gebieten aus, die einen glatten, trockenen Untergrund, eine große Tagesschwankung der Lufttemperatur und einen allgemein relativ starken Wind aufweisen.

2.2.5 Bodennahe Inversion

Da Inversionen Sperrschichten darstellen, die den vertikalen Austausch der Bewegungsenergie unterdrücken, können bei scharf ausgeprägten bodennahen Inversionen markante vertikale Windscherungen auftreten, die mitunter an ungewöhnlich abknickenden Rauchfahnen zu erkennen sind.

Vertikale Windscherung an einer Inversion (Abb. 23)



2.3 Luftfahrt und Windscherung

Den stärksten Einfluss haben Windscherungen auf Luftfahrzeuge, die sich im Landeanflug oder im Steigflug nach dem Abheben von der Startbahn befinden, da sie sich in beiden Fällen mit reduzierter Geschwindigkeit in Bodennähe bewegen.

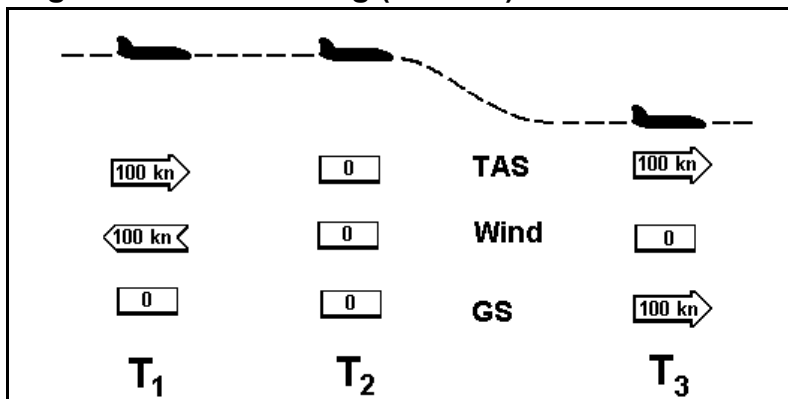
In der Luftfahrt wird die Windscherung aufgrund des Gewinns oder Verlustes von True airspeed als negative und positive Windscherung bezeichnet.

Arten der horizontalen Windscherung in der Luftfahrt (Tab. 14)

| | |
|------------------------------|---|
| positive Windscherung | Zunahme der Gegenwindkomponente oder Abnahme der Rückenwindkomponente bzw. Anstieg der TAS |
| negative Windscherung | Abnahme der Gegenwindkomponente oder Zunahme der Rückenwindkomponente bzw. Rückgang der TAS |

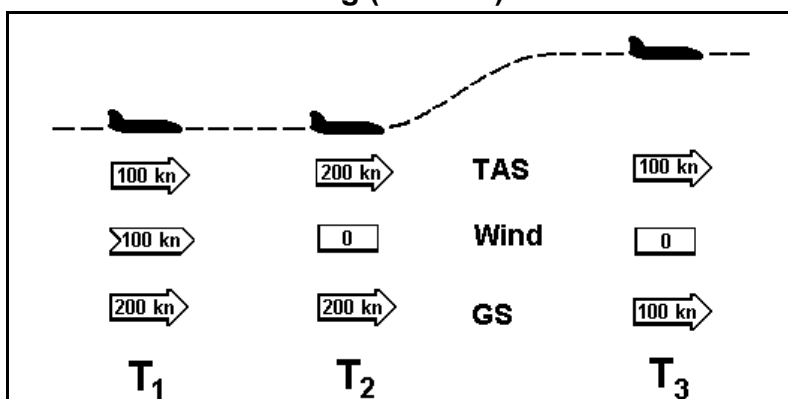
G. Merson erklärte 1963 in einem Informationsblatt der Air France die Auswirkung der Windscherung auf das Flugverhalten mit Hilfe eines einfachen Gedankenexperiments, ohne auf komplizierte technische Einzelheiten näher einzugehen (s. Abb. 24 und 25).

a) Negative Windscherung (Abb. 24)



Ein Flugzeug fliegt horizontal mit einer TAS von 100 kn bei einem Gegenwind von 100 kn, so dass die Groundspeed (GS) 0 kn beträgt (T₁). Fällt nun aus irgendeinem Grunde der Gegenwind schlagartig auf 0 kn (T₂) ab, so kann das in bezug zum Erdboden stillstehende Flugzeug in seiner neuen Luftumgebung aufgrund der Massenträgheit nicht sofort bis zur Stalling speed beschleunigt werden. Es muss deshalb an Höhe verlieren (T₃), bis es wieder über ausreichend Geschwindigkeit verfügt, die dem Luftfahrzeug genügend Auftrieb für den weiteren Horizontalflug verleiht.

b) Positive Windscherung (Abb. 25)



Ein Flugzeug fliegt horizontal mit einer TAS von 100 kn bei einem Rückenwind von 100 kn, so dass die Groundspeed (GS) 200 kn beträgt (T₁). Nimmt nun aus irgendeinem Grunde der Rückenwind schlagartig auf 0 kn (T₂) ab, so kann das sich mit 200 kn Groundspeed (GS) bewegende Flugzeug in seiner neuen Luftumgebung nicht sofort seine zu hohe Fluggeschwindigkeit aufgrund der Massenträgheit abbauen. Es wird deshalb an Höhe gewinnen (T₃), bis der Geschwindigkeitsüberschuss den Wert null hat und die aerodynamischen Kräfte sich wieder im Gleichgewicht befinden.

Das stärkste Gefahrenmoment stellt die negative Windscherung vor allem für Flugzeuge in der Landephase dar, da sie mit einer Einbuße an True airspeed verbunden ist. In dieser Flugphase können starke Windscherungen in kurzer Zeit zu großen Verlusten der TAS und damit des Auftriebs führen, so dass der Pilot rechtzeitig korrigierend eingreifen muss, um eine zu starke Höheneinbuße zu vermeiden.

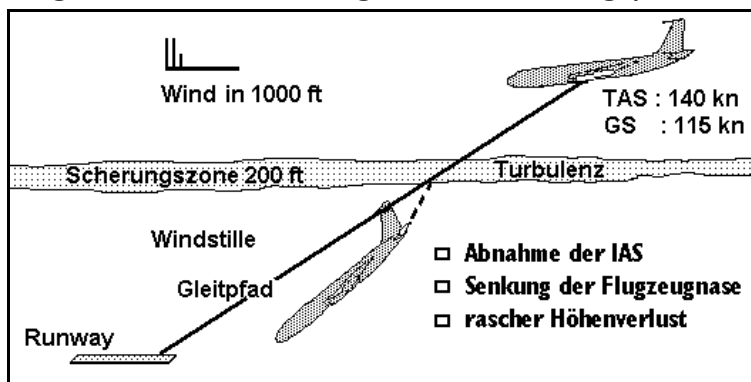
Der Einfluss der Windscherung auf Flugzeuge in den untersten 60 m ist sehr komplex und hängt ab von

- der Art der Windscherung,
- den Flugeigenschaften des Luftfahrzeuges,
- Größe des Flugzeuges und
- den Reaktionen des Flugzeugführers.

Moderne Großraumjets reagieren besonders empfindlich auf Windscherungen, da sie aufgrund ihrer großen Masse nur träge auf Geschwindigkeits- und Kursänderungen durch den Piloten ansprechen. Darüber hinaus kann durch Scherung der Seitenwindkomponente das Flugzeug quer zur Flugrichtung versetzt werden, so dass die Kontrolle zusätzlich erschwert wird.

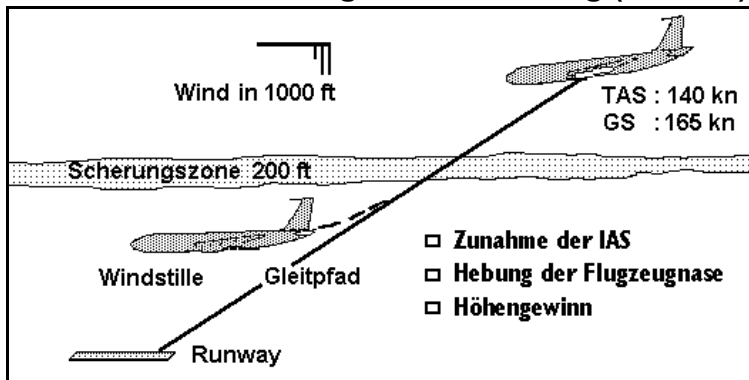
Im Landeanflug sind negative Windscherungen mit einem Unterschreiten und positive mit einem Überschreiten des Gleitpfades verbunden (s. Abb. 26, 27).

a) Negative Windscherung im Landeanflug (Abb. 26)



Ein Flugzeug im Endanflug hat in 1000 ft ü. Grund einen Gegenwind von 25 kn. Die TAS (Annahme TAS = IAS) beträgt 140 kn, am Erdboden herrscht Windstille und in 200 ft Höhe tritt plötzlich die Windscherung auf. Das Flugzeug durchquert mit einer TAS von 140 kn und einer Groundspeed GS von 115 kn (Gegenwind 25 kn) die Scherungszone. Im Bereich der neuen Windverhältnisse (Windstille) wird die IAS-Anzeige einen plötzlichen Rückgang auf 115 kn anzeigen und die Längsneigung zunehmen. Dadurch wird die Sinkgeschwindigkeit größer, so dass das Luftfahrzeug zu einem 'Under-shoot' (Unterschreiten des Gleitpfades) tendiert.

b) Positive Windscherung im Landeanflug (Abb. 27)



Ein Flugzeug hat im Endanflug in 1000 ft ü. Grund einen Rückenwind von 25 kn. Die TAS (Annahme TAS = IAS) beträgt 140 kn, der Bodenwind 0 kn und in 200 ft tritt plötzlich die Windscherung auf. Das Flugzeug durchquert mit einer TAS von 140 kn und einer Groundspeed GS von 165 kn (Rückenwind 25 kn) die Scherungszone. Im Bereich der neuen Windverhältnisse (Windstille) wird die IAS-Anzeige einen plötzlichen Anstieg auf 165 kn verzeichnen und die Längsneigung abnehmen. Dadurch wird die Sinkgeschwindigkeit geringer, so dass das Luftfahrzeug zu einem 'Overshoot' (Überschreiten des Gleitpfades) tendiert.

2.4 Messverfahren

Mit Hilfe der aerologischen Routinemessungen - Pilotballon- und Radiosondenaufstiege - lassen sich Low-Level-Windscherungen nicht erfassen, weil

- die Ballone aufgrund ihrer Steiggeschwindigkeit von ca. $5 - 6 \text{ m s}^{-1}$ ($300 - 360 \text{ m min}^{-1}$) die untersten 30 m der planetarischen Grenzschicht in ca. 5 - 6 Sekunden durchqueren, so dass die Messzeit einfach zu kurz ist, um aussagekräftige Windwerte zu erhalten;
- außerdem Momentanwinde bestimmt werden, die vertikal, nämlich pro Minute, gemittelt sind; die Luftfahrt benötigt jedoch 2-Minutenmittel ohne vertikale Mittelung;
- bei starkem Wind der Ballon oft erst oberhalb von 30 m agl vom Radar eingefangen wird, so dass keine Windwerte für tiefere Schichten vorliegen;
- zusätzlich ist das Radiosondennetz nicht engmaschig genug, um die horizontale Scherung zu erfassen.

Mit Fesselballonen lässt sich die mittlere VWS aus der Messung des Mittelwindes in Ballonhöhe und am Erdboden berechnen, jedoch können diese Flugkörper aus Sicherheitsgründen nicht auf Verkehrsflughäfen (Hindernisfreizone), bei starkem Wind und Gewittern (Blitzgefahr) eingesetzt werden.

2.4.1 Anemometer

Die vertikale Windscherung wird bereits in der Umgebung von einigen Flughäfen aus Windmessungen in 10 und 40 m Höhe agl bestimmt. Um jedoch die horizontale Scherung in der Endphase des Landeanfluges zu erfassen, müßten Windmaste entlang des Gleitpfades installiert werden, was in der Praxis meist nicht realisierbar ist.

2.4.2 Akustisches Dopplersystem (SODAR)

Das SODAR-Gerät (Sound detecting and ranging) strahlt Schallwellen mit einer Reichweite von etwa 2 - 3 km über Lautsprecher ab, die von kleinräumigen Inhomogenitäten der Temperatur- und Windgeschwindigkeit, die als Indikatoren (Tracer) dienen, reflektiert werden. Aus der Laufzeit der Schwingungsimpulse lassen sich dann die Entfernung der Indikatoren und ihre Höhe über Grund errechnen.

Bewegen sich die Tracer, ist die Frequenz der reflektierten Welle höher oder niedriger als die der abgestrahlten (Doppler-Effekt), so dass sie damit strömungsabhängig ist. Aus der Frequenzverschiebung lässt sich dann die Geschwindigkeit der Tracer bestimmen.

2.4.3 Laser-Doppler-System (LIDAR)

Das LIDAR (Light detecting and ranging) mit einer Reichweite von etwa 1 - 10 km arbeitet prinzipiell wie das SODAR, nur wird hier ein Laserstrahl abgegeben und die Tracer bilden die Aerosole.

Enthält die Luft brauchbare Aerosole und ist der Himmel klar, so sind die Messergebnisse genau und das Auflösungsvermögen hoch.

2.4.4 RADAR-Doppler-System

Das Messprinzip ist das gleiche wie beim SODAR und LIDAR, jedoch kann die Energie hier entweder als Impuls oder kontinuierlich frequenzmoduliert abgestrahlt werden, so dass unterschiedliche atmosphärische Tracer betrachtet werden können.

Dadurch ist dieses Gerät im flugmeteorologischen Routinebetrieb nicht nur bei klarem Wetter einsetzbar, sondern es kann auch bei Nebel, tiefer Bewölkung und Niederschlag verwendet werden, jedoch sind Scherungen ohne geeignete Tracer nicht messbar.

2.4.5 Akustische Einfallswinkel-Technik

Physikalisch beruht dieses Verfahren auf der Erkenntnis, dass eine vertikal abgestrahlte Schallschwingung durch die mittlere horizontale Luftbewegung eine zusätzliche horizontale Geschwindigkeitskomponente erhält. In der Praxis werden kurze Schallimpulse senkrecht abgestrahlt, die von kleinräumigen Temperatur-Inhomogenitäten gestreut und teilweise reflektiert werden.

Von der gestreuten Schallenergie wird am Ort des Senders ein Teil unter einem bestimmten Winkel wieder empfangen, wobei sich aus diesem Wert die mittlere Windgeschwindigkeit der Schicht zwischen Senderstandort und Höhe der rückstreuenden Schicht errechnen lässt.

Literaturverzeichnis

- [1] *American Meteorological Society* : *Observational and Numerical Study of a Microburst Line-Producing Storm; September 1989*
- [2] *Boeing* : *Wind Shear; Flight Operations Symposium, 1976*
- [3] *Bulletin American Meteorological Society (CINDE);* : *Convection Initiation and Downburst Experiment; Volume 69, No. 11, Nov. 1988*
- [4] *Dipl.-Met. J. England* : *Flugmeteorologie;*
Dipl.-Met. H. Ulbricht : *VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin 1980*
- [5] *DWD* : *Die bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland; DWD, Offenbach/M 1989*
- [6] *DWD* : *Leitfaden Nr. 1, Allgemeine Meteorologie; DWD, Offenbach/M 1987*

- [7] *Federal Aviation Agency, Department of Commerce* : *Aviation weather for pilots and flight operations personnel; USA, Washington D.C. 1965*
- [8] *Hering E., Martin R., Storer M.* : *Physik für Ingenieure; 3. Auflage, VDI-Verlag GmbH, 1989*
- [9] *ICAO* : *Turbulence reporting criteria table*
- [10] *ICAO* : *Annex 3, gültig ab 01.07.1993*
- [11] *Journal of Applied Meteorology* : *Structure and Life Cycle of Microburst Outflows observed in Colorado; Volume 27, 1988*
- [12] *Journal of the Atmospheric Sciences* : *Dynamics and Fine Structure of a Microburst; Volume 47, No. 13, 1990*
- [13] *Kubon, J.* : *Bericht über einen Streckenerfahrungsflug Frankfurt - Calgary - Frankfurt; Deutscher Wetterdienst, Juni 1991*
- [14] *Lufthansa* : *IFR-Flugmeteorologie; Lernunterlage, Verkehrsfliegerschule Bremen, September 1985*
- [15] *Nancoo, M.E.* : *A status report on low level turbulence and wind-shear effects on aircraft; ICAO-Bulletin*
- [16] *Rakovec, J.* : *Thunderstorms and Hail; Theoretical and Applied Climatology, Springer Verlag, 1989*
- [17] *Simmons, P. D.* : *The characteristics and detection of low level wind shear in the critical phases of flight*
- [18] *Tauscher, J.* : *Unterlagen 'Turbulenz'*
- [19] *Wohlgemuth, V.* : *Das Auftreten von Low Level Jets, ihre Ursache sowie Möglichkeiten ihrer Vorhersage; Hausarbeit FH, 1987*
- [20] *WMO-No. 495* : *Handbook of meteorological forecasting for soaring flight, WMO, Genf 1978*
- [21] *WMO-No. 364* : *Compendium of meteorology, Volume II; WMO, Genf 1978*
- [22] *WMO - N0. 98* : *The Airflow over Mountains, Technical Note N0. 34, TP. 43; WMO, Genf 1960*
- [23] *Internet* : *Introduction to Turbulence*
- [24] *Internet* : *The Navier-Stokes Equations*
- [25] *Promet* : *Mikro- und Makroturbulenz; Heft 1/2 1971*
- [26] : *Promet Observations and Simulations of a Breaking Mountain Wave Associated with an Aircraft Accident Induced by Clear-Air Turbulence; <http://www.etl.noaa.gov/about/review/as/ralph/>*
- [27] *mesolab.meas.ncsu.edu/~lilyn/mea713/Ch1_Note.doc* : *Introduction to Mesoscale Dynamics, Chapter 1 Overview*