

Brigitte Klose

Wind als Grenzschichtphänomen

1. Einleitende Bemerkungen

Wind ist bewegte Luft relativ zur rotierenden Erde, und er wird seit alters her nach der Richtung benannt, aus der er weht. So kommt ein Südwind aus Süden, ein Seewind von der See her, und ein Bergwind weht den Berg herab. Diese Definition des Windes ist heute Allgemeingut, während Aristoteles in seiner Lehre von den Winden noch behauptete: „Es wäre ja absurd, wenn die uns umgebende Luft einfach durch Bewegung zu Wind würde und Wind hieße“.

In den einzelnen Wissensgebieten und im täglichen Leben spielt der Wind eine sehr unterschiedliche Rolle, aber aktuell ist er beispielsweise als regenerative Energiequelle in aller Munde. Da die mittlere Windgeschwindigkeit in Deutschland 3 bis 4 m/s im Binnenland und 4 bis 6 m/s im Küstenbereich beträgt, reicht sie in exponierten Lagen und in Norddeutschland im Mittel aus, um die Rotorblätter einer Windkraftanlage in Bewegung zu setzen und zu halten. Von besonderer Bedeutung ist der Wind auch im Luft- und Seeverkehr sowie bei Sturmwarnungen, die zur Minimierung der mit hohen Windgeschwindigkeiten verbundenen volkswirtschaftlichen Schäden herausgegeben werden. So hat nach Berz 2003 seit den 60er Jahren die Anzahl der großen Naturkatastrophen sowohl bezüglich ihrer Häufigkeit als auch nach volkswirtschaftlichen und versicherten Schäden deutlich zugenommen. Als wesentliche Gründe für die weltweit wachsende Anzahl von Naturkatastrophen lassen sich die Zunahme der Weltbevölkerung, der ständig steigende Lebensstandard, die Konzentration von Bewohnern und Werten in Großstadträumen, die Besiedlung und Industrialisierung stark exponierter Regionen, die Anfälligkeit moderner Gesellschaften gegenüber Naturereignissen und Technologien sowie die Änderung der Umweltbedingungen nennen.

Hinsichtlich der Windgeschwindigkeiten gilt zunächst der allgemeine Konsens, dass sich das Druckgefälle zwischen dem Äquator und den Polen verschärft hat, da die Lufttemperaturen in 3 bis 6 km Höhe in den Tropen und

Subtropen angestiegen sind, sich in der Arktis jedoch verringert haben. Damit hat die Windgeschwindigkeit in allen Breiten in den letzten 20 Jahren zugenommen, und zwar in den mittleren Breiten um 5 bis 10 %, in den Tropen sogar um 20% (vgl. Bauer 2002, S. 124).

Mathematisch gesehen stellt der Wind einen Vektor dar, der zwei horizontale Komponenten (u, v) und eine vertikale Komponente (w) besitzt, so dass in einem kartesischen Koordinatensystem für ihn $\mathbf{V} = u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k}$ geschrieben werden kann. Allgemein gilt er jedoch als eine horizontale Strömung \mathbf{V}_h , da seine vertikale Komponente in der Regel sehr klein ist, nämlich im cm/s-Bereich liegt. Zu seiner Bestimmung ist eine Richtungs- und Geschwindigkeitsangabe notwendig.

2. Charakteristika des Windfeldes

Ursache des Windes sind horizontale Temperatur- und die damit verbundenen Druckunterschiede, die durch die Bewegung von Luftmassen ausgeglichen werden. Ihre Bewegungsenergie entstammt dem solaren Strahlungsfluss, der im Mittel 1368 W m^{-2} an der Atmosphärenobergrenze beträgt. Etwa 1,9 % davon werden für die Erzeugung von Wind, Wellen und Strömungen verbraucht.

Die Windgeschwindigkeit wird durch den Druckgradienten, die Rauigkeit der Erdoberfläche, die geographische Breite, die Krümmung der Trajektorienbahn der Luftpartikel, die Luftdichte, die vertikale Temperaturverteilung und die Eigenschaften des Reliefs bestimmt.

Infolge der Rauigkeit der Erdoberfläche stellt der Wind ein turbulent bewegtes Medium dar, d.h., er besteht aus auf- und absteigenden Luftpartikeln, was man anhand der Rauchfahnen aus einem Schornstein gut beobachten kann. Seine Turbulenz hängt dabei ganz wesentlich von der thermischen Schichtung der Atmosphäre, die das Aufsteigen entweder fördert oder bremst, sowie von der Rauigkeit der Erdoberfläche und seiner Geschwindigkeit selbst ab.

2.1 Vertikale Windprofile

Infolge der komplexen Struktur der planetarischen Grenzschicht weist das Windfeld eine große zeitliche und räumliche Variabilität auf, so dass sich der Windvektor markant mit der Höhe ändert. Unmittelbar oberhalb des Erdbodens erfolgen zunächst eine starke Zunahme seiner Geschwindigkeit (s. Bild 1) und daran anschließend eine merkliche Drehung seiner Richtung nach rechts. Die Ursache hierfür liegt in der Abnahme des Reibungseinflusses der

Erdoberfläche mit zunehmender Höhe und der daraus resultierenden Anpassung des Windvektors an den Wind der freien Atmosphäre, den geostrophischen Wind. Folglich muss man in der Meteorologie zwischen Boden- und Höhenwind unterscheiden. Über Land erreicht der Bodenwind 50 bis 70% des Betrages des geostrophischen Windes, über See 70–80%.

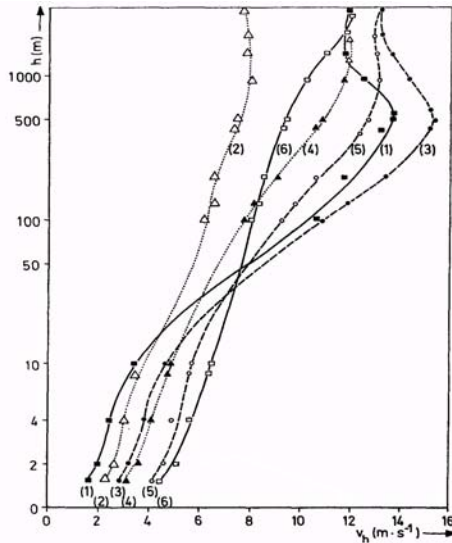


Bild 1: Vertikalprofile des Betrages des horizontalen Windvektors in einer stabil (Kurven 1, 3), neutral (Kurven 2, 4, 5) und labil (Kurve 6) geschichteten Grenzschicht

Zur mathematischen Behandlung des Vertikalprofils des horizontalen Windvektors V_h geht man gemäß Holton 1957 von einer horizontal homogenen und vertikalbewegungsfreien Grenzschicht mit einem höhenkonstanten Turbulenzreibungskoeffizienten k aus, so dass die Eulersche Bewegungsgleichung für die u - und v -Komponente des Windvektors die einfache Form annimmt:

$$k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f(v - v_g) = 0 \quad (1)$$

$$k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f(u - u_g) = 0 \quad (2)$$

Hierin entsprechen u_g und v_g der x- bzw. der y-Komponente des geostrophischen Windes (Wind oberhalb des 850 hPa-Niveaus im beschleunigungsfreien Fall) sowie f dem Coriolisparameter. Bei Verwendung der komplexen Schreibweise ergibt sich:

$$k \frac{\partial^2(u + iv)}{\partial z^2} - if(u - u_g + i(v - v_g)) = 0 \quad (3)$$

Setzt man $u - u_g + i(v - v_g) = \mathbf{V}_h - \mathbf{V}_g = \mathbf{W}$ und legt fest, dass der komplexe geostrophische Wind eine lineare Funktion der Höhe ist, erhält man eine homogene Differenzialgleichung 2. Ordnung:

$$k \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} - ifW = 0 \quad (4)$$

Ihr Lösungsvektor besitzt die Form

$$W = W_o \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) \quad (5)$$

\mathbf{W} entspricht dem Winddefekt, d.h. der Abweichung des Windfeldes in der Grenzschicht von der geostrophischen Balance. Unter Berücksichtigung der nachstehenden Randbedingungen

$$\begin{array}{lll} \mathbf{W} = -\mathbf{V}_g & \text{für} & z = 0 \quad \text{und} \\ \mathbf{W} \rightarrow 0 & \text{für} & z \rightarrow \infty \end{array} \quad (6)$$

erhält die Lösung die Gestalt

$$W = -V_g \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) \quad \text{bzw.} \quad V_h(z) = -V_g \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) + V_g \quad (7)$$

Dies ist eine Beziehung, die bereits 1905 von dem berühmten schwedischen Ozeanographen W. Ekman für die Winddrift im Ozean abgeleitet wurde. Mit $v_g = 0$, d.h. für einen zonalen geostrophischen Wind, und nach der Trennung von Real- und Imaginärteil folgt für die Nordhalbkugel mit $f > 0$

$$\begin{array}{l} u = u_g (1 - e^{-Bz} \cos Bz) \\ v = u_g e^{-Bz} \sin Bz \quad \text{mit} \quad B = \left(\frac{f}{2k}\right)^{1/2}. \end{array} \quad (8)$$

Die Struktur der Lösung verdeutlicht man am besten mittels einer Hodographenkurve, der Ekman-Spirale (Kurve (1) in Bild 2), die nicht für die Bodenschicht gilt. In der Ekmanschicht dreht der horizontale Windvektor unter nur noch geringer Zunahme seines Betrages kontinuierlich nach rechts und erreicht an ihrer Obergrenze nicht nur die Richtung, sondern auch einen um

etwa 7 % größeren Betrag als der geostrophische Wind. Es existiert somit an ihrer Obergrenze ein schwach ausgeprägtes Windmaximum, das typisch für eine Grenzschicht auf einer rotierenden Erde ist. Eine ideale Ekman-Spirale wird aber höchst selten in der planetarischen Grenzschicht beobachtet, da die Annahme eines höhenkonstanten Turbulenzreibungskoeffizienten k eine einschneidende Vereinfachung darstellt. Des Weiteren ist die Grenzschicht nur bei hohen Windgeschwindigkeiten thermisch neutral, ansonsten weist sie in Bodennähe tagsüber eine labile und nachts eine stabile Schichtung auf. Darüber hinaus bewirkt die Abnahme des Reibungseinflusses mit zunehmender Höhe eine vertikale Scherung des horizontalen Windvektors. Deshalb weichen die tatsächlich beobachteten Windprofile generell von einer Spiralform ab. Eine bessere Annäherung an die vertikale Windverteilung in der Grenzschicht erhält man durch eine Kombination des logarithmischen Windprofils der Bodenschicht mit der Ekmanspirale. Auch in diesem Fall rechnet man zwar mit einem höhenkonstanten Turbulenzreibungskoeffizienten, aber die Gleichung (3) gilt nur für die Ekman-schicht. Der so modifizierte Hodograph wird als Taylorspirale (Kurve (2) in Bild 2) bezeichnet. Ihre Komponenten lassen sich bei sonst gleicher Wahl der Bedingungen in der nachfolgenden Form darstellen, wobei für den Ablenkungswinkel α gleich $\pi/8$ ($22,5^\circ$) gewählt werden sollte:

$$\begin{aligned} u &= u_g \left(1 - \sqrt{2} \sin \alpha e^{-Bz} \cos(Bz - \alpha + \pi/4) \right) \\ v &= u_g \sqrt{2} \sin \alpha e^{-Bz} \sin(Bz - \alpha + \pi/4) \end{aligned} \quad (9)$$

Für eine instationäre Grenzschicht mit einem höhenkonstanten Turbulenzreibungskoeffizienten lautet die Differenzialgleichung

$$\frac{\partial W}{\partial t} - k \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + i f W = 0 . \quad (10)$$

Ihre Lösung

$$W(z, t) = W_o \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) + C_o e^{-if t} \quad (11)$$

ergibt die Kurve (3) in Bild 2, die durch ageotriptische Windabweichungen modifiziert ist, wie der Lösungsvektor (11) zeigt. Bei Verwendung der entsprechenden Randbedingungen $\mathbf{W}_o = -\mathbf{V}_g$, $\mathbf{C}_o = \mathbf{C}z$ für $t \geq 0$ resultiert letztlich

$$W(z, t) = -V_g \exp\left(\left(-\sqrt{if/k}\right)z\right) + Cze^{-if t} . \quad (12)$$

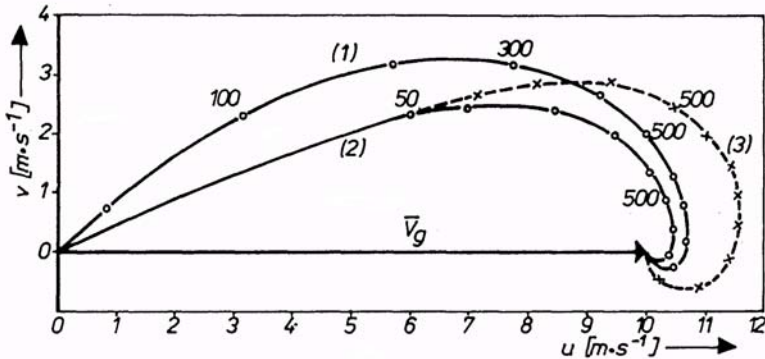


Bild 2: Änderung des Windvektors mit der Höhe (Angaben in m)

- (1) Ekmanspirale
- (2) Taylorspirale
- (3) instationäre Grenzschicht (Modellsimulation)

2.1.1 Der nächtliche Grenzschichtstrahlstrom

Während in einer neutral geschichteten und barotropen Grenzschicht das Überschießen des aktuellen Windvektors über den geostrophischen Wind nur maximal 7% des geostrophischen Vektorbetrages ausmacht, werden bei einer ungestörten Wetterlage über den Landgebieten der Erde in etwa 10 bis 20% aller Nächte vertikal eng begrenzte Geschwindigkeitsmaxima beobachtet. Sie entwickeln sich zum Zeitpunkt des Sonnenuntergangs in einem Höhenbereich zwischen 200 und 700 m und weisen häufig übergeostrophische Geschwindigkeiten auf, wobei das „Überschießen“ des aktuellen Windes über den geostrophischen Wind 1,2 bis 1,5 V_g , maximal auch 2 V_g beträgt. Die Modifikation des Windfeldes erfolgt dabei insbesondere durch die interdiurne Veränderlichkeit der statischen Stabilität der Grenzschicht. So entspricht eine stabil geschichtete Grenzschicht mit einer Bodeninversion den natürlichen Gegebenheiten nachts, während am Tage überadiabatische Gradienten in unmittelbarer Bodennähe auftreten, was labile Schichtung bedeutet, und darüber annähernd neutrale Schichtung beobachtet wird. Nach Blackadar 1957 lässt sich ein solches Geschwindigkeitsmaximum durch eine Trägheitsschwingung des Vektors der ageostrophischen Windabweichung ($\mathbf{V}_h - \mathbf{V}_g$) erklären. Diese setzt stets nach dem faktischen Erlöschen der Turbulenz oberhalb der Bodeninversion ein und führt zu einem Maximum des Betrages im

Vertikalprofil des horizontalen Windvektors. Sie gilt als komplexe Antwort der planetarischen Grenzschicht auf die ihr inhärente reibungsbedingte ageostrophische Windabweichung.

Zu ihrer mathematischen Behandlung geht man unter Einbeziehung der komplexen Schreibweise von einer horizontal homogenen und vertikalbewegungsfreien Grenzschicht ohne Reibung aus, so dass die folgende Differenzialgleichung Gültigkeit besitzt:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + i f W = 0 \quad (13)$$

Ihre Lösung hat die einfache Form

$$W(t) = W_0 e^{-i f t} \quad (14)$$

W_0 ist der ageotriptisch modifizierte Vektor der ageostrophischen Windabweichung, d.h. der Differenzvektor zwischen dem aktuellen Wind V_0 bzw. $V_h(t)$ und dem geostrophischen Wind V_g , der im Laufe der Nacht eine ungedämpfte Trägheitsschwingung mit der Periode $T = 2\pi/f$ vollführt. Die Bahnkurve entspricht in den einzelnen Niveaus einem Trägheitskreis mit dem Mittelpunkt V_g und dem Radius W_0 , wobei das Maximum der Windgeschwindigkeit dann erreicht wird, wenn die Richtung des geostrophischen und aktuellen Windes übereinstimmen. Damit wird das entstehende Windmaximum allein von der Phasenlage und dem Betrag des Vektors der ageostrophischen Windabweichung W_0 zum Zeitpunkt des Sonnenuntergangs bestimmt.

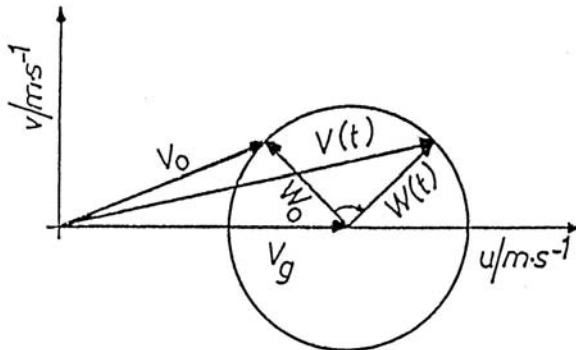


Bild 3: Trägheitsschwingung des Vektors der ageostrophischen Windabweichung W_0

Wegen der Anfangslage des Vektors der ageostrophischen Windabweichung zwischen $\frac{1}{4}$ und $\frac{1}{2}$ der Trägheitsperiode, die in den mittleren Breiten ca. 15 Stunden beträgt, erhält das übergeostrophische Geschwindigkeitsmaximum seine volle Ausprägung bereits wenige Stunden nach dem faktischen Erlöschen der Turbulenzreibung. Das ist in den mittleren Breiten etwa fünf Stunden nach Sonnenuntergang der Fall, in den Subtropen aber erst weit nach Mitternacht. Prinzipiell geht ein Anwachsen der maximalen Geschwindigkeitswerte mit einem zeitlich späteren Eintreten des Windmaximums einher. Dieses ist umso besser ausgeprägt, je niedriger die geographische Breite des Beobachtungsortes und die Höhe der planetarischen Grenzschicht am Tage und je größer der Betrag des geostrophischen Windes und der Turbulenzreibungskoeffizient sind (vgl. Klose 1988).

Verwendet man für \mathbf{W}_0 zum Zeitpunkt des Sonnenuntergangs t_0 die Lösung der Differenzialgleichung (10), dann folgt als endgültiges Resultat

$$W(z, t) = \left(-V_g \exp\left(-\sqrt{if/k}z\right) + Cze^{-ift_0} \right) e^{-ift}. \quad (15)$$

Untersuchungen zeigen jedoch, dass die Windhodographen häufig von einer Kreisform abweichen, was auf die in der planetarischen Grenzschicht stets wirksamen Beschleunigungen zurückzuführen ist. Hierzu gehören Instationaritätseffekte infolge des Tagesganges des Windvektors, der Einfluss einer zeitlichen Änderung des Druckfeldes, das Auftreten von Geschwindigkeitsdivergenzen und die Wirkung der Krümmungsvorticity sowie das Vorhandensein von Vertikalbewegungen in Verknüpfung mit vertikalen Windscherungen. Sie alle sind mit dem Auftreten zusätzlicher strömungsparalleler und -senkrechter Windkomponenten verbunden, so dass es einerseits zu einer Modifikation der Amplitude der Trägheitsschwingung sowie des Zeitpunktes maximaler Geschwindigkeitsbeträge kommt und andererseits die Hypergeostrophie (V_h/V_g) des nächtlichen Grenzschichtstrahlstromes beeinflusst wird.

In Klose 1976 sowie Klose und Sjarov (1990) führen Geschwindigkeitsdivergenzen D zu einer Dämpfung der Amplitude der Trägheitsschwingung und damit zu einem zeitlich früheren Auftreten des Geschwindigkeitsmaximums bei gleichzeitig verringerter Hypergeostrophie, während Geschwindigkeitskonvergenzen mit betragsmäßig größeren und zeitlich später auftretenden Windmaxima sowie verstärkter Hypergeostrophie verknüpft sind (vgl. Bild 4). Von ähnlicher Wirkung ist der Einfluss der Isobarenkrümmung. So nimmt für antizyklonal gekrümmte Isobaren die Hypergeostrophie der Geschwindigkeitsmaxima z.B. um 50 % für einen Wert der Krümmungs-

vorticity von $D^* = -2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ zu, wobei der aktuelle Windvektor einen Betrag von $2V_g$ erreichen kann (s. Bild 5).

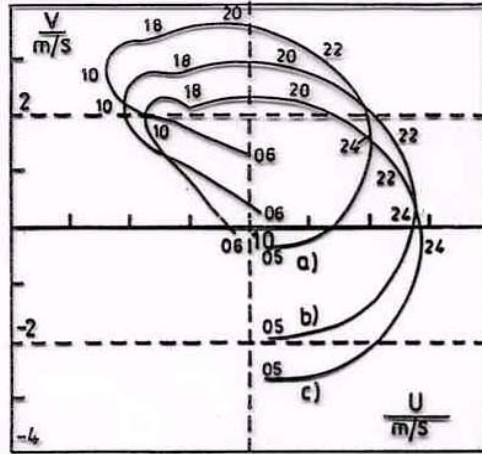


Bild 4: Hodographkurven von V_h in der Höhe des Windmaximums (358 m) beim Auftreten von Geschwindigkeitsdivergenzen ($D = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, a), -konvergenzen ($D = -10^{-5} \text{ s}^{-1}$, c) sowie im beschleunigungsfreien Fall b) in einer barotropen Grenzschicht

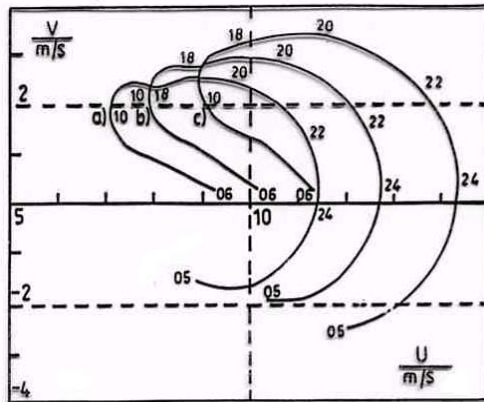


Bild 5: Hodographkurve von V_h in der Höhe des Windmaximums bei zyklonaler ($D^* = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, a) und antizyklonaler ($D^* = -10^{-5} \text{ s}^{-1}$, c) Isobarenkrümmung sowie bei geradlinigem Isobarenverlauf (b) in einer barotropen Grenzschicht

Von wesentlicher Bedeutung ist auch eine Abnahme des geostrophischen Windvektors mit der Zeit in Kombination mit aufsteigenden Vertikalbewegungen, da ihr gemeinsames Auftreten zu einer Hypergeostrophie von $1,4V_g$ führt und sich besonders tief liegende Windmaxima in ca. 100 m Höhe ausbilden. Auch die Baroklinität der unteren Atmosphäre bewirkt bei einem Linksdrehen des geostrophischen Windes mit der Höhe und einer gleichzeitigen Abnahme seines Betrages tief liegende Windmaxima mit einer Hypergeostrophie von $1,4V_g$, während in einer allein baroklinen Grenzschicht die Maxima in 300 bis 500 m Höhe auftreten.

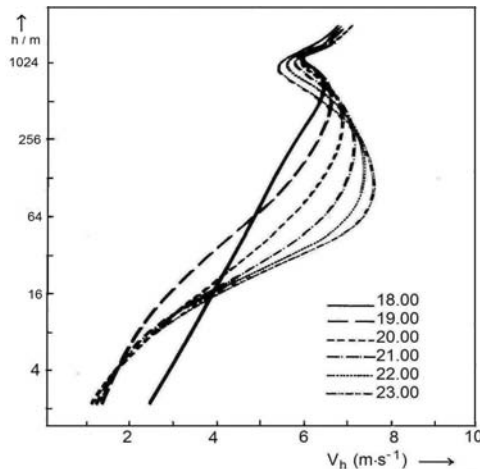


Bild 6: Entwicklung eines Windmaximums in einer baroklinen Grenzschicht bei einer zeitlichen Verringerung des Betrages des geostrophischen Windes (Parameter: Uhrzeit)

2.2 Das Windfeld in der Bodenschicht

Den unteren Teil der planetarischen Grenzschicht bildet die Boden- oder Prandtl-Schicht, die im Mittel 20 bis 50 m, maximal 100 m hoch reicht. Sie besitzt große vertikale Gradienten der Temperatur, der Feuchte und der Windgeschwindigkeit. Infolge der Höhenkonstanz der turbulenten Flüsse lassen sich für diesen Höhenbereich die vertikalen Profile der meteorologischen Elemente jedoch in vereinfachter Form berechnen. So gilt z.B. für eine neutrale Bodenschicht das logarithmische Windgesetz, während man bei stabiler und labiler Schichtung das logarithmisch lineare Windprofil verwendet.

Aus synoptischer Sicht besteht bezüglich der Windgeschwindigkeiten eine enge Korrelation zwischen der Größe des Druckgebildes und den maximal zu beobachtenden Beträgen. Als energiereichste Wirbel gelten die der Mikroskala angehörenden Grosstromben in Form von Tornados. Mit Rotationsgeschwindigkeiten von 100 bis 150 m s⁻¹ sind sie die energiereichsten Wirbel, die in Bodennähe auftreten, so dass sie über eine enorme Zerstörungskraft verfügen. Als Vertreter des mesoskaligen Bereiches lassen sich die tropischen Wirbelstürme nennen, welche in der Schifffahrt eine große Rolle spielen.

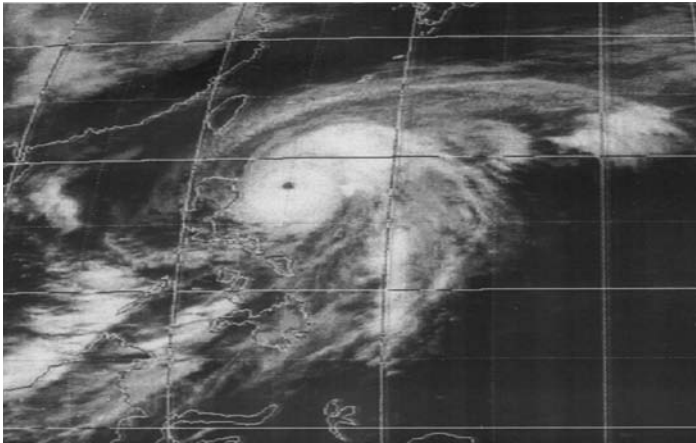


Bild 7: Taifun über dem Pazifik im Bereich der Philippinen (Humboldt-Universität zu Berlin, 1984)

2.2.1 Tropische Wirbelstürme

Unter einem tropischen Wirbelsturm versteht man ein warmes, frontenloses und schnell rotierendes Tiefdruckgebiet mit einem mittleren Durchmesser von 300 bis 800 km, welches im späten Sommer oder frühen Herbst der jeweiligen Halbkugel im Bereich der tropischen Ozeane in einem Abstand von mehr als fünf Grad vom Äquator entsteht, dessen Windgeschwindigkeiten 119 km/h überschreiten und mehr als 300 km/h erreichen können und dessen Kerndruck im Mittel 950 hPa, minimal jedoch weniger als 900 hPa betragen kann.

Der tiefste jemals gemessene Druckwert wurde mit 870 hPa im Taifun Tip 1979 über dem Pazifik registriert. Als durchschnittliche Niederschlagssummen gelten 100 mm bzw. 30 bis 40 mm je Tag in einem 200 Kilometer-Radius.

us um das Auge bzw. 200–400 km von diesem entfernt. Die absolut höchsten Niederschlagssummen fielen am 02. und 03. Juli 2004 in der gebirgigen Region Zentraltaiwans mit ca. 1000 mm sowie 1952 innerhalb von drei Tagen auf der Insel Reunion mit 3240 mm.

Im Verlaufe eines Jahres wird die Erde von ca. 83 tropischen Stürmen heimgesucht, von denen sich etwa 45 zu tropischen Wirbelstürmen entwickeln, die große Schäden infolge Starkregens und orkanartiger Winde sowie durch Sturmfluten im Küstenbereich verursachen. Selbst Erdbeben werden in Verbindung mit tropischen Wirbelstürmen beobachtet (so am 1. September 1923 in Tokio), denn infolge starken Druckfalls (bis zu 75 hPa in 24 Stunden) kann einerseits innerhalb kürzester Zeit die Masse der Luftsäule um 2–3 Mio. t km^{-2} abnehmen, während andererseits bei einer Sturmflut von 6–7 m Höhe im Küstenbereich eine zusätzliche Masse von 7–10 Mio. t auf die Erdkruste einwirkt, so dass Spannungsänderungen innerhalb der Kruste auftreten.

2.2.1.1 Wettersysteme in den Tropen

Die WMO klassifizierte im Rahmen der „Welt-Wetter-Wacht“ (WWW) und insbesondere im Zusammenhang mit dem „Tropical Cyclone Program“ (TCP) verschiedene tropische Störungen, so

- *die ITCZ* (inner- oder intertropische Konvergenzzone)
Sie entsteht durch das Zusammenfließen der Nordost- und Südostpassate. Ihre Lage schwankt über den Kontinenten beträchtlich sowohl innerhalb der einzelnen Jahreszeiten als auch von Tag zu Tag, über den Ozeanen ist ihre jährliche Variation geringer. Satellitenfotos zeigen, dass sich die in der Passatzone gebildeten individuellen Kumuli oder Kumulonimben (1–10 km horizontale Erstreckung) bei ungestörten Wetterbedingungen in Wolkenstraßen anordnen (parallel zur Richtung des Bodenwindes), bei gestörten Bedingungen dagegen in mesoskaligen konvektiven Zellen gruppieren (10–100 km), die wiederum zu Wolkenklustern zusammenwachsen (100–1000 km). Diese orientieren sich entlang der ITCZ bzw. des Troges einer Wellenstörung (2000–4000 km Wellenlänge).
- *tropische Wellenstörungen*
Sie entsprechen in der Regel schwach ausgeprägten Trögen mit ostwärts geneigter Achse und bilden sich im Sommer und Herbst in der Passatwindzone. Als so genannte „*easterly waves*“ wandern sie 6 bis 7 Längengrade je Tag westwärts, wobei sich hinter der Trogachse infolge Konvergenz Schauer und Gewitter entwickeln, während vor der Achse bei

Divergenz schönes Wetter herrscht. Ihre Lebensdauer beträgt 1–2 Wochen.

- *tropische Tiefdruckgebiete* (tropical depressions)
Eine aus einer oder mehreren geschlossenen Isobaren bestehende Zyklone, in der Windgeschwindigkeiten < 34 kn, also maximal 61 km h^{-1} auftreten. Es wird die Windstärke 7 erreicht.
- *mäßige tropische Stürme* (moderate tropical storms)
Ausgeprägtes Tief mit Windgeschwindigkeiten zwischen 34 und 47 kn bzw. 62 und 87 km h^{-1} , also Windstärke 8 und 9, und einer Lebensdauer von 3 bis 5 Tagen.
- *schwere tropische Stürme* (severe tropical storms)
Ausgeprägtes Tief mit Windgeschwindigkeiten zwischen 48 und 63 kn bzw. 88 und 117 km h^{-1} , also Windstärke 10 und 11, und einer Lebensdauer von 3 bis 5 Tagen. Es wird mit einem Namen belegt.
- *tropische Orkane* (Hurrikane, Taifune oder andere lokale Bezeichnungen)
Tropische bzw. auch außertropische Tiefs mit spiralförmig angeordneten Wolkenbändern und Windgeschwindigkeiten > 64 kn bzw. 119 km h^{-1} (Windstärke 12). Sie besitzen einen warmen Kern, sind frontenlos und ihre mittlere Lebensdauer beträgt 2 bis 3 Tage. Ihre Energie stammt aus den Kondensationsprozessen von 100 bis 200 Gewitterwolken, bei denen latente Wärme in der mittleren Troposphäre freigesetzt wird.
- *Superorkane* (Supertaifune)
Orkane, bei denen die Windgeschwindigkeit 240 km h^{-1} überschreitet.

2.2.1.2 Empirische Befunde

- Tropische Wirbelstürme entwickeln sich über allen tropischen Ozeanen mit *Ausnahme des Südatlantik* (erster Hurrikan 2004 vor der Küste Brasiliens beobachtet) und *Südpazifik*, da hier entweder die Wassertemperaturen zu gering sind (kaltes Auftriebswasser) bzw. keine ITCZ existiert, an der sich „easterly waves“ bilden können. Am häufigsten werden sie über dem Südwestteil des Nordpazifik beobachtet, wo die Wasseroberflächentemperaturen besonders hoch sind ($> 28^\circ\text{C}$) und kein Monat frei von Wirbelstürmen ist. Im Mittel benötigen sie für ihre Entstehung Wassertemperaturen von 27°C oder darüber.
- Es muss eine feuchtlabil geschichtete Atmosphäre ($\gamma_{\text{akt}} = 0,4$ bis $0,5 \text{ K}/100 \text{ m}$) vorhanden sein, damit bei vertikalen Umlagerungen über Wolkenbildung Kondensationswärme freigesetzt werden kann, die die Energiequelle der tropischen Wirbelstürme darstellt und zu einer Erwärmung der

- mittleren und oberen Troposphäre führt, wodurch hier der Druck steigt.
- Die Corioliskraft darf nicht Null sein, damit die in das sich allmählich formierende Tiefdruckzentrum einströmenden Luftmassen eine zyklonale Rotation erhalten. Folglich entstehen tropische Wirbelstürme erst ab 5 Grad nördlicher bzw. südlicher Breite vom Äquator und bewegen sich im Anfangsstadium in einer Zone von 5° bis 20° Nord bzw. Süd.
 - Da sie sich in einer einheitlich warmen und sehr feuchten Luftmasse bilden, besitzen sie keine Fronten, wie etwa die Tiefdruckgebiete der gemäßigten Breiten.
 - Sie stellen ein mesoräumiges, schnell rotierendes Gebilde mit außerordentlich dicht gedrängten kreis- oder ellipsenförmigen Isobaren dar, so dass ein starker horizontaler Druckgradient existiert. Die größten Windgeschwindigkeiten werden im Gegensatz zu den Tiefdruckgebieten der gemäßigten Breiten nahe der Wasseroberfläche beobachtet und nehmen mit der Höhe ab, da sich das Drucksystem mit zunehmender Höhe stark abschwächt.
 - Ihre horizontale Verlagerungsgeschwindigkeit ist gering und beträgt 10 bis 30 kn, im Trödelstadium, d.h. an der Umbiegestelle von den tropischen in die subtropischen und gemäßigten Breiten, sogar nur 3 bis 5 kn.
 - Wegen ihrer geringen horizontalen Ausdehnung setzt der Druckfall erst ein, wenn bereits stürmische Winde beobachtet werden, und das Zentrum relativ nahe ist!
 - Sie entwickeln sich in Gebieten mit geringer vertikaler Windscherung (da starke Scherung die Bildung von Konvektionsbewölkung behindert), d.h. niemals unterhalb eines Strahlstromes.
 - Tropische Wirbelstürme sind ab ca. 12 km Höhe mit einer Antizyklone in der oberen Troposphäre gekoppelt, die ein starkes Ausfließen in diesem Bereich ermöglicht und damit die Entwicklung tiefer Bodendruckwerte sowie hoher Windgeschwindigkeiten befördert. Sie besitzen somit ein konvergentes Windfeld am Boden und ein divergentes in der Höhe.
 - Besonders bemerkenswert ist ein windstilles oder -schwaches Gebiet im Zentrum der Zyklone, das Auge des Sturmes, mit 20 bis 65 km Durchmesser, in dem aus Gründen des Druckausgleichs die Luft absinkt. Das Auge verkleinert sich, wenn sich der Orkan verstärkt und die Windgeschwindigkeiten zunehmen. Nach Durchzug des Auges ändert sich die Windrichtung um ca. 180 Grad.
 - Der gefährlichste Quadrant eines Wirbelsturmes ist der vordere rechte bzw. linke in Bezug auf die Verlagerungsrichtung auf der Nord- bzw. Süd-

halbkugel, da hier die höchsten Gewittertürme stehen, die stärksten Druckgradienten und damit Windgeschwindigkeiten auftreten und somit auch das intensivste Einströmen in die Zyklone erfolgt. Außerdem addieren sich in diesem Quadranten die Wind- und Zuggeschwindigkeit des Orkans und durch die vorherrschende Windrichtung wird ein Schiff auf die Sturmbahn zugetrieben. Da weiterhin die Geschwindigkeit der Wellen merklich größer als die Zuggeschwindigkeit der Zyklone ist, läuft die Wellenenergie aus dem achterlichen Sektor mit in diesen Quadranten hinein.

2.2.1.3 Räumliche und zeitliche Verteilung

Seegebiet	jährliche Anzahl	Bezeichnung
Nordatlantik, Golf von Mexiko, Karibik	5–6 (max. 12)	Cap Verden-Stürme, Hurrikan
westlicher Nordpazifik, Philippinen	20 (max. 35)	Taifune, Baguios
Zentraler Nordpazifik (Hawai) und östlicher Nordpazifik (Westküste Mexikos)	7 (max. 15)	Hurrikan (Cordonazo)
Kalifornische Gewässer	1	Hurrikan
Golf von Bengalen, Indien, Bangladesh	2	Zyklon
Arabische See	1	Zyklon
Südlicher Indischer Ozean	7	Madagaskar- und Mauritiusorkane
Nordaustralien, Indonesien	10	Willy-Willy

Tab. 1: Jährliche Anzahl und Bezeichnung tropischer Wirbelstürme

Tropische Stürme und Orkane haben ihre Hauptsaison auf der betreffenden Halbkugel im späten Sommer und Herbst (Juli bis Oktober bzw. Januar bis April) in den niederen Breiten, wenn der äquatoriale Trog nordwärts/südwärts verlagert ist, wobei auf der Nord- wesentlich mehr Zyklonen als auf der Südhalbkugel entstehen. Die meisten Stürme bilden sich im westlichen Teil des Pazifiks und im Südchinesischen Meer, in denen im Jahresdurchschnitt 26 Zyklonen auftreten, von denen sich 16 zu Taifunen entwickeln. Im Golf von Bengalen werden zwei Maxima beobachtet: eins von April bis Juni, das andere von Oktober bis November. Die jahreszeitliche Teilung der Orkansai-

son resultiert aus der Bildung des Indischen Monsuntiefs im Sommer, das wegen seiner beständigen starken Winde die Entstehung einer weiteren Zyklone unterdrückt. An der Westküste der USA treten nur wenige Wirbelstürme auf, da die vorherrschende Windrichtung die Stürme von der Küste wegsteuert und das vorhandene Auftriebswasser außerdem zu kalt ist. Bei ungewöhnlichen Zirkulationsmustern können jedoch Hurrikane selbst bis in die Wüste von Arizona wandern. Im Wesentlichen existieren 6 ausgezeichnete Gebiete: der Nordatlantik und der Golf von Mexiko, der östliche, westliche und südwestliche Pazifik, der Golf von Bengalen und das Arabische Meer auf der Nordhalbkugel sowie der südwestliche Indische Ozean und die Nordwest- sowie Nordostküste Australiens auf der Südhalbkugel. In den einzelnen Ländern haben die Wirbelstürme unterschiedliche Namen erhalten, so werden sie als Hurrikane im Atlantik, als Taifune im Pazifik und als Willy-Willy in Nordaustralien bezeichnet (wie man Tabelle 1 entnehmen kann).

2.2.1.4 Aufbau einer tropischen Zyklone

- Neben den allgemeinen Bedingungen setzt die Entwicklung einer tropischen Zyklone eine starke konvektive Instabilität und ein konvergentes großräumiges Strömungsfeld in Bodennähe voraus, was die Möglichkeit schafft, die einzelnen Wolkentürme zu organisieren.
- Ein Wirbelsturm besteht aus spiralförmig angeordneten Wolkenbändern mit einem kreisrunden Auge im Zentrum (20 bis 60 km Durchmesser), um das sich die sogenannten „hot towers“ (Wolkenmauer mit 200 Gewittertürmen) gruppieren.

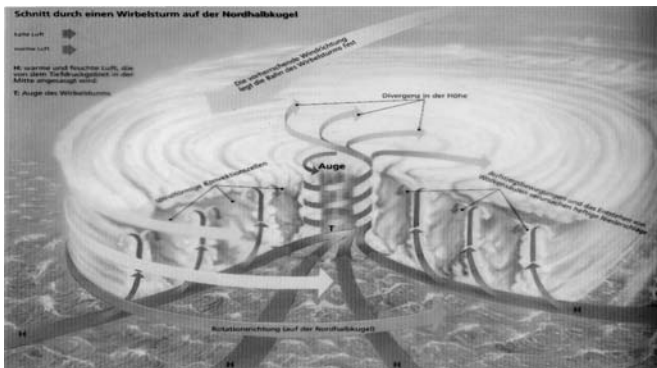


Bild 8: Aufbau eines tropischen Wirbelsturmes (nach N. Bowditch)

- Die schon im Anfangsstadium der Entwicklung spiralförmig in das Zentrum maximaler Konvektion einströmenden bodennahen Luftmassen nehmen über dem Meer große Mengen an Wasserdampf auf ($> 20\text{g/kg}$) und führen diese dem Konvektionsgebiet zu. Die im Wasserdampf enthaltene latente Wärme wird durch Kondensation freigesetzt und bewirkt eine Erwärmung der mittleren und oberen Troposphäre, wodurch hier der Druck ansteigt. Das so entstehende divergente Windfeld sorgt in der Höhe für einen seitlichen Massenabfluss und damit für Druckfall am Boden. Hierdurch erfolgt wiederum ein beschleunigtes bodennahes Zuströmen in Richtung der Gewittertürme. Die Kondensation des Wasserdampfes verstärkt sich, so dass die Luft mit der ständig zunehmenden thermischen Zirkulation förmlich nach oben gerissen wird und unvermischt in höhere Schichten gelangt. Der zentrale Kern wird dabei infolge des in der Höhe stattfindenden Ausströmens „leer“ gepumpt. Im Zentrum muss aber zur Herstellung eines Bodenluftdrucks, der mit dem System in Harmonie steht, Luft von oben her durch Absinken nachfließen. So entsteht das Auge, welches stark erwärmte Luft bei nur geringer Luftbewegung enthält. Es ist meist wolkenlos. Die Temperatur im Kern kann bis zu 18°C wärmer als in der ungestörten tropischen Atmosphäre sein.
Bezüglich der horizontalen Ausdehnung eines tropischen Orkans lassen sich vier Gebiete unterscheiden:
- Das windschwache, meist ovale und im Wesentlichen wolkenfreie *Auge des Sturmes*.
- Die das Auge umgebende nach außen geneigte Wolkenmauer, die 12–16 km hoch ist, wird aus 100 bis 200 Gewittertürmen gebildet, in deren Bereich die größten horizontalen (200 bis 400 km/h) und vertikalen Windgeschwindigkeiten (10 bis 20 m/s) auftreten. Häufig sind die Gewitter mit Tornadobildung verbunden. Hier fällt der meiste Niederschlag (500 bis 2000 mm je Quadratmeter und Tag), denn nur durch den Ausfall des kondensierten Wassers verbleibt die latente Wärme in der Luft. Der so genannte *Ringwall* ist 30 bis 40 km breit und entspricht dem Bereich maximaler horizontaler Windscherung, d.h. großer zyklonaler Vorticity ($3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) und hoher potentieller Temperaturen.
- Der *innere Bereich* der tropischen Zyklone reicht bis in eine Entfernung von etwa 150 km vom Zentrum und weist Böenlinien auf mit Böen zwischen 150 bis 250 km h^{-1} . Er sollte von der Schifffahrt gemieden werden. Die Konvektion ist gut ausgeprägt und in spiralförmigen Wolkenbändern angeordnet.

- An die ringförmige Zone der maximalen Winde (100 km bis maximal 200 km vom Zentrum) schließt sich der *äußere Bereich des Hurrikans* an, in dem die Energie akkumuliert und horizontal in Richtung Zentrums transportiert wird. Die spiralförmigen Konvektionsbänder bestehen aus diskreten Zellen mit einer Lebensdauer von 20–30 min, die sich vom äußeren Ende des Bandes in Richtung Ringwall bewegen. Das Einströmen erfolgt mit 20 bis 40 km/h, wobei die planetarische Grenzschicht von 500 m am Außenrand bis auf 3000 m in Nähe der Wolkenmauer ansteigt. Das Ausströmen erfolgt mit maximaler Stärke in 12 km Höhe mit antizyklonalem Drehsinn. Es entwickelt sich ein ausgedehnter Cirruschirm.

Für den Bereich eines Wirbelsturmes sind Wellenhöhen von im Mittel 12 m typisch, Einzelwellen können doppelt so hoch sein. Bei Annäherung des Sturmes an das Land treten komplizierte Wasserstandserhöhungen auf, so dass sich Flutwellen bilden können. Auch ein Rückstau von Flüssen ist möglich, so z.B. im Golf von Bengalen, wo es in Verbindung mit Starkniederschlägen zu Überschwemmungen kommt (so gab es 1970 in Verbindung mit einer Sturmwooge von 7 m Höhe 250 000 Tote in Bangladesch). Starke auflandige Winde und der geringe Luftdruck führen im Küstenbereich zu Wasserstandserhöhungen von 0,5 m je 50 hPa Druckfall. Sie sind besonders groß, wenn der Landfall mit einer ozeanischen Tide einhergeht und eine komplizierte Küstenorographie besteht. Schwache Stürme bewirken Wogen von 1 bis 2 m Höhe, starke bis zu 5 m. Hurrikan Camille, der Windgeschwindigkeiten bis 300 km/h aufwies, verursachte Wogen bis zu 7,3 m.

2.2.1.5 Skalen zur Intensitätsbestimmung

Für den Bereich der offenen See sind Satelliten die wirksamsten Hilfsmittel zur Identifizierung und Analyse eines tropischen Wirbelsturmes. Durch Messungen im infraroten bzw. sichtbaren Spektralbereich werden die Temperaturen und der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre bzw. die Größe und Struktur des Orkans bestimmt. Da mittels Satelliten Luftdruckmessungen nicht möglich sind, wird zur Schätzung des Druckes und der Windstärke die DVO-RAK-Technik (vgl. Webadresse) genutzt. Die Intensität eines Sturmes ergibt sich hierbei aus der Temperaturdifferenz, die zwischen dem Auge und der Obergrenze der Kumulonimbusbewölkung bestimmt wird. Dabei gilt: je größer die Temperaturdifferenz, desto intensiver der Sturm. Anhand dieser Abschätzungen erhalten die Stürme eine „Current Intensity Number“ (CI).

Mittlere Windstärke (kn)	Mittlerer Luftdruck (hPa) Atlantik	Mittlerer Luftdruck (hPa) NW Pazifik	Saffir-Simpson Kategorie	CI Number
25				1
25				1,5
30	1009	1000		2
35	1005	997		2,5
45	1000	991		3
55	994	984		3,5
65	987	976	1	4
77	979	966	1	4,5
90	970	954	2	5
102	960	941	3	5,5
115	948	927	4	6
127	935	914	4	6,5
140	921	898	5	7
155	906	879	5	7,5
170	890	858	5	8

Tab. 2: Zuordnung von Windstärke und Luftdruck zur Current Intensity Number (CI)

Eine weitere Skala nach Saffir-Simpson beschreibt die Hurrikanstärke in Abhängigkeit vom Luftdruck, der Windgeschwindigkeit und der Höhe der Sturmflut. Für die Klassifizierung ist der höchste Wert in einer Kategorie entscheidend. Kommen Windgeschwindigkeiten vor, die in die Kategorie 2 gehören, aber der Luftdruck ist niedriger als 964 hPa, dann wird der Orkan in Kategorie 3 eingestuft.

Kategorie	Kerndruck [hPa]	Windgeschwindigkeit (km h ⁻¹)	Sturmflut (m)
1	≥ 980	119 – 154	1 – 2
2	965 – 979	155 – 178	2 – 3
3	945 – 964	179 – 210	3 – 4
4	920 – 944	211 – 250	4 – 6
5	< 920	> 250	> 6

Tab. 3: SAFFIR-SIMPSON-Skala

2.2.1.6 Wirbelstürme über dem Nordatlantik

Eine statistische Auswertung zweier Beobachtungsreihen (seit 1871 für tropische Stürme, seit 1886 für Wirbelstürme) weist für den Atlantik im Rekordjahr 2005 (s. Jansen 2006) insgesamt 27 tropische Wirbelstürme, darunter 14 Hurrikane (drei mit der Kategorie 5) auf, wobei sich der letzte Hurrikan Epsilon ungewöhnlich spät, nämlich erst Anfang Dezember entwickelte. Noch nie wurde ein derart intensiver Hurrikan wie Wilma beobachtet, der seinen tiefsten Kerndruck mit 882 hPa am 19. Oktober 2005 erreichte. Außerdem entstand mit Vince ein Wirbelsturm am 9. Oktober bei Madeira, also nahe an Europa. Bereits 2004 wurde erstmals ein Hurrikan im Südatlantik beobachtet. Bisherige Rekordjahre waren 1933 bzw. 1969 mit einer maximalen Anzahl von 21 tropischen Stürmen bzw. 12 Hurrikänen. An dritter Stelle liegt das Jahr 1995 mit 19 tropischen Stürmen, wovon 11 Hurrikanstärken erreichten. Im Mittel werden 9–10 tropische Stürme über dem Nordatlantik einschließlich dem Golf von Mexiko und der Karibik zwischen Juni und November beobachtet, von denen sich in der Regel 5 bis 6 zu Hurrikänen und 2–3 zu sog. „Major Hurricanes“ mit andauernden Windgeschwindigkeiten größer 177 km h^{-1} entwickeln. Das Jahr 1995 zeichnete sich durch große Aktivitäten aus, im Gegensatz zu den Jahren 1991–1994, in denen nur 6–8 tropische Stürme bzw. 3–4 Hurrikane auftraten. Ihre mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit beträgt im Entstehungsgebiet 10 kn, auf ihrer Zugbahn etwa 12 kn und im Bereich der Westwinddrift 25 bis 30 kn.

Da ein plausibler Zusammenhang zwischen der Höhe der Wassertemperaturen und der Stärke von Hurrikänen besteht, und die Meerestemperaturen im Mittel um ein halbes Grad gestiegen sind, muss sich die Zahl der Hurrikane der Kategorie 5 erhöhen, Prognosemodelle sagen eine Verdreifachung voraus.

Bestimmende Faktoren für die Entwicklung von tropischen Wirbelstürmen über dem Nordatlantischen Becken sind

- übernormal hohe Wassertemperaturen und unternormale Luftdruckwerte über dem subtropischen Nordatlantik
- ein übernormal hoher Wärmefluss zwischen der Wasseroberfläche und der mittleren Troposphäre, so dass bereits wenige hundert Meter über dem Wasser Wolkenbildung und Freisetzung von Kondensationswärme erfolgt
- Abschwächung der Passatzirkulation verbunden mit minimaler vertikaler Windscherung über dem subtropischen Ozean zwischen 10° und 20° Nord
- ein gut ausgeprägter äquatorialer Strahlstrom mit verstärkten „easterly

- waves“ bei etwa 15°N
- ausgeprägte troposphärische Labilität
- geringe Niederschlagsergiebigkeit in der Sahel-Zone im Vorjahr
- eine Westwindphase der QBO

2.3 Plottverfahren zum Ausmanövrieren eines tropischen Wirbelsturmes

Die modernen Methoden der Orkan-Navigation sind dem Radarzeichnen entlehnt. Dabei wird das fremde Schiff durch den Wirbelsturm mit seiner vorhergesagten Verlagerungsrichtung und -geschwindigkeit ersetzt und das Gefahrengebiet nicht um das eigene Schiff, sondern um den Orkan gelegt (vgl. Naatz 1980).

2.3.1 Gefahrengebiet

Im Gefahrengebiet (Orkanbereich von ca. 200 km) des tropischen Wirbelsturms rührt die Behinderung eines Schiffes größtenteils vom Seegang her. Deshalb sind Seegangsprognosen erforderlich. Der Gefahrenbereich kann elliptisch, kreis- oder eiförmig sein, für das Plottverfahren nimmt man stets kreisförmige Isobaren an.

2.3.2 Berücksichtigung der Verlagerungsungenauigkeiten

Die Prognose der Zugbahn und Position eines tropischen Wirbelsturmes ist oft ungenau und beträgt im Mittel für die Position 75 nm, 140 nm bzw. 210 nm für die nächsten 24, 48 bzw. 72 Stunden. Daher wählt man anstelle eines Verlagerungsvektors ein ganzes Bündel möglicher Vektoren und erhält so einen Streukreis, der die Ungenauigkeit der Wetterprognosen minimiert. Die Spitze des Verlagerungsvektors des Orkans bildet den Mittelpunkt des Streukreises. Je nach Verlässlichkeit der Wetterprognose sollte der Radius des Streukreises ein Drittel der Zuggeschwindigkeit des Orkans auf dem polaren Ast und die Hälfte der Zuggeschwindigkeit im Trödelstadium betragen. Falls man die Bahn des Wirbelsturmes vor dem Orkan kreuzen will, ist ein deutlich größerer Betrag zu wählen.

2.3.3 Graphisches Plottverfahren

- Auf Millimeterpapier markiert man den *Schiffsort A* und legt einen Maßstab für die Geschwindigkeit und die Entfernung fest: z.B. 1 cm = 5 kn, 1 cm = 50 sm oder 1 cm = 10 kn, 1 cm = 100 sm.

- Aus der See- oder Wetterkarte bestimmt man zunächst die *Entfernung* d_o und die *Peilung* P_o des Wirbelsturmzentrums vom Schiff aus und legt ein *Gefahrengebiet* um den Sturm. Der Radius des Gefahrenkreises R_G wird so gewählt, dass die zu erwartende Windstärke nicht die für das Schiff maximal zulässige übersteigt.
- Anschließend konstruiert man die Bewegung des Schiffes relativ zum Orkan, indem man den *Kurs* und die *Fahrt des Schiffes* (K_s, v_s) sowie die *Koordinaten des Orkans* (K_o, v_o) vom Schiffsort A aus abträgt. Durch Vektorsubtraktion (oder Kosinussatz) erhält man die *Bewegung des Schiffes relativ zum Orkan*: $v_r = v_s - v_o$.
- Man verschiebt dann den *Relativvektor* v_r parallel zum Schiffsort (auf diesem Weg fährt das Schiff relativ zum Orkan) und leitet die *Distanz auf dem Relativweg* d_{RG} bis zum Gefahrengebiet R_G sowie die *Zeit* t bis zum Einlaufen in das Sturmgebiet ab: $t_{RG} = d_{RG}/v_r$. Schneidet d_{RG} den Gefahrenkreis, dann ist ein Ausweichen erforderlich.
- Um die Unsicherheit der Wetteranalyse zu berücksichtigen, zeichnet man einen *Streukreis* R_s um die Spitze von (K_o, v_o) mit $R_s = v_o/3$ bzw. $v_o/2$ sowie ausgehend vom Schiffskurs v_s zwei *Tangenten* an den *Streukreis* und verschiebt diese zum Schiffsort A. Hieraus ergibt sich ein Bereich möglicher Kurse der Relativbewegung.

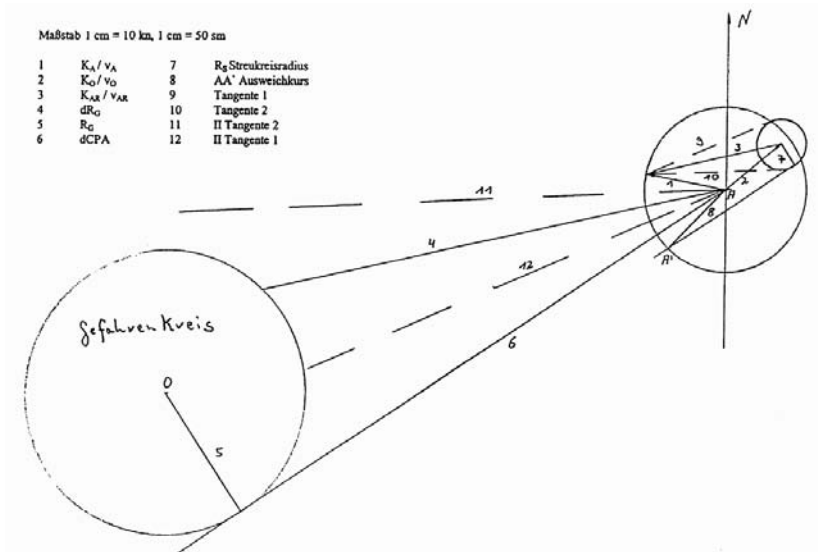


Bild 9: Skizze zum Plotverfahren mit Gefahren- und Streukreis sowie Wahl des Ausweichweges

Beispiel:	Schiff:	$K_s = 279^\circ$	
		$v_s = 18 \text{ kn}$	
	Orkan	$P_o = 251^\circ$	
		$d_o = 810 \text{ sm}$	
		$R_G = 210 \text{ sm}$	(Gefahrenkreis)
	Orkanver- lagerung:	$K_o = 050^\circ$	
		$v_o = 17 \text{ kn}$	
	Lösung:	$v_r = v_s - v_o = \underline{32 \text{ kn}}$	
		$(c = \sqrt{a^2 + b^2 - 2ab \cos \gamma} = 31,85 \text{ kn})$	
		$K_r = \underline{255,5^\circ}$	
		$(\sin x = (\sin 131^\circ / 31,85) \cdot 17 = 0,4028, x = 23,76^\circ)$	
		$(279^\circ - 23,8^\circ = 255,2^\circ)$	
		$d_{RG} = \underline{602 \text{ sm}}$	
		$(K_r - P_o = 255^\circ - 251^\circ = 4^\circ, \cos \alpha = 600/x,$	
		$x = 601,5 \text{ sm})$	
		$t = d_{RG}/v_r = 602 \text{ sm}/32 \text{ kn} = \underline{18,8 \text{ h}}$	

- Zur *Ermittlung des Ausweichweges* ist abzuschätzen, auf welcher Seite der Orkan passiert werden soll. Im gegebenen Fall bedeutet die *Nordseite* das fahrbare Viertel, aber man muss die Bahn kreuzen (d.h. den Streukreis vergrößern). Wind und See kommen von achtern. Wählt man die *Südseite*, ist der Wind gegenan, man gelangt ins gefährliche Viertel, ist aber hinter dem Sturm.
- Nachdem man entschieden hat, auf welcher Seite man den Sturm passieren will (hier auf der Südseite), muss man den *Ausweichkurs* bestimmen. Man zeichnet eine Tangente vom Schiffsort A an die gewählte Seite des Gefahrengebietes. Diese Linie ist der *relative Ausweichweg* $d_{CPA} = \sqrt{d_o^2 - R_G^2}$. Dann zieht man eine *Parallele zu dieser Tangente*, die den Streukreis an dem Punkt berührt, der den größeren Abstand zum Orkanzentrum besitzt.

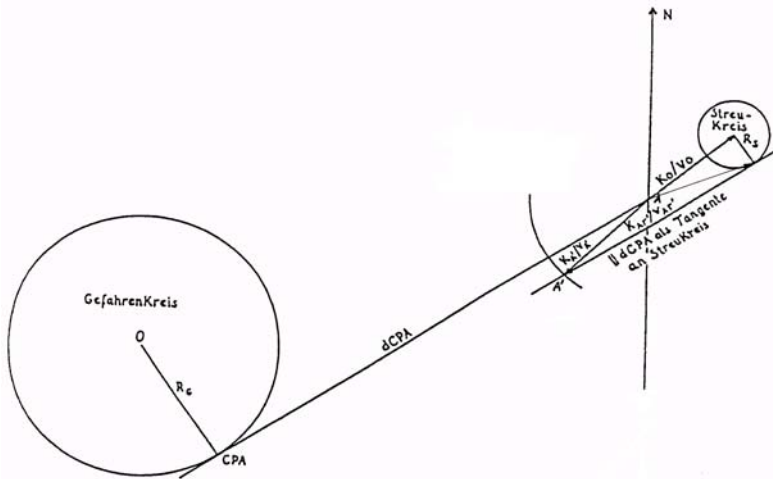


Bild 10: Skizze zum Plottverfahren mit Bestimmung des Ausweichkurses und der neuen Relativgeschwindigkeit (CPA: closest point of approach)

- Mit der für das Ausweichmanöver geplanten Schiffsgeschwindigkeit v_s' (hier $v_s' = 18$ kn) wird ein *Kreisbogen um den Schiffsort* geschlagen, der gewöhnlich die Parallele an den Streukreis im Punkt A' schneidet. Die Entfernung auf der Parallelen $||d_{CPA}$ zwischen ihrem Berührungspunkt mit dem Streukreis und dem Schnittpunkt A' ist ein Maß für die Geschwindigkeit der *relativen Schiffsbewegung auf dem Ausweichweg* v_r' und ermöglicht die Berechnung der *Zeit* $t_{CPA} = d_{CPA}/v_r'$, die das Ausweichmanöver dauern wird. Der zu steuernde Schiffskurs K_s' ergibt sich aus der Verbindung des Schiffsortes A mit dem Punkt A'. Die neue Relativgeschwindigkeit v_r' kann zeichnerisch ermittelt oder nach dem Kosinussatz berechnet werden.

$$v_s' = 18 \text{ kn}, \quad K_s' = 219^\circ, \quad d_{CPA} = 783,3 \text{ sm}, \quad v_r' = v_s' + v_o = 35 \text{ kn}$$

$$t_{cpa} = \frac{d_{CPA}}{v_r'} = 22,37 \text{ h.}$$

- Um eventuelle Veränderungen in der Orkanverlagerung zu erfassen, muss man den *Ausweichkurs überwachen*, d.h., es ist das zu erwartende Wetter mit dem tatsächlich eingetretenen zu vergleichen, wozu man Vorhersagekarten benötigt!

Literaturverzeichnis

- Aristoteles, 1984: Werke in deutscher Übersetzung, Bd. 12, Akademie-Verlag, Berlin.
- Bauer, J., Englert, W., Meier, U. et al., 2002: Physische Geographie kompakt. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg, Berlin.
- Berz, G., 2003: Naturkatastrophen und Klimawandel: Vorsorge ist das Gebot der Stunde. In: Klima. Das Experiment mit dem Planeten Erde. Begleitband und Katalog, Sonderausstellung Deutsches Museum München.
- Blackadar, A., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 38, S. 283–290.
- Bowditch, N., 2002: *The American practical navigator*. National Imagery and Mapping Agency, Maryland.
- Holton, J. R., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Second Edition. Academic Press, San Diego.
- Jansen, J., Lefebvre, Ch., Schröter, M., 2006: Die äußerst aktive Hurrikansaison 2005. *Der Wetterlotse*, Nr. 709/710, Deutscher Wetterdienst, Hamburg.
- Jansen, J., 2006: Tropical storms in 2006: *Der Wetterlotse*, Nr. 709/710, Deutscher Wetterdienst, Hamburg.
- Klose, B., 1976: Zum Zusammenhang zwischen Druckfeld und Bodenwind. Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin.
- Klose, B., 1988: Zum Windverhalten in der planetarischen Grenzschicht unter besonderer Berücksichtigung nächtlicher Windmaxima. Habilitationsschrift, Humboldt-Universität zu Berlin.
- Klose, B., Sjarov, M., 1990: Über den Einfluss strömungsparalleler und strömungsenkrechter Beschleunigungskomponenten auf die Ausbildung eines nächtlichen Low-Level Jets. *Z. Meteorol.*, Bd. 40, S. 211–217.
- Naatz, O.-W., 1980: Ein Plottverfahren zum Ausmanövrieren von tropischen Wirbelstürmen, *Seewart*, Bd. 43, Heft 3.
- <http://www.ssd.noaa.gov/PS/TROP/CI-chart.html>