

BODENWIND

„Um die wahre Wissenschaft von der Bewegung der Vögel in der Luft zu erreichen, ist es notwendig, erst die Wissenschaft der Winde zu heben“

Leonardo da Vinci

FOTO BURKHARD MARTENS

Dr. Manfred Reiber ist Flugmeteorologe. In den letzten Jahren hat er sich viel mit dem bodennahen Windfeld beschäftigt. Er hat einen umfassenden Artikel über dieses Phänomen veröffentlicht. Wir bringen den Beitrag aufgrund des Umfangs in vier Teilen.

DIE ENTSTEHUNG DES WINDES

Wer die Besonderheiten des Windfeldes in Bodennähe verstehen und erkennen will oder gar vorausschauend nutzen möchte, muss die physikalischen Ursachen der Entstehung des Windes genau kennen. D. h., er muss die Änderungen von Gradientkraft, bodenbedingter Reibung und Corioliskraft und ihr Zusammenspiel in Abhängigkeit von der Orografie (Geländegestalt) verstehen und während des Fluges in praktisch nutzbares Wissen umsetzen. Weil das so ist, möchte ich ganz am Anfang wesentliche Aspekte der Entstehung des Windes beschreiben. Das wird sicher helfen, das Windfeld mit seinen Besonderheiten immer besser interpretieren zu können.

Die Voraussetzung dafür, dass sich Luft in Bewegung setzt, ist ein horizontaler Druckunter-

schied. Die Luft folgt bei ihrer Bewegung dem horizontalen Druckgefälle immer vom hohen zum tiefen Druck. Die Bewegung ist umso heftiger, der Wind also umso stärker, je größer das Luftdruckgefälle pro Längeneinheit ist. In der Meteorologie wird das horizontale Luftdruckgefälle pro Längeneinheit als Druckgradient bezeichnet und die Kraft, die durch den Druckgradienten auf das Luftteilchen ausgeübt wird, als Druckgradientkraft. Diese Kraft ist umso größer, je größer der Druckgradient selbst ist.

Auf Bodenwetterkarten ist der Abstand der Isobaren, auf Höhenwetterkarten der Abstand der Isohypsen Ausdruck für die Größe des Druckgradienten und damit für die Druckgradientkraft. Daraus folgt die erste wichtige Regel:

Regel 1

Je enger die Isobaren auf einer Bodenwetterkarte, bzw. die Isohypsen auf einer Höhenwetterkarte liegen, umso stärker weht der Wind.

Windstille, bzw. sehr schwacher Wind, herrscht dann also dort, wo der Isobaren- bzw. Isohypsenabstand groß ist. Dazu gehören z. B. auch die Zentren von Hochs und Tiefs oder der zentrale Bereich eines Zwischenhochs, wo meist nur schwacher, variabler oder umlaufender Wind anzutreffen ist.

GEOSTROPHISCHER WIND

Von „geostrophischem Wind“ spricht man, wenn der Wind nur durch die Gradientkraft und die

Corioliskraft verursacht wird, die Reibung wird also vernachlässigt. Wir wissen, dass der Wind durch die Druckgradientkraft verursacht wird. Sie wirkt vom hohen zum tiefen Druck und ist bestrebt, einen direkten Druckausgleich herbeizuführen. Auf der rotierenden Erde wird aber jeder sich bewegende Körper aus seiner Bewegungsrichtung abgelenkt. Auf der Nordhalbkugel erfolgt die Ablenkung nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links. Diese ablenkende Kraft ist eine Folge der Erddrehung, sie greift immer im rechten Winkel zur Bewegungsrichtung an.

Im Folgenden werden wir nur die Verhältnisse auf der Nordhalbkugel besprechen und deshalb ausschließlich die Rechtsablenkung betrachten. Für die Verhältnisse auf der Südhalbkugel muss man sich eigentlich nur merken, dass die Dreh-

richtungen in den Druckgebilden „Tief und Hoch“ genau umgekehrt sind. Die Kraft, die diese Rechtsablenkung hervorruft, bezeichnet man als ablenkende Kraft der Erdrotation, in der Physik wird sie als Corioliskraft bezeichnet. Sie lässt sich durch folgende Gleichung beschreiben:

$$F_C = m \cdot v \cdot 2\omega \cdot \sin\varphi$$

F_C = Corioliskraft (N)
 ω = Winkelgeschwindigkeit der rotierenden Erde (1/s)
 v = Windgeschwindigkeit (m/s)
 φ = geographische Breite
 m = Masse des bewegten Körpers (kg)

Wie man leicht sieht, ist die Corioliskraft am Äquator Null (weil die geographische Breite $\varphi=0$ ist und daraus folgt $F_C = 0$) und sie erreicht an den Polen ihren größten Wert. Sie hängt außerdem von der Geschwindigkeit und der Masse des sich bewegenden Körpers ab. Je größer die Geschwindigkeit und seine Masse sind, umso größer wird F_C . Die Winkelgeschwindigkeit der rotierenden Erde kann man dabei als konstant ansetzen. Aus der Formel für die Corioliskraft folgen die für die Praxis wichtigen Regeln 2 und 3:

Regel 2

Wenn die Windgeschwindigkeit abnimmt, wird die Corioliskraft kleiner, die Rechtsablenkung geringer, der Wind dreht nach links.

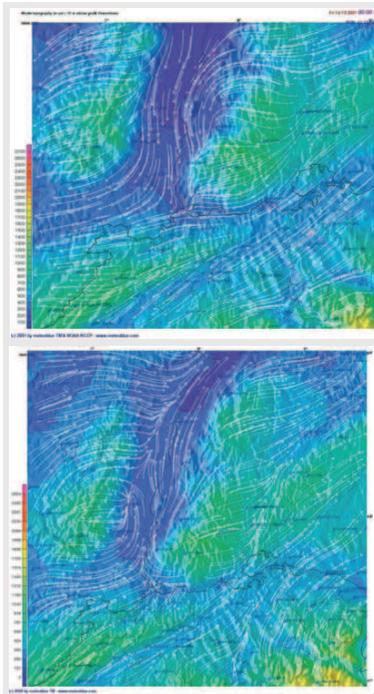


Abbildung 2: Starke Rechts-Links-Drehung im Oberrheingraben bei Ostwind. Für das N-S verlaufende Rheintal gilt die Regel: „Ostwind wird zu Nordwind“.

Abbildung 3: Starke Links-Rechts-Drehung im Oberrheingraben bei Westwind. Für das N-S verlaufende Rheintal gilt die Regel: „Westwind wird zu Südwind“.

Regel 3

Wenn die Windgeschwindigkeit zunimmt, wird die Corioliskraft größer, die Rechtsablenkung nimmt zu, der Wind dreht nach rechts.

Bisher haben wir noch nicht besprochen, wie man sich die ablenkende Wirkung der Corioliskraft plausibel erklären kann.

Stellen wir uns vor, ein Luftteilchen bewegt sich an der Erdoberfläche von Süd nach Nord. Die Umlaufgeschwindigkeit der Erde am Äquator sei u_1 . Diese Geschwindigkeit ist größer als auf jeder nördlicher gelegenen Umlaufbahn, wo sie die Größe u_2 haben soll. Bewegt sich nun ein Luftteilchen von Süd nach Nord, so kommt es dort mit einer höheren Geschwindigkeit an. Bei der Erdrotation von West nach Ost hat das Teilchen auf der nördlicher gelegenen Bahn also einen Impulsüberschuss nach rechts und wird deshalb in diese Richtung abgelenkt. In der Abbildung 5 wird dieser Sachverhalt noch einmal anschaulich dargestellt.

Bei einer Bewegung genau nach Osten, bzw. Westen, wird die Rechtsablenkung durch die

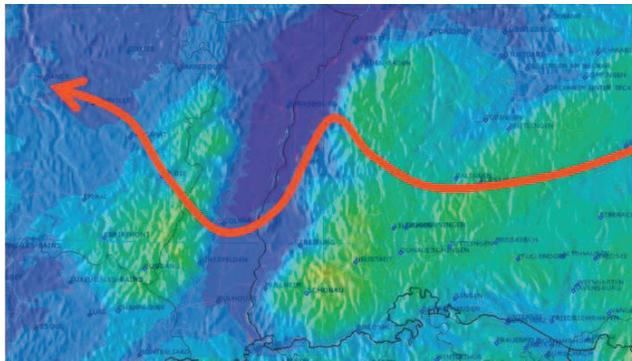


Abbildung 1: Schematische Darstellung des Strömungsverlaufes zwischen Schwarzwald und Vogesen und Erklärung der Regeln 2 und 3. Immer dann, wenn sich der Querschnitt im ansteigenden Gelände verengt (hier: Düsen effekt in der Gipfelregion des Schwarzwaldes bei Ostwind), nimmt die Strömungsgeschwindigkeit zu und in der Folge kommt es zu einer Rechtsablenkung des Windes. Das Rheintal selbst ist eine markante Querschnittserweiterung (entgegengesetzter Düsen effekt), die zu einer Abnahme der Windgeschwindigkeit führt. In deren Folge wird die Corioliskraft kleiner und der Wind dreht nach links. Über den Vogesen kommt es wieder zu einer Querschnittsverengung, damit zur Geschwindigkeitszunahme, die Corioliskraft wird größer und der Wind dreht wieder nach rechts. Die Abbildungen 2 bis 4 zeigen realistische Strömungsbeispiele aus verschiedenen Gebieten Deutschlands.

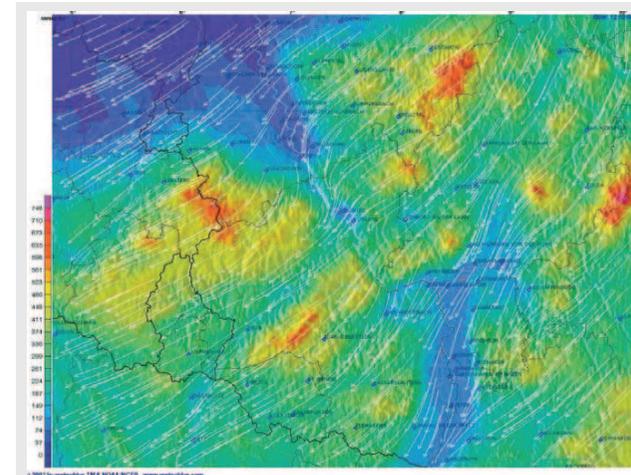


Abbildung 4: Linksablenkung des Windes bei N-O-Wind westlich des Sauerlandes von Wuppertal bis Bonn, Windführung im Moseltal. Es gilt die Regel: „Ost- bzw. Nordostwind wird hier zu Nordwind“.

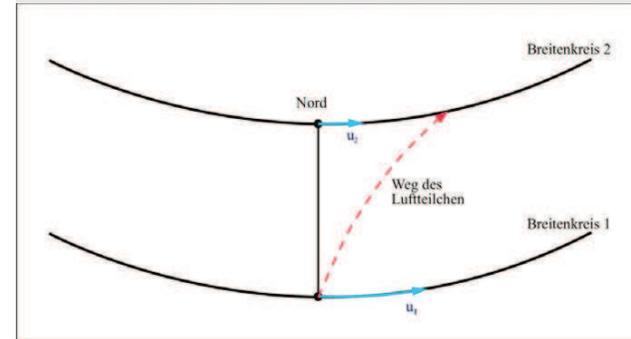


Abbildung 5: Rechtsablenkung eines Luftteilchens bei einer Bewegung von Süd nach Nord (Nordhalbkugel der Erde).

Zentrifugalkraft erzeugt. Jede Bewegung auf der Nordhalbkugel erfährt deshalb auch eine Ablenkung nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links. Zusätzlich entsteht bei einer Ost- West-Strömung auch eine abwärtsgerichtete, bei umgekehrter Windrichtung eine aufwärtsgerichtete Vertikalbewegung. Bei Ostwind wird also ständig Luft aus der Höhe nach unten transportiert, sie bringt ihre größere Windgeschwindigkeit mit und verursacht so eine stärkere Böigkeit.

Aus der Erfahrung wissen wir ja auch, dass Ostwind in der Regel sehr böig ist und auch am Abend nur sehr langsam „einschläft“.

Wegen der Rechtsablenkung können sich die Luftteilchen auf der rotierenden Erde also nicht direkt vom hohen zum tiefen Druck bewegen. Sie werden solange nach rechts abgelenkt, bis sich die Corioliskraft im Gleichgewicht mit der Gradientenkraft befindet. In der Abbildung 6 ist dieser Sachverhalt anschaulich dargestellt. →



Foto: Palmer Scheider

LTF 1-2



info@swing.de
 Tel.: +49 (0) 8141 327 78 88
 Fax.: +49 (0) 8141 327 78 70

www.swing.de

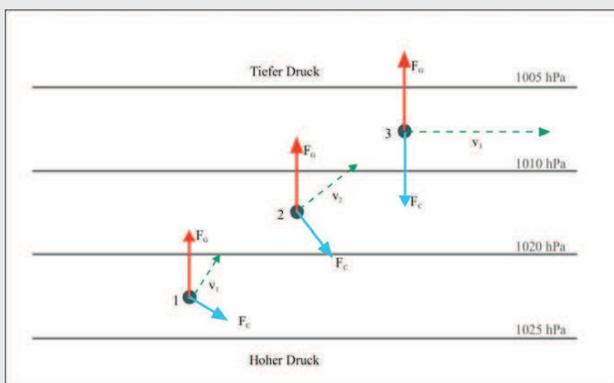


Abbildung 6: Zur Entstehung des geostrophischen Windes. Das Luftteilchen beginnt sich zunächst direkt vom hohen in Richtung tiefen Drucks zu bewegen. Am Anfang der Bewegung (Punkt 1) ist die Geschwindigkeit des Luftteilchens v_1 noch klein und die Ablenkung nach rechts gering. Mit zunehmender Geschwindigkeit nimmt die Ablenkung durch die Corioliskraft zu. Im Punkt 3 ist der Gleichgewichtszustand zwischen FG, der Druckgradientkraft, und F_c , der Corioliskraft, hergestellt. Das Luftteilchen bewegt sich von nun an längs zur Isobare.
Wir stellen zunächst fest, der geostrophische Wind weht längs der Isobaren, im Tief entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn, im Hoch im Uhrzeigersinn (siehe Abbildung 7).

Regel 4

Auf der Nordhalbkugel gilt unter geostrophischen Bedingungen: Im Hoch weht der Wind in Uhrzeigerichtung, im Tief entgegengesetzt. Wirken nur Gradient- und Corioliskraft (Reibung ist Null), dann weht er längs der Isobaren, auf Höhenwetterkarten längs der Isohypsen.

Regel 5

Für die Praxis sollte man sich jedoch merken, dass die Corioliskraft ihre volle Wirkung erst erreicht, wenn die Wirkstrecke einige Kilometer und die Wirkzeit etwa eine halbe Stunde beträgt. Bei sehr kleinen Geländestrukturen spielt die Corioliskraft deshalb keine oder nur eine sehr geringe Rolle. Das ist auch der Grund dafür, dass der „berühmte“ Ausflusswirbel in der Badewanne nicht von der Corioliskraft beeinflusst oder gar erzeugt wird.

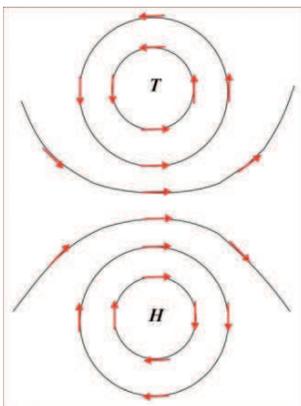


Abbildung 7: Geostrophischer Wind im Hoch und Tief. Man kann leicht die generelle Strömung im Hoch und Tief unter geostrophischen Bedingungen erkennen.

→ Der geostrophische Wind, der unter der Wirkung von Druckgradientkraft und Corioliskraft entsteht, führt also dazu, dass der Wind parallel zu den Isobaren, bzw. Isohypsen, weht. Wäre das in der Natur tatsächlich immer erfüllt, dann würden einmal entstandene Druckgebilde für immer bestehen bleiben, weil die Luft „nur“ im Kreis um die Druckgebilde herum wehen würde. Wir wissen, dass das nicht so ist, also müssen noch andere Kräfte wirken, die das Entstehen und Vergehen von Druckgebilden ermöglichen. Hier ist in erster Linie die Reibungskraft zu nennen.

Fakten zum Wind unter Berücksichtigung der Reibung im Info 158.

Beim Fliegen mit leichten Sportflugzeugen, vor allem mit Gleitschirmen und Drachen, aber auch beim Fahren mit Ballonen spielt das Windfeld im „low level“ eine sehr große Rolle. Reibungsbedingte Turbulenz, Leewirbel, beschleunigte Strömungen in „Düsen“, bzw. verzögerte Strömungen durch Geländeerweiterungen, Windführung in Tälern oder Wirbel an Gebirgskanten usw. können, wenn sie unerwartet auftreten, zur Gefahr werden. Kennt man aber ihre Entstehungsursachen, werden diese Phänomene erwartet, das Risiko wird minimiert und im Idealfall kann man die veränderten Strömungsverhältnisse sogar nutzen. Es gibt also ausreichend Grund sich mit dem bodennahen Windfeld möglichst detailliert auseinanderzusetzen. Weiterführende, empfehlenswerte Literatur dafür ist das Buch „Moderne Flugmeteorologie für Ballonfahrer und Flieger“ und die ausführliche Artikelserie zum freien Download, alles zu finden unter www.DrMReiben.de.

wöchentlich Flieger-Infos per E-Mail *** jetzt neu: Gleitschirm Online-Magazin ***

Papillon Flieger-Rundmail

bestens informiert – wöchentlich aktuell!

Knapp 9000 interessierte Flugsportfreunde haben bereits das Papillon Flieger-Rundmail abonniert. Sie erhalten wöchentlich aktuell per E-Mail:

- Flugwetterprognose Mittelgebirge und Alpen
- Die nächsten Kurstermine für Einsteiger und Fortgeschrittene in der Rhön, im Sauerland, im Stubai und in Lüssen
- Die Locations, Inhalte und Termine der nächsten Gleitschirm-Urlaubsreisen und Flugwochen
- Fachberichte zu Innovationen in der Gleitschirmentwicklung
- Kommentare zu Themen wie Flugsicherheit, Flugtechnik und zu Erkenntnissen aus der Schulung sowie aus den Gleitschirm-Praxistests
- Rückmeldungen unserer Flugschüler und Stammkunden
- Desktop-Hintergrundbilder zum Download
- Veranstaltungstipps, Programmhinweise und Vereins-News
- Informationen zu Fluggebieten
- Ausrüstungsempfehlungen, Schnäppchen und Angebote von GLEITSCHIRM DIREKT
- Service-Angebote des Luftfahrttechnischen Betriebes auf der Wasserkuppe und von Parafly uvm...



Neu: Gleitschirm-Online-Magazin

das große Info-Archiv für Flugsportler

Im neuen **Gleitschirm-Online-Magazin** findest du alle Papillon Flieger-Rundmails seit 2004. Auf dieser Seite kannst du das Flieger-Rundmail auch bestellen. Weitere Infos rund um den Flugsport sind in Vorbereitung.

Ebenfalls online: **Papillon – World of Paragliding**, der große Gesamt-Katalog 2009 mit über 130 Seiten Flugsport! Jetzt bestellen oder als PDF herunterladen unter

www.gleitschirm-online-magazin.de

PFLICHTLEKTÜRE



FOTO BURKHARD MARTELS

TEIL 2

BODENWIND

TEXT UND FOTOS DR. MANFRED REIBER

Wind unter Berücksichtigung der Reibung

Gäbe es keine Reibung, dann würde die Luft tatsächlich parallel zu den Isobaren wehen, um die Druckgebilde „kreisen“, sie aber weder entstehen noch vergehen lassen. Die Reibung entsteht an der Erdoberfläche und ist dort am größten. Mit zunehmender Höhe lässt sie nach und in reichlich 1.000 m Höhe geht sie gegen Null. Diese Schicht bezeichnet man als planetare Grenzschicht, im Flachland ist sie im Mittel etwa 1.250 ± 450 m dick.

Regel 6

Reibung wirkt der Bewegungsrichtung immer entgegen. Sie verringert die Windgeschwindigkeit und damit gleichzeitig auch die Corioliskraft.

Bei gleichbleibender Gradientkraft, aber verringerter Corioliskraft, strömt die Luft nicht mehr parallel zu den Isobaren, sondern sie wird, je nach der Größe der Reibung, zum tiefen Druck hin abgelenkt (siehe Abbildung 8).

Die Ablenkung zwischen Isobare und geostrophischer Windrichtung hängt also von der Größe der Reibung ab. Sie beträgt über glatten Wasserflächen etwa 10° und über dem Festland etwa 30°. Über Gebirgen wird die Grenzschicht dicker und die Ablenkung des Windes zur Isobarenrichtung kann 45° oder sogar mehr betragen.

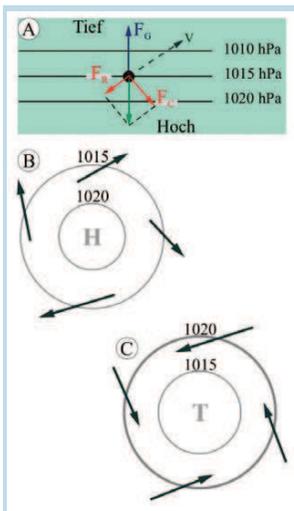


Abbildung 8: Wind unter der Berücksichtigung der Reibung
A) geradlinige Isobaren
B) gekrümmte Isobaren im Hoch
C) gekrümmte Isobaren im Tief

Der Wind in der planetarischen Grenzschicht

Wegen der mit der Höhe abnehmenden Reibung nimmt die Windgeschwindigkeit mit zunehmender Höhe zu. An der Obergrenze der planetarischen Grenzschicht wird die geostrophische Windgeschwindigkeit erreicht, und die Windablenkung von der Isobare bzw. Isohypse ist nahezu Null. Hier herrschen also geostrophische Windverhältnisse. Was bedeutet das für die Praxis?

Regel 7

Steigt man z.B. innerhalb der planetarischen Grenzschicht mit einem Ballon nach oben, dann weicht seine Fahrtrichtung immer mehr nach rechts ab und die Fahrtgeschwindigkeit nimmt zu. Steigt man ab, weicht der Ballon nach links aus und seine Fahrtgeschwindigkeit nimmt ab.

Abweichungen von dieser Gesetzmäßigkeit können durch die Orografie (Geländegestalt), durch Warm- bzw. Kaltluftzufuhr oder starke Thermik verursacht werden. Später werden wir diesen allgemein gültigen Grundsatz noch präzisieren und über die Abweichungen von dieser Regel sprechen.

Die Windänderung mit der Höhe ist in der Abbildung 9 anschaulich in qualitativer Form dargestellt.

Diese Darstellung zeigt den Verlauf der Winddre-

hung und der Zunahme der Windgeschwindigkeit vom Erdboden bis zur Obergrenze der planetarischen Grenzschicht. Verbindet man die Spitzen der einzelnen Windvektoren miteinander, ergibt sich eine spiralförmige Kurve, die auch als Ekmanspirale bezeichnet wird. Sie veranschaulicht also die Winddrehung mit zunehmender Höhe nach rechts und die Zunahme der Windgeschwindigkeit bis zum geostrophischen Wert V_g .

In der Tabelle 1 sind statistisch ermittelte Werte aufgeführt, die Anhaltswerte für die Zunahme der Windgeschwindigkeit und der Windrichtungsänderung für einzelne Höhen bis zur Obergrenze der planetarischen Grenzschicht geben. Als erste Näherung kann man mit diesen Werten, ausgehend vom Bodenwind, den Wind in der geplanten Flughöhe bestimmen. Bemerkenswert ist, dass die Winddrehung und Windgeschwindigkeitszunahme im unteren Teil der planetarischen Grenzschicht deutlich stärker ist, als im oberen Teil.

Es wird jedoch unbedingt darauf hingewiesen, dass diese Werte im gegliederten Gelände und über See erhebliche Abweichungen erfahren können. Das betrifft sowohl die Windrichtung als auch die Windgeschwindigkeit, insbesondere dann, wenn low level jets (LLJ) an Inversionen auftreten, oder düsenartige Verengungen im Gelände (orografische Effekte) vorkommen.

Der Zusammenhang zwischen bodennahen

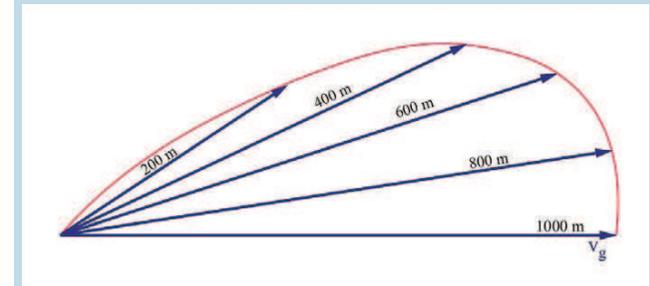


Abbildung 9: Ekmanspirale, sie zeigt anschaulich die qualitative Änderung des Windes in der planetarischen Grenzschicht

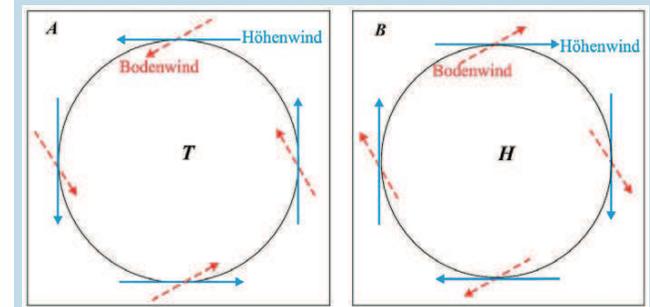


Abbildung 10: Die Richtung des Bodenwindes und die Richtung des Windes an der Obergrenze der planetarischen Grenzschicht A) im Tief, B) im Hoch

Höhe (m)	Winddrehung nach rechts (°)	Faktor zur Ermittlung der Windzunahme
10	0	1,00
100	10	1,65
200	15	2,00
300	20	2,10
400	22	2,20
500	25	2,25
600	26	2,30
700	27	2,35
800	28	2,40
900	29	2,45
1000	30	2,50

Tabelle 1: Mittelwerte für die Änderung des Windes mit zunehmender Höhe (als Bodenwind ist die Windgeschwindigkeit, gemessen in 10 m Höhe, einzusetzen; diese Mittelwerte gelten als Schätzwerte und nur für flaches Land)

Höhen W-Richtung Obergrenze der pl. Grenzschicht ≈ Boden W-Richtung + $\alpha \cdot \Delta z$
 Boden W-Richtung ≈ Höhen W-Richtung Obergrenze der pl. Grenzschicht - $\alpha \cdot \Delta z$
 Höhen W-Geschw. Obergrenze der pl. Grenzschicht ≈ 2,5 * Boden W-Geschw.
 Boden W-Geschw. ≈ 0,4 * Höhen W-Geschw. Obergrenze der pl. Grenzschicht

Wind und dem an der Obergrenze der planetarischen Reibungsschicht lässt sich auch durch einfache Faustformeln beschreiben

Für den Ablenkungswinkel „ α “ kann man über flachem Land etwa 30° und über dem Meer (gilt auch für Nord- und Ostsee) etwa 10° ansetzen. Auf großen Binnenseen liegt dieser Winkel zwischen 10° und 30° und über gebirgigem Gelände ist er größer als 30° . Er kann hier bis ca. 45° anwachsen.

Diese einfachen Formeln lassen sich auch direkt aus der Abbildung 10a und 10b ableiten.

Der Ablenkungswinkel „ α “ ist aber, wie oben schon erwähnt, nicht nur von der Rauigkeit der Erdoberfläche abhängig. Er hängt außerdem von der Geländegestalt, der Stabilität der Luftmasse und davon ab, ob ggf. ein Zustrom warmer (Wärmeluftadvektion) oder kalter (Kaltluftadvektion) Luft erfolgt. Für die Praxis sollte man sich deshalb folgende Regel einprägen:

Regel 8

Innerhalb der planetarischen Grenzschicht wird der Wind beim Sinken (z. B. im Landeanflug) immer nach links, beim Steigen (z. B. beim Start) immer nach rechts drehen. Diese Drehung verstärkt sich bei stabiler Schichtung und bei Wärmeluftadvektion, sie wird deutlich geringer, oder sogar überkompensiert bei labiler Schichtung und bei Kaltluftadvektion. Bei Windgeschwindigkeiten unter 5 Knoten tritt praktisch keine relevante Drehung auf.

Weitere Ausnahmen von dieser Gesetzmäßigkeit können praktisch noch in geringer Höhe auftreten, wenn die Winddrehung, z. B. durch Fluss- oder Gebirgstäler, einzelne Berge oder ganze Gebirge oder andere Hindernisse behindert, oder in extremen Fällen sogar umgelenkt wird.

Anschauliche Beispiele für die vertikale Winddrehung unter verschiedenen Bedingungen zeigen Windmessungen am 200 m Mast der Uni Karlsruhe. 

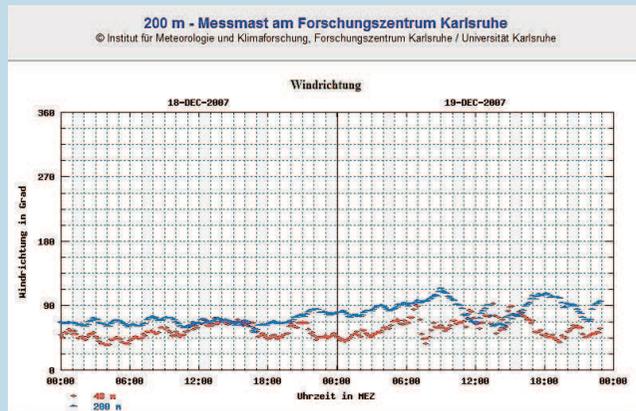


Abbildung 11: Abends, nachts und vormittags, während der Existenz einer Bodeninversion, gut ausgeprägte Winddrehung mit der Höhe um 20 bis 30° . Tagsüber stärkere Verzerrung der Strömung (zumindest zwischen 40 und 200 m) und geringere Drehung des Windes mit der Höhe.

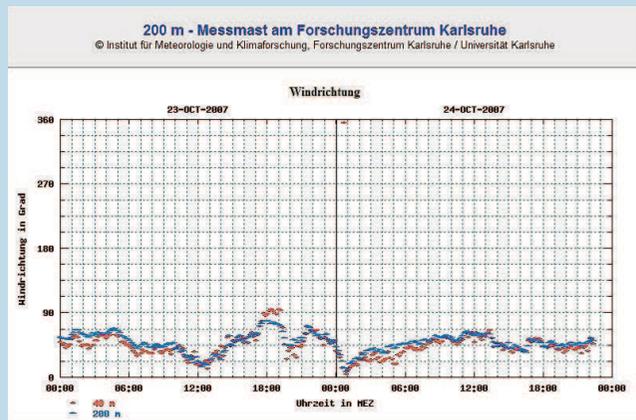


Abbildung 12: Winddrehung bei labiler Schichtung (die Drehung ist in den unteren 200 m weniger stark ausgeprägt, sie beträgt etwa nur 5 bis 10°). Kurzzeitig kann sie sogar umgekehrt sein!

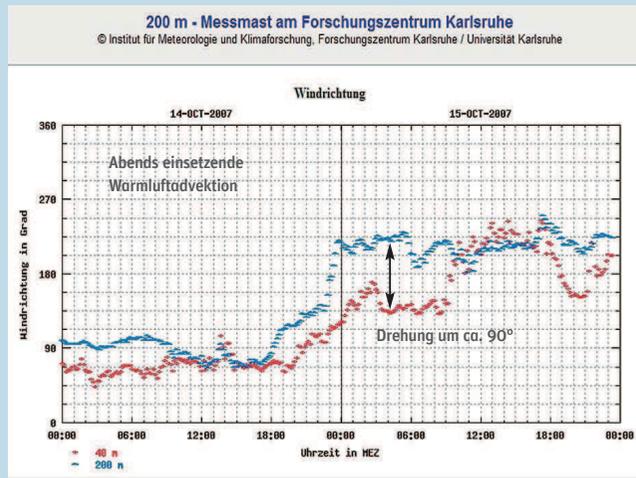


Abbildung 13: Wärmeluftadvektion verstärkt die Rechtsdrehung. Es können Drehwinkel über 100° erreicht werden.

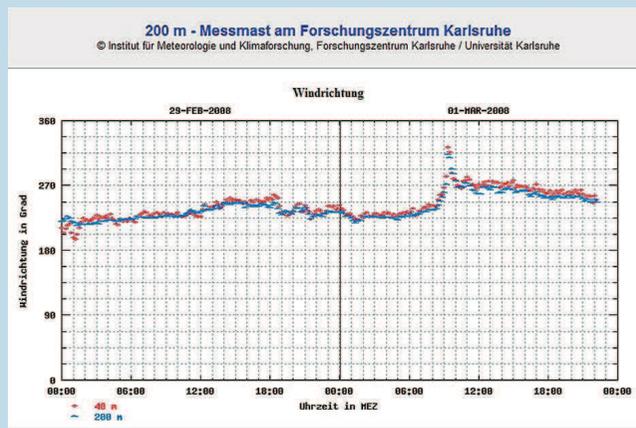


Abbildung 14: Kaltluftadvektion kann die Rechtsdrehung vollständig unterdrücken oder sogar überkompensieren.



Foto: Tony W. Richter



info@swing.de
Tel.: +49 (0) 8141 327 78 88
Fax.: +49 (0) 8141 327 78 70

www.swing.de