

Dynamik der atmosphärischen Zirkulation

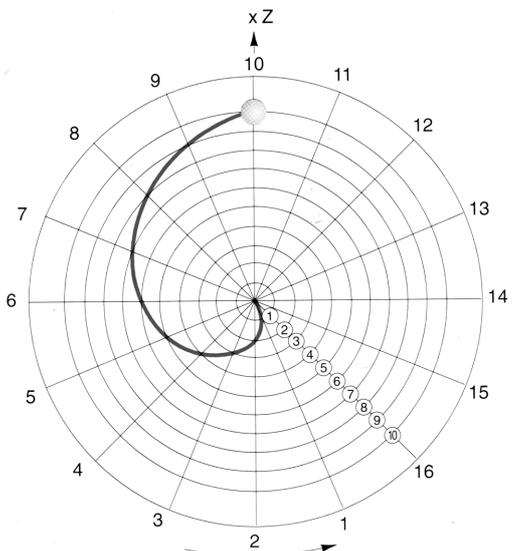
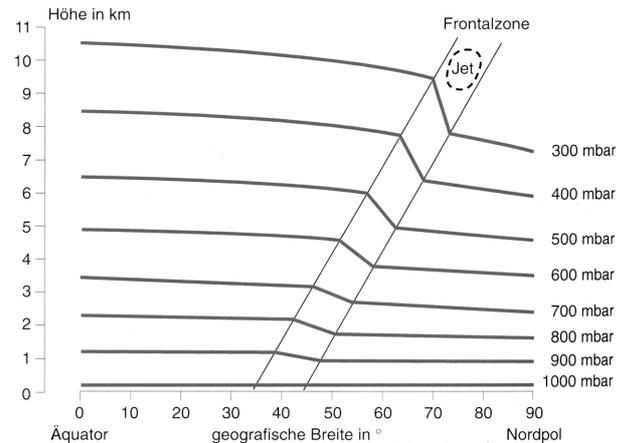
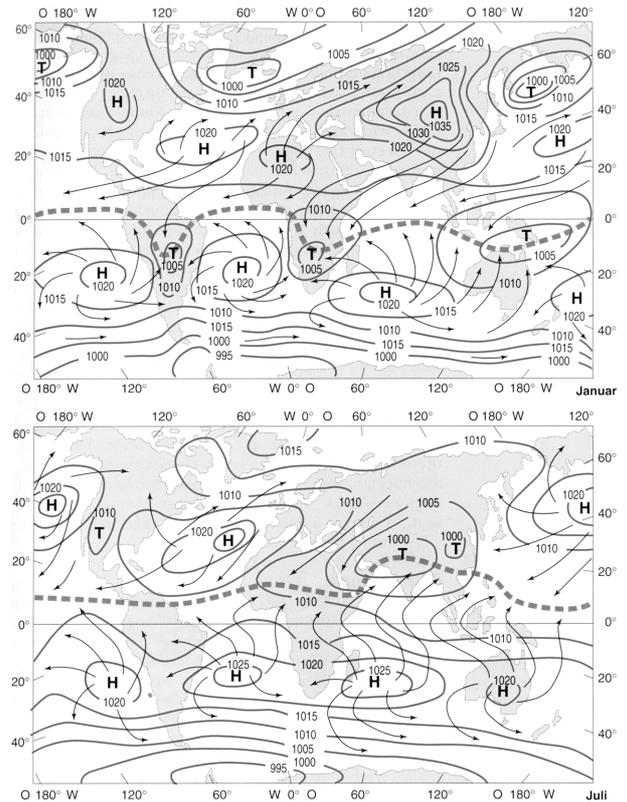
Genau wie auch bei lokalen Windsystemen wie etwa Land/See-Wind ist auch die makroskopische atmosphärische Zirkulation die Folge von unterschiedlicher Temperatur und folglich auch unterschiedlichem Luftdruck. Auf der Erde ist die solare Einstrahlung in den Tropen am größten und im Bereich der Pole minimal (Lambertsches Gesetz), was zur Bildung der inner-tropischen Konvergenz (ITC), einer Zone mit tiefem Luftdruck rund um die Erde entlang des Äquators, und von Hochdruckgebieten in den Polregionen führt. Als Folge dieser thermisch bedingten Luftdruckunterschiede entsteht Wind.

Aufgrund der Größe und Trägheit der großräumigen Windsysteme sind tageszeitlich bedingte Änderungen nicht feststellbar, ein Jahresgang hingegen schon. So verlagert sich die ITC im Laufe des Jahres leicht nach Norden bzw. Süden. Darüber hinaus gibt es z. B. im Juli über den heißen nordamerikanischen und südasiatischen Landmassen große Hitzetiefs, während im Januar dort Kältehochs zu finden sind. „Da alle diese Druckgebiete ausschließlich auf die Wirkung der Lufttemperatur zurückzuführen sind, nennt man sie **thermische Hochs** und **thermische Tiefs**.“ [1, S. 259]

Durch diese thermischen Einflüsse bilden sich auf der Erdhalbkugel zwei verschiedene Luftmassen: Die wärmere tropische Luftmasse in den niedrigen Breiten und die kältere polare Luftmasse in den höheren Breiten. Innerhalb von beiden Luftmassen nimmt die durchschnittliche Temperatur zu den Polen hin homogen ab, aber im Grenzbereich zwischen ihnen ist die Temperaturabnahme deutlich stärker. Dieser Bereich wird als **Frontalzone** bezeichnet. Die Größe und Lage der Frontalzone ist unter Einwirkung lokal unterschiedlicher Temperaturen sehr veränderlich. [vgl. 1, S. 260 ff.]

Die Lufttemperatur hat großen Einfluss auf den Druck der darüberliegenden Luft, weswegen in der Frontalzone in großer Höhe auch stärkere Luftdruckunterschiede als in ihrer Umgebung auftreten. Die **Gradientkraft** wirkt bei horizontalen Luftdruckunterschieden auf alle Luftmoleküle in Richtung des niedrigeren Luftdrucks und erzeugt auf diese Weise Wind. Infolge von Masseträgheit bei der Erdrotation weht sich der Wind nun aber nicht wie eigentlich erwartet auf geradem Weg vom Hochdruck- zum Tiefdruckgebiet, sondern wird stark abgelenkt.

Die **Corioliskraft** ist die Auswirkung der Masseträgheit bei allen Bewegungen auf den Oberflächen rotierender Körper. In der nördlichen Erdhemisphäre kann ein mitrotierender Beobachter eine Ablenkung aus der eigentlichen Bewegungsrichtung nach rechts feststellen, analog in der südlichen Hemisphäre nach links. Der Betrag der Corioliskraft ist proportional zur Radialgeschwindigkeit des sich bewegenden Objekts und verringert sich daher zum Äquator hin bis auf null. [vgl. 1, S. 239 ff.]

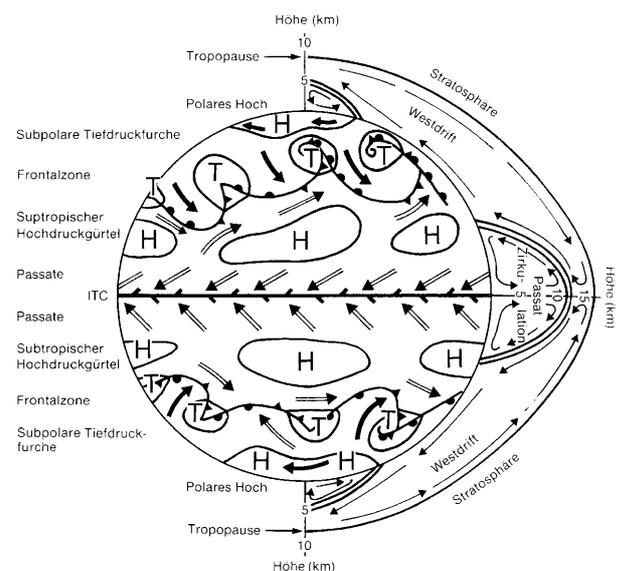
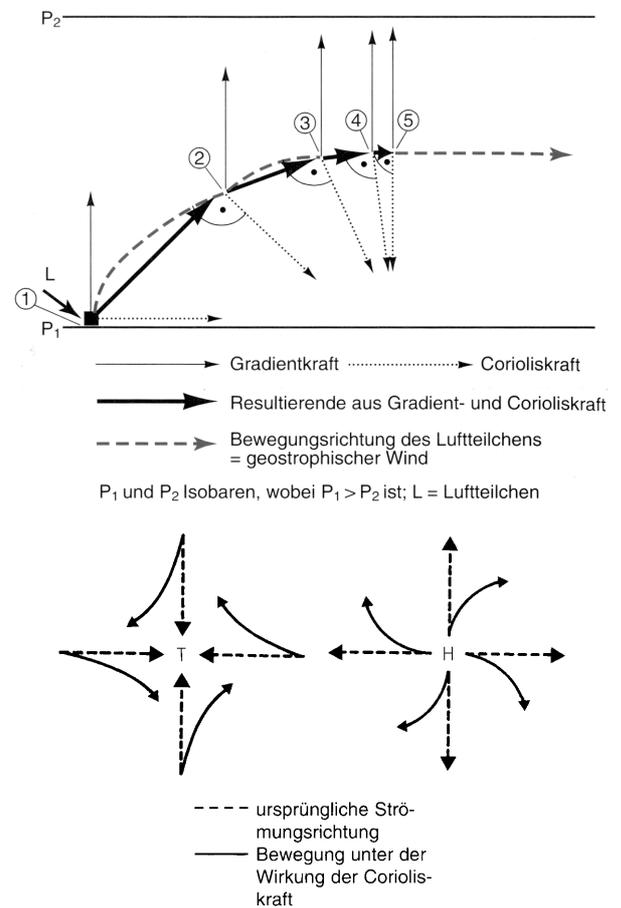


Im Falle der Frontalzone ist (in großer Höhe) die Reibung des Winds an der Erdoberfläche vernachlässigbar, so dass die Corioliskraft eine Ablenkung des Winds bis quer zur Richtung des Druckunterschieds bewirkt; Gradientkraft und Corioliskraft heben sich dann gegenseitig so auf, dass knapp unterhalb der Tropopause ein zunächst gleichmäßiger, starker Westwind (**Strahlstrom**) in beiden Frontalزونen der Erde entsteht.

Genau wie die Frontalzone ist auch der Strahlstrom sehr variabel. Bei im Verlauf des Strahlstroms unterschiedlich großen Druckunterschieden zwischen der tropischen und der polaren Luftmasse kommt es zu dynamischen Änderungen der Gradient- und Corioliskraft, die dazu führen, dass an bestimmten Stellen der Druck örtlich begrenzt steigt bzw. fällt. [vgl. 1, S. 263] Aus diesen Stellen bilden sich infolge vertikaler Luftausgleichbewegungen dann **dynamische Hochs und Tiefs**, die im Einflussbereich der Frontalzone unser veränderliches Wetter bestimmen.

Auch der durch diese Druckgebilde hervorgerufene Wind ist so großräumig, dass die Corioliskraft eine nennenswerte Rolle spielt. Auf der Nordhalbkugel wird die aus einem dynamischen Hochdruckgebiet herausströmende Luft nach rechts abgelenkt, so dass sie im Uhrzeigersinn um das Zentrum des Hochs herum strömt (**antizyklonale Strömung**). Bei Tiefdruckgebieten sorgt die Rechtsablenkung der Corioliskraft für eine Strömung gegen den Uhrzeigersinn (**zyklonale Strömung**). Durch den Einfluss der Bodenreibung insbesondere über Landmassen verhindert die Corioliskraft aber hier nicht den Druckausgleich, sondern verzögert ihn lediglich.

Die dynamischen Hochs und Tiefs ziehen in unseren Breiten meist in östliche Richtungen. Weil die sich auf die Luftmoleküle nördlich und südlich des Zentrums dieser Druckgebilde auswirkende Corioliskraft unterschiedlich stark ist, ziehen Hochs eher südöstlich und Tiefs eher nordöstlich. Das führt zur Bildung der sogenannten **Hochdruckgürtel** in den subtropischen und **Tiefdruckrinnen** in den subpolaren Breiten, in denen sich die entsprechenden Druckgebilde bevorzugt sammeln. Damit bildet sich die in der nebenstehenden Abbildung sichtbare allgemeine Zirkulation der Atmosphäre.



Arne Johannessen, arne@thaw.de

<http://k-ss05.thaw.de/dynamik/>

Literatur

[1] Hans Häckel. *Meteorologie*. Ulmer, Stuttgart 1999. Vierte Auflage.

Alle Abbildungen wurden aus [1] entnommen.