

Zusammenfassung des Skripts

Einführung in die Meteorologie

gehalten von
Prof. Roger Smith
LMU München

22. Juni 2005

geschrieben von
Christoph Moder
<http://www.skriptweb.de>

Hinweise (z.B. auf Fehler) bitte per eMail an uns: mail@skriptweb.de – Vielen Dank.

1 Die Atmosphäre

- Man vermutet, dass bei der Entstehung der Erde noch keine Atmosphäre vorhanden war. Diese muss sich erst durch vulkanische Aktivität gebildet haben.
- Die Erde ist der einzige Planet, auf dem Wasser in allen drei Aggregatzuständen vorkommt.
- Vulkanische Gase enthalten v.a. Wasserdampf (85 %) und Kohlendioxid (10 %), während die heutige Atmosphäre vor allem aus Stickstoff und Sauerstoff besteht. Sie muss sich also erst entwickelt haben, und zwar in Wechselwirkung mit der Erdkruste, den Ozeanen sowie der Biosphäre (Pflanzen, Tiere usw.).
- Wäre in der Vergangenheit von den Vulkanen genauso viel Wasserdampf produziert worden wie heute, müsste sehr viel mehr Wasser auf der Erde vorhanden sein (ca. Faktor 100). Ein Teil des Wassers muss also verschwunden sein – zum Teil sicherlich versickert, aber es wurde auch Wasser durch ultraviolette Strahlung aufgespalten in Wasserstoff und Sauerstoff. Weil jedoch Sauerstoff UV-Strahlung absorbiert, hätte sich mit diesem Mechanismus nicht der heutige Sauerstoffgehalt bilden können, sondern hätte sich bei einem tausendstel des heutigen Werts eingependelt. Dass in der Atmosphäre kaum Wasserstoff vorhanden ist, liegt jedoch daran, dass dieser verhältnismäßig leicht (im Gegensatz zum viel schwereren Sauerstoff) die Fluchtgeschwindigkeit erreicht (da die kinetische Energie von der Temperatur abhängt, leichtere Teilchen sind bei gleicher Energie schneller) und in den Weltraum verschwinden kann (ungefähr eines von 10^5 Wasserstoff-Atomen erreicht die Fluchtgeschwindigkeit, so dass im Laufe der Erdgeschichte praktisch der gesamte Wasserstoff die Erde verlassen hat; beim Sauerstoff beträgt das Verhältnis nur $1 : 10^{84}$, darum kann man den Sauerstoff-Verlust über die Erdgeschichte vernachlässigen).
- Sauerstoff kann nicht direkt aus der Erde stammen, weil er dort sehr fest gebunden ist (in Form von Oxiden). Aber es gab bereits vor knapp vier Milliarden Jahren Photosynthese (im Schutz der Ozeane, die die UV-Strahlung abschirmen), die das Kohlendioxid der Atmosphäre in Kohlenstoff und Sauerstoff aufspalten konnte. Dabei muss man bedenken, dass nicht aller produzierter Sauerstoff sich in der Atmosphäre anreicherte, sondern in Oxidationsvorgängen verbraucht wurde; speziell am Anfang gab es im Meer viel unoxidiertes Eisen, das über lange Zeit sämtlichen produzierten Sauerstoff durch Oxidation binden konnte, außerdem wurde Sauerstoff in Sulfaten verbaut. Nur 5 % des produzierten Sauerstoffs befindet sich heute in der Atmosphäre!
- Erst als die Atmosphäre 10 % ihres heutigen Sauerstoffanteils erreicht hatte, konnte sich eine Ozonschicht als Schutz gegen UV-Strahlung bilden. Das war vor ca. 500 Millionen Jahren der Fall. Dann war Leben auf dem Land möglich, wo mehr Sonnenlicht vorhanden ist und entsprechend die Pflanzen schneller Sauerstoff produzieren können. Der heutige Sauerstoffgehalt wurde vor ca. 350 Millionen Jahren erreicht.
- Der Sauerstoff war bei der Entstehung des Lebens schädlich, weil er als Zellgift wirkt. Die „Pflanzen“ verbrauchen Kohlendioxid und benötigen deshalb keinen Sauerstoff, und die damaligen Bakterien, die Kohlenhydrate umsetzten, taten dies durch Gärung (wobei Kohlendioxid und Alkohol entsteht). Erst als genug Sauerstoff in der Atmosphäre war, konnte das Leben von der Gärung zur Oxidation, die mehr Energie liefert, übergehen.
- Zu viel Kohlendioxid in der Atmosphäre ist schädlich, weil es einen Treibhauseffekt bewirkt. Die Ozeane spielten hier eine große Rolle, weil sie erstens Kohlendioxid in Form von Carbonaten speichern können, und zweitens die Photosynthese begünstigen. Das durch Photosynthese abgebaute Kohlendioxid wird zu einem kleinen Teil der erneuten Oxidation durch Konservierung unter Luftabschluss entzogen; etwa ein Drittel Promille der organischen Substanz ist davon betroffen. Aber nur etwa ein Promille dieses konservierten Kohlenstoffs befindet sich derart konzentriert an einem Ort, dass eine abbauwürdige Lagerstätte entsteht. Trotzdem wird pro Jahr eine Menge fossiler Brennstoffe verbraucht, deren Entstehung 1000 Jahre benötigt hat. Weil der weitaus größte Teil der fossilen Brennstoffe nicht abbauwürdig ist und in der Atmosphäre mehr als ausreichend viel Sauerstoff vorhanden ist, ist lediglich die Produktion von Kohlendioxid problematisch für die Erde.

- Stickstoff ist ein relativ inertes Gas. Während Kohlendioxid und Wasserdampf (aus den Vulkanausbrüchen) im Laufe der Zeit wieder aus der Atmosphäre entfernt wurde (ebenso wie Schwefel, der zu Sulfaten oxidiert und im Boden an Metallionen gebunden wurde), blieb der Stickstoff übrig.
- Die Edelgase Argon und Helium stammen aus radioaktivem Zerfall; ersteres aus dem Zerfall von Kalium-40, letzteres aus jedem Alphazerfall (Alphateilchen = Heliumkern).
- Während die anderen Bestandteile der Atmosphäre eine mehr oder weniger konstante Konzentration haben, befindet sich Wasserdampf und Ozon in einem dynamischen Gleichgewicht. Wasserdampf entsteht durch Verdunstung an den Ozeanen und bleibt durchschnittlich eine Woche in der Atmosphäre, Ozon entsteht in der Stratosphäre durch photochemische Reaktionen und wird an Oberflächen (Partikel in der Luft, Erdoberfläche) abgebaut.
- Der mittlere Luftdruck in Meereshöhe beträgt 1013,25 hPa. Bis in eine Höhe von ca. 100 km ergibt sich eine exponentielle Abnahme des Luftdrucks:

$$p(z) = p(0) \cdot e^{-z/H}$$

Die *Skalenhöhe* $H = RT/(Mg)$ beträgt im Mittel 7350 m (sie ist bei den verschiedenen Gasen unterschiedlich). Die Hälfte der Atmosphärenmasse befindet sich unterhalb des 500 hPa-Niveaus, das sich in etwa 5,5 km Höhe (= *Halbwertshöhe* $z_{1/2}$) befindet.

$$z_{1/2} = \ln 2 \cdot H$$

- In den unteren Schichten der Atmosphäre ist die freie Weglänge sehr klein, die Durchmischung der Gase geschieht v.a. durch Turbulenzen, wodurch die Durchmischung homogen (d.h. unabhängig von der Höhe) ist – darum wird dieser Teil *Homosphäre* genannt. Oberhalb der *Turbopause* (bei ca. 100 km) sind die Geschwindigkeiten der Gasteilchen höher und die freien Weglängen größer, so dass dort die Diffusion vorherrscht. Weiter unten sind die schwereren Gasmoleküle, weiter oben die leichteren Teilchen (Moleküle oder Atome; über 500 km dominiert atomarer Sauerstoff, über 1000 km Wasserstoff und Helium) – darum wird dieser Teil *Heterosphäre* genannt.
- Man unterteilt die Atmosphäre in folgende Schichten:
 - *Troposphäre*: Hier befindet sich 80 % der Atmosphärenmasse, das ganze Wettergeschehen wie Wolken und Niederschlag spielt sich hier ab. Es gibt einen starken vertikalen Luftaustausch, so dass Moleküle die gesamte Troposphäre in wenigen Tagen durchqueren können, manchmal (z.B. in den starken Aufwinden von Gewitterwolken) auch in 10 Minuten. Die Temperatur in der Troposphäre nimmt mit der Höhe ab, weil in der Höhe der Abstand zum Erdboden, der den größten Teil der Energie liefert, größer ist. Ebenso nimmt die Amplitude der täglichen Temperaturschwankung ab; am Boden sind 10 K bis 20 K normal, in der mittleren und oberen Troposphäre nur ca. 1 K. Die Troposphäre reicht an den Polen bis in 7 km Höhe (Temperatur dort: -45 °C), am Äquator bis 17 km Höhe (Temperatur dort: -75 °C). Die Temperatur nimmt nach oben ab, weil die Energie vom Erdboden aus geliefert wird.
 - *Stratosphäre*: In der Stratosphäre herrscht eine stabile Schichtung, darum ist der Luftaustausch mit der Troposphäre gering. Der Wasserdampfgehalt ist gering, der Ozongehalt dafür höher. Nur vereinzelte Gewitterwolken reichen bis in den unteren Teil der Stratosphäre. Wegen des geringen Luftaustauschs ergibt sich eine lange Verweilzeit des von Vulkanausbrüchen oder Gewitterwolken angelieferten Materials. In der unteren Stratosphäre gibt es auf der Winterhalbkugel einen wärmeren Bereich in den mittleren Breiten, Pol und Äquator sind kälter. An der Stratopause dagegen sinkt die Temperatur kontinuierlich vom Pol der Sommerhemisphäre bis zum Pol der Winterhemisphäre. Bis zur Stratopause nimmt der Luftdruck bis auf 1 hPa ab, d.h. 99,9 % der Atmosphärenmasse befinden sich in der Troposphäre und Stratosphäre. Die Stratosphäre reicht bis in etwa 50 km Höhe (Temperatur dort: 0 °C). Die Temperatur nimmt nach oben zu, weil die Ozonschicht durch die Absorption von UV-Strahlen Energie aufnimmt.

- *Mesosphäre*: Hier gibt es wiederum eine labile Schichtung, darum können hier bei starken Hebungsprozessen die hohen Nachtwolken entstehen.
Die Mesosphäre reicht bis in etwa 80–85 km Höhe (Temperatur dort: -90 °C).
- *Thermosphäre*: Sie beginnt in etwa in der Höhe der Turbopause; die Temperatur steigt hier auf 500 K bis 2000 K an und hängt stark von der Sonnenaktivität ab. Hier sind auch die Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht mit einigen hundert Grad am größten; Meteore verglühen meist in dieser Schicht der Atmosphäre.
Die Thermosphäre reicht bis in etwa 640 km Höhe.
- *Exosphäre*

Die Obergrenzen der jeweiligen Schichten heißen entsprechend *Tropopause*, *Stratopause*, *Mesopause* und *Thermopause*; sie sind gekennzeichnet durch Wendepunkte in der Temperaturkurve. In zwei benachbarten Schichten ist der vertikale Temperaturgradient also entgegengesetzt.

Es gibt neben dem Temperaturverlauf noch andere Definitionen von Atmosphärenschichten; so spricht man beispielsweise von der *Magnetosphäre* oder der *Ionosphäre*. Letztere befindet sich auf Höhe der Meso- und Thermosphäre, wo sich durch die Sonnenstrahlung ionisierte Teilchen wegen der großen freien Weglänge lange halten können. Es bilden sich mehrere elektrisch leitende Schichten aus, welche elektromagnetische Wellen reflektieren können (Funkverkehr über Langwelle!); die unteren dieser Schichten verschwinden nachts durch Rekombination der Teilchen, da mit der Strahlung der Ionennachschub fehlt.

- Der Temperaturgradient zwischen Äquator und Pol ist auf der Winterhalbkugel etwa doppelt so groß wie auf der Sommerhalbkugel. Außerdem besteht zwischen der kalten tropischen Tropopause und der warmen polaren Tropopause ein Höhenunterschied von mehreren Kilometern.
- Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten in der unteren Mesosphäre auf, und zwar über den mittleren Breiten; es handelt sich um Ostwind oder Westwind, je nach Temperaturgefälle zwischen Äquator und Pol, entsprechend ändert sich jeweils im Frühjahr und Herbst die Windrichtung. In der unteren Atmosphäre ändert sich dagegen die Windrichtung nur etwa alle zwei Jahre (QBO, quasi-biannual oscillation).

2 Gase und Thermodynamik

- Die Kräfte, die die Atome in einem Molekül zusammen halten, sind ungefähr 10–100 mal stärker als die *Van-der-Waals-Kräfte*, die zwischen verschiedenen Molekülen wirken.
- Man bezeichnet den Bereich um ein Molekül, in dem die Van-der-Waals-Kräfte dominieren, als *Wirkungssphäre*. Sie hat einen Radius von ca. 10^{-9} m.
Bei *Normbedingungen* (0 °C , 1013 hPa) nimmt ein Kilomol eines idealen Gases ein Volumen von $22,4\text{ m}^3$ ein. Daraus ergibt sich eine durchschnittliche Entfernung zwischen den Molekülen von $35 \cdot 10^{-10}$ m. Die Moleküle selbst sind ungefähr ein Zehntel so groß, der Abstand ist größer als die Wirkungssphäre – man kann also bei Gasen die molekularen Anziehungskräfte bei Normbedingungen vernachlässigen. Die Modellvorstellung eines Moleküls ist dann eine Kugel, die nur durch elastische Stöße (d.h. ohne „Energieverlust“ durch plastische Deformation, die Energie bleibt erhalten: „innere Energie“) mit anderen Kugeln wechselwirkt. Ein Molekül hat demnach drei *Freiheitsgrade* – es kann sich in alle drei Raumrichtungen bewegen (Translation). Mehratomige Moleküle können darüber hinaus noch in allen drei Raumrichtungen rotieren – wenn man Translation und Rotation zusammen nimmt, haben sie sechs Freiheitsgrade.
- Unter Normbedingungen beträgt die durchschnittliche freie Weglänge (d.h. die zurückgelegte Strecke zwischen zwei Kollisionen) etwa ein Mikrometer, die Gasmoleküle kollidieren dadurch ungefähr eine Milliarde mal pro Sekunde. Das dadurch entstehende Bewegungsmuster der Moleküle wird als Brownsche Bewegung bezeichnet und kann z.B. anhand der Bewegung von kleinen Rauchpartikeln beobachtet werden, weil diese Partikel von den Gasmolekülen gestoßen werden und entsprechend unregelmäßige Bewegungen zeigen. Der Druck von Gasen entsteht genau durch solche Kollisionen der Teilchen mit den Gefäßwänden.

- Das makroskopische Verhalten von Gas wird durch die Thermodynamik beschrieben; man beschreibt ein makroskopisches System (*offenes System*: Materie- und Energieaustausch mit der Umgebung möglich; *geschlossenes System*: nur Energieaustausch möglich; *isoliertes System*: kein Austausch möglich) durch Parameter wie Druck, Temperatur, Volumen, Entropie usw. Wenn das System im Gleichgewicht ist und sich diese Parameter nicht ändern, bezeichnet man sie als *Zustandsgrößen*. In einem *homogenen System* sind die Zustandsgrößen vom Ort unabhängig, in einem *inhomogenen System* dagegen ortsabhängig. Größen, die von der Masse m abhängig sind, bezeichnet man als *extensiv*, im anderen Fall als *intensiv*. Die makroskopische Beschreibung ist möglich, weil statistische Gesetzmäßigkeiten bekannt sind, beispielsweise dass die Geschwindigkeit der Moleküle stets Maxwell-verteilt ist (d.h. die durchschnittliche und die wahrscheinlichste Geschwindigkeit (bei Stickstoff übrigens 453 m/s unter Normbedingungen) lassen sich bei Kenntnis von Teilchenmasse und Temperatur berechnen und umgekehrt). Die Geschwindigkeit ist direkt proportional zur Temperatur, darum kann man aus der Geschwindigkeit einen absoluten Temperatur-Nullpunkt extrapolieren.
- Die Entropie repräsentiert die „Unordnung“ des Systems. Bei einem Behälter mit zwei Kammern, bei dem die eine mit Gas gefüllt und die andere leer ist, verteilen sich die Gasmoleküle gleichmäßig in beide Kammern, sobald man die Trennwand entfernt – weil es genau eine Möglichkeit gibt, dass alle Moleküle in der einen Hälfte sind, aber sehr viele Kombinationsmöglichkeiten, wie die Moleküle gleichmäßig auf beide Kammern verteilt sind (jedes Molekül kann entweder auf der einen oder der anderen Seite sein), ist letztere Variante sehr viel wahrscheinlicher. Durch die Öffnung der Trennwand wird für die in die anfangs leere Kammer fliegenden Moleküle die freie Weglänge plötzlich sehr groß, während sie in Gegenrichtung weiterhin sehr klein bleibt. Dadurch können die Moleküle leichter in die leere Kammer fliegen als umgekehrt – so lange, bis in beiden Kammern ungefähr gleich viele Moleküle sind und damit die freie Weglänge auch gleich geworden ist. Diesen Vorgang bezeichnet man als Diffusion.
- *Gesetz von Dalton*: Verschiedene Arten von Gasen beeinflussen sich nicht gegenseitig, sondern verhalten sich so, als wären die jeweils anderen Moleküle nicht vorhanden (weil sich bereits bei einem homogenen Gas die einzelnen Moleküle nicht gegenseitig beeinflussen!), daher ist der Gesamtdruck die Summe der Partialdrücke (d.h. der Drücke, die die einzelnen Gase haben würden, wenn man sie einzeln messen würde, d.h. die gleiche Molekülanzahl im gleichen Volumen bei gleicher Temperatur).
- *Gesetz von Gay-Lussac*: Bei konstantem Druck ist die Volumenänderung direkt proportional zur Temperaturänderung. Wenn man diesen Zusammenhang extrapoliert auf das Nullvolumen, erhält man als Temperatur den absoluten Nullpunkt der Kelvin-Skala ($-273,16\text{ °C}$). Man beobachtet auch, dass die Brownsche Bewegung, also die kinetische Energie der Gasteilchen, proportional zur Temperatur ist; damit kann man den Gasdruck als Stöße gegen die Begrenzungen des Volumens erklären – je höher die Temperatur ist, desto stärker sind diese Stöße pro Fläche bzw. desto größer muss das Volumen sein, um die gleiche Stoßkraft pro Fläche (= Druck) zu erhalten. Die Temperatur entspricht damit einer mittleren kinetischen Geschwindigkeit, sie ist eine statistische Größe und macht bei einzelnen Teilchen keinen Sinn.
- Wärme wird übertragen durch *Wärmeleitung* (d.h. elastische Stöße im Gas oder Phononen im Festkörper), *Konvektion* (Transport warmen Materials) oder *Strahlung* (elektromagnetische Wellen, die die Resonanzfrequenz der Phononen anregen können). Ein Thermometer muss im Vergleich zum zu messenden Volumen klein sein, damit es nicht mit seiner Eigentemperatur und Wärmekapazität die Messung verfälscht.
- Hauptsätze der Thermodynamik:

1. Die Änderung der inneren Energie eines Gases setzt sich zusammen aus Wärmezufuhr und mechanischer Arbeit (Druck mal Volumen = Druck mal Fläche mal Weg = Kraft mal Weg = Arbeit):

$$dU = \delta Q + \delta W = c_p dT + p dV$$

Es gibt also kein Perpetuum Mobile erster Art, d.h. Energie kann nur umgewandelt, aber nicht erzeugt werden.

2. Die Entropie nimmt niemals ab, sondern bleibt höchstens gleich:

$$dS = \frac{\delta Q}{T} \geq 0$$

Prozesse, die ihre Entropie nicht ändern, heißen *reversibel*, ansonsten *irreversibel*; jenes sind alle spontan ablaufenden Prozesse, alle Ausgleichs- und Mischungsvorgänge und alle Prozesse mit Reibung. Das Gleichgewicht isolierter thermodynamischer Systeme hat ein Maximum an Entropie. Es gibt kein Perpetuum Mobile zweiter Art, d.h. Wärme kann nicht vollständig in Arbeit umgewandelt werden (z.B. indem ein Wärmereservoir abgekühlt und den Verlust von Wärmeenergie als Arbeit genutzt wird).

3. (*Nernstsches Theorem*): Man kann den absoluten Nullpunkt nicht erreichen, da die Entropie einen konstanten Wert anstrebt.
- Eine isobare Erwärmung kostet mehr Energie als eine isochore Erwärmung, weil zusätzlich zur Erhöhung der inneren Energie auch noch Volumenausdehnungsarbeit geleistet werden muss. Daher ist die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck größer als die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen – die Wärmekapazität ist damit prozessabhängig.
 - In den meisten Fällen kann man in der Meteorologie die Luft als ein Gemisch aus trockener Luft und Wasserdampf betrachten – man nennt dieses Gemisch dann *feuchte Luft*. Es gibt allerdings auch kompliziertere *heterogene Systeme*, z.B. in Wolken; dort ist neben gasförmigem Wasserdampf auch flüssiges Wasser (in Form von Regentropfen oder Wolkentröpfchen) und festes Wasser (in Form kleiner Eiskristalle) vorhanden. Es kommt zu Phasenübergängen.
 - Bei Phasenübergängen herrscht ein dynamisches Gleichgewicht. Während beispielsweise Wassermoleküle verdunsten, kondensieren gleichzeitig andere Wassermoleküle, so dass bei gleichen Umgebungsbedingungen ein Gleichgewicht herrscht. Der Wasserdampf hat dann den maximal möglichen Partialdruck, den sogenannten Sättigungsdampfdruck. Dieser steigt überproportional mit der Temperatur, weil mit höherer Temperatur sowohl die Anzahl der Teilchen in der gasförmigen Phase als auch deren Geschwindigkeit steigt. Außerdem ist der Sättigungsdampfdruck von der Form der Flüssigkeitsoberfläche abhängig. Bei einer gekrümmten Oberfläche, die bezogen auf das eingeschlossene Volumen kleiner als eine ebene Oberfläche ist, befinden sich pro gasförmigem Wassermolekül weniger flüssige Wassermoleküle an der Oberfläche, d.h. das Dampfteilchen wird weniger stark zur Flüssigkeit zurückgezogen, der Sättigungsdampfdruck ist über konvex gekrümmten Oberflächen also größer. Dieser Mechanismus sorgt dafür, dass in Wolken kleine Wassertröpfchen zugunsten größerer Tröpfchen verdunsten – so entsteht Regen.
 - Die *Verdunstungskälte* kommt daher, dass beim Verdunsten nur Moleküle mit hoher kinetischer Energie die flüssige Phase verlassen – was übrig bleibt, hat eine niedrigere kinetische Energie, somit sinkt die durchschnittliche kinetische Energie und damit die Temperatur.
 - Wird dieses dynamische Gleichgewicht zwischen den Phasen gestört (z.B. durch Wind, der den Wasserdampf wegbläst), setzen sich die Ausgleichsvorgänge so lange fort, bis das System entweder wieder im Gleichgewicht ist oder nichts mehr ausgeglichen werden kann (z.B. alles Wasser verdunstet ist; eigentlich auch ein „Gleichgewicht der Trockenheit“). Wenn dagegen kein Phasenübergang möglich ist, etwa bei überhitztem Dampf (wo es keinen Kontakt zur flüssigen Phase und damit keine Ausgleichsvorgänge gibt), verhält sich der Dampf wie ein ideales Gas.
 - Wasserdampf hat im Unterschied zu einem idealen Gas nicht nur kinetische, sondern auch potenzielle Energie – weil die Moleküle Energie aufwenden müssen, um die Kohäsionskräfte (verantwortlich für die Oberflächenspannung des Wassers) zu überwinden.

3 Thermodynamik der Atmosphäre

- Luft kann in guter Näherung als ideales Gas betrachtet werden, d.h. es gilt das Gasgesetz:

$$pV = mR^*T$$

$$p = \rho R^*T$$

Dabei wird angenommen, dass es erstens keine Kräfte zwischen den Molekülen gibt (sie wechselwirken nur durch vollkommen elastische Stöße), und dass ihr Eigenvolumen klein gegenüber dem Gesamtvolumen ist. Das Volumen von 1 kg eines Gases bezeichnet man als das *spezifische Volumen*, kurz α . Damit ergibt sich für das Gasgesetz:

$$p\alpha = R^*T$$

Mit der Stoffmenge $n = m/M$ (Masse m , Molmasse $M =$ Masse von einem Mol) ergibt sich:

$$pV = nR^*T$$

Damit wird $R = M \cdot R^*$ eine stoffunabhängige Konstante, sie heißt *universelle Gaskonstante*.

- Bei einem Gasgemisch (von idealen Gasen) beeinflussen sich die einzelnen Moleküllarten nicht gegenseitig, sie nehmen jeweils das gesamte Volumen ein, ihre Partialdrücke addieren sich. Das mittlere Molekulargewicht ist die Gesamtmasse aller Gase, dividiert durch die Summe der Stoffmengen. So ergibt sich etwa für feuchte Luft als Gemisch aus trockener Luft und Wasserdampf:

$$pV = (m_d R_d + m_w R_w)T$$

Man kann diese Gleichung auch durch eine gemittelte Gaskonstante des Gemisches vereinfachen:

$$R_m = \frac{m_d R_d + m_w R_w}{m_d + m_w} = R_d \frac{m_d + m_w R_w / R_d}{m_d + m_w} = R_d \frac{1 + m_w / m_d \cdot R_w / R_d}{1 + m_w / m_d}$$

$$R_m \approx R_d \left(1 + r \frac{R_w}{R_d} \right) (1 - r) \approx R_d \left[1 + r \left(\frac{R_w}{R_d} - 1 \right) \right]$$

- Das *Wasserdampfmischungsverhältnis* r ist das Massenverhältnis des Wasserdampfs und der trockenen Luft. Es ergibt sich:

$$R_m = R_d(1 + 0,61r)$$

Die Gaskonstante der feuchten Luft ist also größer als die der trockenen Luft. Feuchte Luft hat also bei gleichem Druck und gleicher Temperatur eine geringere Dichte bzw. ein größeres spezifisches Volumen.

- Statt den Feuchtegehalt in einer speziellen Gaskonstante zu berücksichtigen, kann man auch eine *virtuelle Temperatur* definieren:

$$p\alpha = R_d T_v$$

Wenn man trockene Luft auf die virtuelle Temperatur T_v erwärmt, hat sie bei konstantem Druck das gleiche spezifische Volumen wie feuchte Luft bei der Temperatur T .

- Die Atmosphäre befindet sich fast vollständig im *hydrostatischen Gleichgewicht*, d.h. es herrscht ein Kräftegleichgewicht zwischen Gewichtskraft und Auftriebskraft der Luft:

$$p(z)A - p(z + dz)A = \rho g A dz$$

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g(z)$$

- Das *Geopotenzial* ϕ ist das Gravitationspotenzial (gemessen ab Meereshöhe) für eine Masse von 1 kg, d.h. die Arbeit, die nötig ist, um diese Masse auf die entsprechende Höhe zu bringen. Die *geopotenzielle Höhe* Z ist der Quotient aus dem Geopotenzial und der Erdbeschleunigung am Erdboden. Wegen der Zentrifugalkraft sind die Geopotenzialflächen über dem Äquator höher als über dem Pol. Mit Hilfe des Gasgesetzes und der hydrostatischen Gleichung (s.o.) kann man die geopotenzielle Höhe ermitteln, wenn die Änderung der Temperatur und des Wasserdampfmischungsverhältnisses (für T_v nötig) in Abhängigkeit vom Druck bekannt sind – genau diese Größen messen Radiosonden.

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g(z) = -g \frac{p}{RT} = -g \frac{g}{R_d T_v}$$

mit $d\phi = gdz$ und integriert:

$$\phi_2 - \phi_1 = -R_d \int_{p_1}^{p_2} \frac{T_v}{p} dp$$

Bei einer isothermen Atmosphäre kann man die Temperatur aus dem Integral herausziehen; wenn man die geopotenzielle Höhe nimmt, erscheint außerdem die Erdbeschleunigung im Nenner. Der Vorfaktor $H = R_d T / g$ heißt *Skalenhöhe* – bis zu dieser Höhe nimmt der Druck auf $1/e$ des Bodenwertes ab.

- Der geopotenzielle Höhenunterschied zwischen zwei Schichten wird als *Schichtdicke* bezeichnet. Aus obigen Gleichungen ergibt sich, dass diese nur von der mittleren virtuellen Temperatur der eingeschlossenen Luft abhängt; steigt die Temperatur, dehnt sich die Luft aus und die Schichtdicke wächst. Als Wetterkarten verwendet man Schichtdickenkarten zwischen 1000 hPa und 500 hPa (*relative Topographie*); Bereiche, in denen die *Isopachen* (Linien gleicher Schichtdicke) nahe beieinander sind, sind mit den thermischen Frontalzonen identisch.
- Der vertikale Luftdruckgradient ist wesentlich größer als ein evtl. vorhandener horizontaler Druckgradient, d.h. der bei einer Station gemessene Luftdruck wird vor allem von deren Höhenlage bestimmt. Um Messwerte vergleichen zu können, muss man sie auf ein gemeinsames Bezugsniveau (= mittlere Meereshöhe) reduzieren, indem man den Druck einer fiktiven Luftsäule zwischen Stationshöhe und Meereshöhe dazu addiert; als Temperatur dieser Luftsäule nimmt man einen Temperaturgradienten von 0,65 K pro 100 m an, berechnet die Durchschnittstemperatur und rechnet diese mit Hilfe der Luftfeuchtigkeit zu einer virtuellen Mitteltemperatur um. Bis zu einer Höhe von 700 m über dem Meer nimmt man den Meeresspiegel als Bezugsniveau; für höhere Stationen verwendet man die nächstgelegene Hauptdruckfläche (850 hPa oder 700 hPa).
- Höhenmesser in Flugzeugen berechnen die Höhe aus dem Luftdruck; da die Temperatur- und Feuchteverteilung normalerweise nicht bekannt ist, sind die Höhenmesser auf eine Standardatmosphäre geeicht (auf Meeressniveau: $p = 1013,25$ hPa, $T = 288$ K, vertikaler Temperaturgradient $\Gamma = 0,65$ K/100 m).

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R} \int_0^{z'} \frac{dz'}{T - \Gamma z'}$$

- Das Verhalten von Luft beschreibt man idealisiert mit *Luftpaketen*, die groß genug sind, um als makroskopisches System beschrieben werden zu können (d.h. mit den statistischen Angaben Druck, Temperatur usw.) und die sich reibungsfrei durch die Atmosphäre bewegen. Außerdem wird angenommen, dass das Luftpaket mit der Umgebung keine Wärme austauscht, dass der Druck im Luftpaket immer gleich dem Umgebungsluftdruck ist, und dass die Verlagerung so langsam geschieht, dass die kinetische Energie vernachlässigt werden kann. (Diffusion wird ebenfalls vernachlässigt, aber diese wäre nur bei sehr kleinen Luftpaketen im Zentimeterbereich und über der Turbopause ein Problem.)
- *Latente Wärme*: Bei einem Phasenübergang erster Ordnung (wird so genannt, weil die erste Ableitung der Temperatur als thermodynamisches Potenzial unstetig ist) bleibt die Temperatur einer Substanz bei Wärmezufuhr konstant, die Wärme wird zum Schmelzen oder Verdampfen verwendet (*Schmelzwärme* bzw. *Verdampfungswärme*). Diese Wärme wird beim umgekehrten Weg (d.h. gefrieren oder kondensieren) wieder frei, befindet sich also als verborgene Wärme im Medium. Darum wird sie latente Wärme („latent“ = „verborgen“) genannt.
- Feuchtemessgrößen:
 - *Mischungsverhältnis*: Verhältnis zwischen Wasserdampfmasse m_W und Masse der trockenen Luft m_d . Wenn weder Wasserdampf entnommen noch hinzugefügt wird, verändert sich das Mischungsverhältnis nicht, es ist eine konservative Größe.
 - *Dampfdruck* e : Partialdruck des Wasserdampfs in der Luft. Wegen $p = p_d + e$, gilt folgender Zusammenhang:

$$\frac{e}{p - e} = \frac{m_W R_W}{m_d R_d} = r \frac{R_W}{R_d}$$

Der Dampfdruck hängt also vom Mischungsverhältnis r und dem Gesamtdruck p ab. Darum ist e keine Erhaltungsgröße.

Wenn man eine ebene Wasseroberfläche betrachtet, dann verdunsten ständig Wassermoleküle und gehen in die Gasphase über – denn die Geschwindigkeiten der Wassermoleküle ist Maxwell-verteilt, und die schnellen Moleküle haben ausreichend Energie, um den intermolekularen Anziehungskräften zu entfliehen. Die Geschwindigkeiten der Wassermoleküle im Wasserdampf ist jedoch auch Maxwell-verteilt, d.h. die langsamen Moleküle werden wieder vom Flüssigwasser angezogen und tauchen ein. Wenn sich ein Gleichgewicht eingestellt hat zwischen verdampfenden und kondensierenden Wassermolekülen, ist die Luft mit Wasserdampf gesättigt; der Dampfdruck entspricht dem *Sättigungsdampfdruck*. Dieser hängt nur von der Energie der Wassermoleküle ab, d.h. von deren Temperatur – darum steigt der Sättigungsdampfdruck exponentiell mit der Temperatur an. Stoffe wie z.B. Salze, die die Bindungskräfte im Wasser verstärken, senken entsprechend den Sättigungsdampfdruck, während eine konvexe Oberfläche ihn erhöht, weil dann die Oberfläche im Vergleich zu dem darunter liegenden Volumen größer ist (die Bindungskräfte verteilen sich also mehr). In Eis sind die Moleküle wesentlich fester gebunden als in Wasser, darum ist dort der Sättigungsdampfdruck deutlich geringer; außerdem sind beide Kurven nicht parallel, sondern die Differenz zwischen den Sättigungsdampfdrücken über Wasser und über Eis ist bei -12 °C maximal – wenn also die Luft sowohl gegenüber Wasser als auch gegenüber Eis gesättigt ist, geht der Wasserdampf bevorzugt in Eiskristalle, weil die Luft gegenüber Eis stärker übersättigt ist.

Zur Berechnung des Sättigungsdampfdrucks gibt es eine empirische Näherungsformel, die *Magnus-Formel* (Temperaturen in Celsius!):

$$e_s(T) = 6,112 \cdot \exp \left[\frac{17,67T}{T + 243,5} \right]$$

- *Sättigungsmischungsverhältnis r_s* : Mischungsverhältnis bei gegenüber einer ebenen Wasseroberfläche gesättigten Luft.

$$r_s = \frac{R_d/R_W e_s(T)}{p - e_s(T)}$$

Da in der Atmosphäre immer $e_s(T) \ll p$ ist, kann man näherungsweise den Sättigungsdampfdruck aus der Formel „herauskürzen“. Die Zustandsfunktion r_s verläuft wegen der starken Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdrucks fast wie die Isothermen.

- *Relative Feuchte*: Verhältnis zwischen aktuellem Dampfdruck und Sättigungsdampfdruck bei der aktuellen Temperatur. Achtung: Warme und relativ trockene Luft kann wesentlich mehr Wasser enthalten als kalte und relativ feuchte Luft.
- *Taupunkt*: Die Taupunktstemperatur T_p ist die Temperatur, bei der Luft, die man isobar abkühlt, die relative Feuchte 100 % erreicht (weil der Sättigungsdampfdruck sinkt). Bei weiterer Abkühlung kondensiert Wasser aus, es bildet sich Tau. Analog definiert ist der *Reifpunkt*, jedoch bezogen auf den Sättigungsdampfdruck über einer Eisfläche statt einer Wasseroberfläche.
- *Feuchttemperatur T_w* : Wenn Regentropfen in ungesättigte Luft fallen und verdunsten, wird die Verdampfungswärme der Luft entzogen – sie kühlt ab und wird gleichzeitig feuchter. Wenn sie komplett mit Wasserdampf gesättigt ist, sinkt die Temperatur nicht weiter; diese Temperatur heißt *Feuchttemperatur* (wet bulb temperature).

$$(c_p + r_s c_{pv})(T - T_w) = L(r_s - r)$$

mit der latenten Verdampfungswärme L , der spezifischen Wärmekapazität des Wasserdampfes c_{pv} ; den zweiten Summanden in der ersten Klammer kann man näherungsweise vernachlässigen.

4 Luftmassen und Fronten

- Die Temperatur ändert sich nicht gleichmäßig mit der Entfernung, sondern es gibt große Gebiete mit nahezu einheitlichen Verhältnissen (Bezeichnung: *Luftmassen*) und dazwischen schmale Zonen, in denen sich

die Wetterverhältnisse sehr stark ändern (Bezeichnung: *Fronten*; in München wird durchschnittlich 50 % des Niederschlags von Kaltfronten verursacht). Die Luftmassen haben nahezu konstante Temperaturen (innerhalb einer Höhe), und die Flächen, an denen sich kältere Luft unter die wärmere Luft schiebt, sind die Frontflächen, wo der Temperaturgradient bis zu 10 Kelvin pro 100 km betragen kann. Die Schnittlinie der Frontfläche mit dem Erdboden wird als *Bodenfront* bezeichnet.

- Es gibt ein großräumiges erdumspannendes Frontsystem zwischen der polaren Kaltluft und der tropischen Warmluft. Besonders ausgeprägt sind die Gegensätze dort, wo kontinentale Kaltluft auf maritime Warmluft trifft (z.B. Ostküsten von Nordamerika oder Asien). In mittleren Breiten entstehen durch Tief- und Hochdrucksysteme Luftmassen, deren Temperaturen zwischen denen von tropischer und polarer Luft liegen.
- Man unterscheidet fünf Hauptluftmassen: Tropikluft, subtropische Luft, gemäßigte Luft, Subpolarluft und arktische Polarluft. Wegen des subtropischen Hochdruckgürtels (Absinkzone der ITC, Hadley-Zirkulation) erreicht tropische Luft nur selten die gemäßigten Breiten; Warmluft kommt meist aus den Subtropen. Ebenso stammt Kaltluft meist aus dem subpolaren Bereich.
- Luft bleibt dann lange in ihrem Quellgebiet, wenn dort geringe horizontale oder vertikale Luftbewegungen herrschen, z.B. im subtropischen Azorenhoch oder im sibirischen Kältehoch.
- Wenn Kaltluft auf von der Sonne aufgeheiztes Land trifft, wird sie erwärmt, verliert an relativer Feuchte und beginnt aufzusteigen, d.h. diese Luftmasse wird durch die Erwärmung labilisiert; Beispiel Aprilwetter (wegen des Aufstiegs hochreichende Quellwolken und böiger Wind, wegen der Trockenheit gute Fernsicht). Wenn dagegen Warmluft auf kaltes Land trifft, wird sie abgekühlt und dabei am Boden stabilisiert; weil sie an relativer Feuchte gewinnt, entsteht Nebel oder Hochnebel (d.h. Wolkenbildung nur sehr tief); Beispiel trübes Winterwetter. Wegen dieses Zusammenhangs werden Vertikalbewegungen in der Atmosphäre vor allem von aufgewärmter Kaltluft verursacht (z.B. Gewitterwolken im Sommer).
- Weil Luftmassen beim Transport ihre Eigenschaften ändern, d.h. über dem Meer Feuchtigkeit aufnehmen, über dem Land abregnen, durch Abkühlung feuchter werden oder durch Erwärmung austrocknen, unterscheidet man bei den fünf Hauptluftmassen außerdem marine (m) oder kontinentale (c) Prägung. Damit gibt es folgende Arten von Luftmassen in Mitteleuropa:
 - *cP*: arktische Polarluft aus Russland, extrem kalt
 - *mP*: arktische Polarluft aus dem Nordmeer (Island), sehr kalt und feucht
 - *cP_s*: subpolare Luft aus Osteuropa, kalt und trocken
 - *mP_s*: subpolare Luft aus der Gegend östlich von Grönland, kalt und feucht
 - *cX*: (hier liegt Mitteleuropa)
 - *mX*: gemäßigte Luft aus England, mild und feucht
 - *cT_s*: Südosteuropa, trocken
 - *mT_s*: Westeuropa, warm und feucht
 - *cT*: Italien, heiß und trocken
 - *mT*: Mittelmeer, schwül
- Ursache für Vertikalbewegungen: Druckunterschiede (Hochdruck- oder Tiefdruckgebiet, d.h. die Luft wird zusammengedrückt oder nach oben gesaugt), Luftmassengrenzen (z.B. Aufgleiten auf Kaltluft) oder orographische Hindernisse (z.B. Gebirge ⇒ Föhn).
- Je direkter eine Luftmasse zu uns kommt, desto unverfälschter kommt sie an. Beispielsweise führt Polarluft, die über verschneite Landflächen nach Mitteleuropa kommt, zu einem deutlichen Kälteeinbruch, während Polarluft aus Grönland über das Meer kommt und dadurch wärmer und feuchter ist.

5 Thermodynamische Diagramme

- In thermodynamischen Diagrammen trägt man die Messdaten von Radiosondenaufstiegen ein, um die Kurven dann graphisch mit den Isobaren, Isothermen, Isolinien des Sättigungsmischungsverhältnisses und den Trocken- und Feuchtadiabaten vergleichen zu können.
- Im p - α -Diagramm (Druck, spezifisches Volumen) lässt sich ein trockenes Luftpaket durch einen Punkt, ein feuchtes Luftpaket durch zwei Punkte charakterisieren (Temperatur und Feuchtegröße). Zu jedem Punkt kann man die Temperatur, die potenzielle Temperatur und das Sättigungsmischungsverhältnis ablesen, da das Diagramm die Isothermen $T = T(P, \alpha) = p\alpha/R$, die Adiabaten $\theta = \theta(p, \alpha) = (p\alpha/R)(p_0/p)^\kappa$ und die Isolinien des Sättigungsmischungsverhältnisses $r_S(T, \alpha) = \varepsilon e_S(T)/p$ enthält.
Wenn ein Luftpaket einen Kreisprozess durchläuft (d.h. wieder den Anfangszustand erreicht), ergibt sich eine geschlossene Kurve, deren Fläche proportional zur verrichteten Arbeit ist.
- Statt p und α kann man auch mit anderen Größen ein thermodynamisches Diagramm zeichnen; folgende Anforderungen sind an die Koordinatentransformation zu stellen:

- Die von einem Kreisprozess eingeschlossene Fläche soll proportional zur verrichteten Arbeit sein. Das bedeutet, dass die Integrale in verschiedenen Koordinatensystemen gleich sein müssen, d.h. es gilt:

$$-\oint p d\alpha = \oint A dB$$

$$\left(\frac{\partial A}{\partial \alpha}\right)_B = \left(\frac{\partial p}{\partial B}\right)_\alpha$$

- Die Isobaren, Isothermen und Trockenadiabaten sollen möglichst geradlinig verlaufen.
- Der Winkel zwischen Isothermen und Trockenadiabaten soll möglichst groß sein.

Folgende Transformationen sind möglich:

- *Emagramm*: $A = -R \ln p$, $B = T$

Die Trockenadiabaten sind logarithmische Kurven, die aber für die vorkommenden Zahlenwerte fast gerade verlaufen:

$$A = -c_p \ln B + \text{const}$$

- *Tephigramm*: $A = R \ln \alpha + F(T) = c_p \ln \theta$, $B = T$

Im Emagramm beträgt der Winkel zwischen Isothermen und Trockenadiabaten nur 45° , im Tephigramm dagegen schneiden sie sich im rechten Winkel. Darum kann man hier Änderungen im vertikalen Temperaturverlauf (z.B. Inversionen) besonders gut erkennen. Die Isobaren sind logarithmisch, aber für die meteorologisch vorkommenden Zahlenwerte fast gerade. Der Name kommt übrigens daher, weil für den Wert der A -Koordinate ($c_p \ln \theta$) auch der Buchstabe φ benutzt wird – es ist also ein „ T - φ -Gramm“.

- *Skew T , $\log p$ -Diagramm*: $A = T + \mu \ln p$, $B = -R \ln p$

Dieses Diagramm ähnelt einem um 45° gedrehten Tephigramm. Adiabaten und Isothermen sind rechtwinklig, die Isobaren horizontale Geraden.

- *Stüve-Diagramm*: $A = T$, $B = p^\kappa$

Dieses Diagramm ist nicht flächentreu; Isobaren, Isothermen und Trockenadiabaten sind Geraden, Letztere konvergieren im Punkt $T = p^\kappa = 0$.

- Feuchtadiabaten: Bei feuchter ungesättigter Luft ist die Temperaturänderung bei adiabatischer Hebung genauso groß wie bei trockener Luft, weil keine Kondensation stattfindet – das *Sättigungsmischungsverhältnis* r_S bleibt konstant. Allerdings sinkt mit der Höhe die Temperatur, und das sorgt dafür, dass r_S sinkt, während die relative Feuchte r konstant bleibt. Dadurch kommt es in der Höhe des *Hebungskondensationsniveaus* zu Kondensation an den in der Luft vorhandenen Kondensationskernen, wobei latente Wärme frei wird. Darum ist die feuchtadiabatische Temperaturabnahme (d.h. in gesättigter Luft) geringer

als die trockenadiabatische Temperaturabnahme.

Dabei vernachlässigt man die vom Flüssigwasser aufgenommene Wärme \Rightarrow *pseudoadiabatischer Prozess*, sondern nimmt an, dass die Wärme im Luftpaket bleibt und das Wasser als Regen sofort ausfällt – dies ist ein irreversibler Prozess. Reversibel wäre er, wenn das Wasser in der Luft verbleibt; in der Realität ist es meist eine Mischform aus beiden Fällen, d.h. ein Teil des Wassers verbleibt in der Luft.

- Die Kurven, die die Abhängigkeit der Temperatur vom Druck bei feuchtadiabatischer Hebung wiedergeben, heißen *Feuchtadiabaten*. In großer Höhe nähern sie sich asymptotisch den *Trockenadiabaten*, weil kalte Luft wenig Wasserdampf enthält und darum bei Hebung nur wenig Kondensationswärme frei wird. Die trockenadiabatische Temperaturabnahme beträgt etwa 1 K pro 100 m, während die feuchtadiabatische Temperaturabnahme bei sehr warmer Luft 0,4 K pro 100 m beträgt, in mittleren Breiten normalerweise etwa 0,6 K pro 100 m beträgt und sich bei tiefen Temperaturen dem trockenadiabatischen Wert annähert.
- Die Feuchtadiabaten werden meist mit der *pseudopotenziellen Temperatur* θ_{es} gekennzeichnet; diese Temperatur nimmt ein Luftpaket an, wenn es vom Kondensationsniveau so lange aufsteigt, bis sämtlicher Wasserdampf auskondensiert ist, und dann trockenadiabatisch auf einen Druck von 1000 hPa absinkt (vgl. Föhn). Es gibt aber auch die *feuchtpotenzielle Temperatur*; diese Temperatur hat ein gesättigtes Luftpaket, wenn es feuchtadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird.
Die pseudopotenzielle Temperatur wird oft zur Bestimmung der Luftmassen im Druckniveau 850 hPa verwendet, denn innerhalb einer Luftmasse variiert oft der Feuchtegehalt. Eine Luftmasse wird jedoch durch eine konstante Energie charakterisiert (auch wenn Feuchtigkeit und Temperatur variieren), darum zeichnet sie sich vor allem durch eine einheitliche pseudopotenzielle Temperatur aus. Luftmassengrenzen erkennt man an einem starken Gradienten der pseudopotenziellen Temperatur.
- Bestimmung der pseudopotenziellen Temperatur: Dazu trägt man die Temperatur und die Taupunkttemperatur eines ungesättigten Luftpakets in ein Tephigramm ein und verfolgt die zum Taupunkt gehörende Sättigungsmischungsverhältnisl Linie bis zum Schnittpunkt mit der zur Lufttemperatur gehörenden Trockenadiabaten. In dieser Höhe ist das Luftpaket gesättigt; die pseudopotenzielle Temperatur lässt sich dann an der Feuchtadiabaten ablesen.
- Bestimmung des *Hebungskondensationsniveaus* (HKN): Es liegt auf dem Schnittpunkt der zum Taupunkt gehörenden Sättigungsmischungsverhältnisl Linie und der zur Lufttemperatur gehörenden Trockenadiabate. Auf dieser Höhe bilden sich Wolken.
Die Höhe des HKN hängt von der betrachteten Luftschicht ab. Bodennahe Luft ist oft feucht und würde darum zu einem tiefen HKN führen; wenn aber beispielsweise ein Hebungsvorgang die stabil geschichtete Luft in Bodennähe nicht erfasst, muss man zur Berechnung der Wolkenhöhe eine entsprechend höhere Luftschicht verwenden, welche auch tatsächlich gehoben wird.
- Das *Konvektionskondensationsniveau* (KKN) betrachtet im Gegensatz zum HKN nicht erzwungene Hebung, sondern Hebung durch Konvektionsbewegungen, die zu einer vertikal einheitlichen Feuchteverteilung führen. Darum legt man die Mischungsverhältnisl Linie so, dass die von ihr und der Taupunktcurve der bodennahen Luftschicht eingeschlossenen Flächen etwa gleich groß sind. Der Schnittpunkt dieser Mischungsverhältnisl Linie mit der Temperaturkurve des Sondenaufstiegs ist die Höhe des KKN.
- Die *Auslösetemperatur* ist die Temperatur, die mindestens am Boden benötigt wird, damit Luftpakete trockenadiabatisch bis zum KKN aufsteigen können; sie hängt von der Stabilität der Luftschichtung ab. Sie ergibt sich aus dem Diagramm, indem man vom KKN die Trockenadiabate bis zum Boden verfolgt. Wenn die Auslösetemperatur erreicht ist, beginnen sich Quellwolken zu bilden.
- *Latente Labilität*: Wenn die Temperaturabnahme in der Atmosphäre zwischen dem feucht- und dem trockenadiabatischen Wert liegt, heißt das, die Luft ist gleichzeitig trockenstabil und feuchtlabil. Das bedeutet: So lange bei der Hebung keine Kondensation einsetzt, ist die Schichtung stabil; wenn allerdings die Feuchtigkeit auskondensiert, wird latente Wärme frei, durch die das Luftpaket wärmer als seine Umgebung wird und beschleunigt aufsteigt.
Diese latente oder bedingte Labilität ist fast immer gemeint, wenn von labiler Schichtung gesprochen wird, weil eine trockenlabile Schichtung in der Atmosphäre praktisch nicht vorkommt. Sie passiert, wenn

eine erzwungene Hebung bis zum Kondensationsniveau auftritt, z.B. an Hindernissen oder auch an der Vorderseite einer Kaltfront, wo sich kalte Luft unter die warme Luft schiebt.

- Die Daten aus Radiosondenmessungen werden in ein thermodynamisches Diagramm eingetragen, um Aussagen über die Stabilität bzw. Labilität einer atmosphärischen Schichtung machen zu können – d.h. ob ein Luftpaket nach der Hebung wärmer oder kälter als die umgebende Luft sein wird. Eigentlich müsste zur Berechnung die virtuelle Temperatur statt der gemessenen Temperatur verwendet werden; der dabei entstehende Fehler ist aber kleiner als die Messgenauigkeit der Sonden.
- Folgende Effekte wirken sich zusätzlich auf den Aufstieg eines Luftpakets aus:
 - Reibung
 - Wenn Luftpakete gehoben werden, müssen in der Umgebung andere Luftpakete absinken, beide Strömungen beeinflussen sich gegenseitig.
 - Es tritt Mischung mit der Umgebungsluft auf, wodurch sich Temperatur und Wassergehalt ändern.
 - Das Gewicht des kondensierten Wassers verringert die Auftriebskraft.

6 Synoptische Analyse außertropischer Wettersysteme

- Synopsis („Zusammenschau“): regelmäßige Beobachtungen zu international vereinbarten Zeitpunkten \Rightarrow man erhält mehrmals täglich eine 3D-Momentaufnahme des Atmosphärenzustands.
- Radiosondenaufstieg: Meist um 00 Uhr und 12 Uhr UTC werden an mehreren hundert Stationen Radiosondenaufstiege durchgeführt. Gemessen wird dabei u.a. die Höhe, in der ein Druck von 500 hPa herrscht, denn die Strömungsmuster im 500-hPa-Niveau sind relativ stabil (über Tage bis Wochen) und bestimmen die Großwetterlage. Die Tiefdruckgebiete am Boden werden durch Geschwindigkeit und Richtung des Höhenwinds gesteuert.
- Wetterkarten (sog. „Stationsmodell“): Mit folgenden Symbolen wird in Wetterkarten gearbeitet:
 - Kreis: Bedeckungsgrad; leer = wolkenlos, Mittelstrich = einzelne Wolken, halb gefüllt = wolkig, komplett gefüllt = bedeckt, Kreuz = keine Information
 - Windfahne: zeigt in Richtung des Winds (d.h. in Richtung tieferen Luftdrucks; oben = Norden); die Striche geben die Windstärke an (kurzer Strich = 5 Knoten, langer Strich = 10 Knoten, dreieckiges Fähnchen = 50 Knoten); Windstille = Doppelkreis statt Kreis mit Windfahne
 - Beschriftung: links oben = Temperatur (in $^{\circ}\text{C}$), links Mitte = momentanes Wetter (Symbol), links unten = Taupunkt, Mitte unten = Wolkenuntergrenze (in 1/100 Fuß) sowie Wolkentyp (Symbol), rechts unten = Niederschlagsmenge in den letzten 6 Stunden, rechts Mitte = Luftdruckänderung in den letzten 3 Stunden (in 1/10 hPa) sowie Tendenz (Strich nach oben oder unten) und Wetter in den letzten 6 Stunden (Symbol), rechts oben = Luftdruck (in 1/10 hPa, nur die letzten 3 Stellen), Mitte oben = Wolkentyp mittelhohe Wolken (Symbol)
- Bei einer Bodenwetterkarte müssen folgende Faktoren berücksichtigt werden: Tagesgang der Sonneneinstrahlung, Bedeckungsgrad, Höhenlage der Station, Nähe zum Meer.
- Front = Grenzfläche zwischen einer Luftmasse und der Frontalzone; Warmfront = wandert von der warmen zur kalten Luft; Kaltfront = wandert von der Kaltluft in Richtung Warmluft;
- Wegen der Erdrotation ist die Grenzfläche zwischen kalter und warmer Luft nicht horizontal, sondern um ca. 1 % geneigt.
- Fronten verhalten sich in erster Näherung wie materielle Grenzflächen, d.h. es strömt nur wenig Luft durch sie hindurch. Deshalb wird die Verlagerungsgeschwindigkeit von der Komponente des Bodenwinds, die senkrecht zur Front steht, bestimmt. Eine Luftbewegung, die die Front kreuzen würde, wird zu einer Gleitbewegung; meist gleitet leichtere Warmluft auf schwerere Kaltluft auf.

- Durch die Windzunahme nach oben in der bodennahen Grenzschicht (bis ca. 1000 m) wird Kaltluft bei ihrer Verlagerung immer mehr aufgesteilt (weil die Kaltluft keilförmig unter der Warmluft liegt, die Spitze des Keils liegt in Windrichtung = Bewegungsrichtung der Front), während Warmluft (d.h. die Warmfront) immer flacher wird (da die Warmluft auf die Kaltluft aufgleitet). Das Voreilen der Kaltluft führt zu einer Labilisierung der Schichtung, wodurch letztendlich die Bodenfront beschleunigt wird (die Frontfläche wird steiler und rutscht schließlich ab); bei einer Warmfront passiert das nicht, darum sind Kaltfronten schneller als Warmfronten.
- Über Ozeanen (wo die Lufttemperatur sehr ähnlich zur Wassertemperatur ist) und in Gebieten mit großen Höhenunterschieden ist das Lokalisieren der Frontalzone oft schwierig. Dann verwendet man andere Methoden wie Taupunkt, Niederschlag (z.B. Kaltfront: wegen der starken Hebung regnet es dort oft sehr stark) oder Druckänderung (nach Durchzug der Warmfront bleibt der Luftdruck häufig gleich oder fällt nur leicht; nach dem Durchzug einer Kaltfront steigt er jedoch stark an wegen der größeren Frontneigung). Beispiel: trockenwarme Kontinentalluft verdrängt feuchtwarme Meeresluft, dabei ändert sich die Lufttemperatur kaum, aber der Taupunkt sinkt um bis zu 10 K.
- vor einer Warmfront: Temperaturanstieg, östlicher Wind, Druckabfall; nach einer Kaltfront: Temperaturrückgang, abnehmender Niederschlag, böiger westlicher Wind, starker Druckanstieg
- Okklusion: wenn sich Warm- und Kaltfront zusammengeschlossen haben
- Wegen der labilen Schichtung von Kaltluft (größerer vertikaler Temperaturgradient) sind ab einer bestimmten Höhe (ca. 1000 m, entspricht 850 hPa) Taupunkt- und Lufttemperatur in der Kaltluft geringer als in der Warmluft.
- Linien gleicher Druckänderung: *Isallobaren*; an ihnen kann man die Tendenz der Luftdruckentwicklung ablesen.
- Entwicklung einer Polarfrontzyklone:
 - An der stationären Polarfront setzt Wellenbildung ein (*Rossby-Wellen*).
 - Am Wellenscheitel setzt Druckabfall ein, es entsteht eine zyklonale Verwirbelung um den Wellenscheitel (Warmsektorzyklone)
 - Warmsektorzyklone: Warmluft strömt auf der Vorderseite nach Norden, Kaltluft auf der Rückseite nach Süden; Warm- und Kaltfront bilden sich; die Kaltfront holt die Warmfront langsam ein;
 - Okklusionsstadium: Die Zyklone erreicht ihren tiefsten Kerndruck und die höchsten Windgeschwindigkeiten, später gleichen sich die Temperaturgegensätze in Kernnähe immer mehr an, das Tiefdruckgebiet wandelt sich zu einem kalten Wirbel um
 - Wegen der Bodenreibung strömt Luft in das Zentrum, die Luftdruckunterschiede heben sich auf.
 - Am Okklusionspunkt oder an der Kaltfront, wo noch ein Temperaturkontrast und damit potenzielle Energie vorhanden ist, kann sich ein neues Tief entwickeln
- Okklusion: Auf der Vorderseite wie bei einer Warmfront und auf der Rückseite wie bei einer Kaltfront. Meist haben beide Kaltluftmassen unterschiedliche Temperaturen, so dass Kaltfront- oder Warmfrontcharakter überwiegt. Kaltfront-Okklusionen (d.h. Luft auf der Rückseite ist kälter als auf der Vorderseite) treten in Mitteleuropa oft im Sommer auf, die Frontfläche ist Rückwärts geneigt. Warmfront-Okklusionen treten v.a. im Winter auf, die Frontfläche ist nach vorne geneigt.
- Okklusionen können auch entstehen, wenn sich z.B. zwei Kaltfronten vereinigen, d.h. sieht aus wie eine Okklusion, aber es hat kein echter Okklusionsprozess stattgefunden.
- Höhenwetterkarten: In Höhenwetterkarten stehen keine Isobaren, sondern *Isohypsen* (Linien gleicher geopotenzieller Höhe). Radiosonden messen Temperatur und Wind in Abhängigkeit vom Luftdruck, man errechnet dazu die Höhen der Druckflächen.

- In Höhenwetterkarten (z.B. 850 hPa-Karte) gibt es keine abgeschlossenen Tiefdruckgebiete, sondern Tröge (je größer die Höhe, desto geringer ihre Krümmung). Die Windgeschwindigkeiten sind größer als am Boden, und der Wind bläst, mangels Bodenreibung, annähernd parallel zu den Isohypsen.
- Tropopausenbruch: zwischen der hohen subtropischen kalten Tropopause und der warmen niedrigen polaren Tropopause; dort treten die Jetstreams auf (bis zu 600 km/h). Bei der Zyklogense nähert sich der Bodenkern des Tiefs dem Jetstream von der warmen Seite her (d.h. hinter der Warmfront, vor der Kaltfront), der Jetstream befindet sich also anfangs im Kaltsektor der Zyklone. Die Zyklogense erreicht ihren Höhepunkt, wenn das Bodentief genau unter dem Jetstream liegt.
- Stratosphäre: Temperaturverteilung umgekehrt (am Äquator kälter als an Polen), Windgeschwindigkeiten nehmen ab, die Höhenströmung hat keine Tröge/Frontalzonen mehr, sondern nur noch große Wellen (Wellenlänge: mehr als 10000 km), sog. „planetarische Wellen“ (1 bis 3 pro Hemisphäre), die sich nur sehr langsam verlagern. Im Bereich der Tropopause sind Windgeschwindigkeit und Druckgradient maximal und nehmen mit der Höhe schnell ab.
- Innerhalb der Frontalzone nimmt der Wind mit der Höhe stark zu, d.h. die *Isotachen* (= Linien gleicher Windgeschwindigkeit) sind sehr dicht aneinander. Der vertikale Gradient des Horizontalwindes ist groß, man spricht von einer starken vertikalen Windscherung.
- Manchmal werden *Isentropen* (= Linien gleicher potenzieller Temperatur) statt Isothermen eingezeichnet, weil man bei adiabatischen Bedingungen aus der Lage der Isentropen Rückschlüsse auf die Luftbewegungen ziehen kann.
- Statt der absoluten Höhe einer Druckfläche kann man auch die Schichtdicken einzeichnen. Man spricht dann von der Höhenwetterkarte als eine relative Topographie statt einer absoluten Topographie. Konstruktion aus einer absoluten Topographie: Differenzen bilden an den Schnittpunkten der absoluten Isohypsen beider Karten, Punkte gleicher Differenzen verbinden. Eine Schichtdickenkarte zeigt Maxima dort, wo Luft warm ist, und Minima, wo sie kalt ist. Der Abstand zweier Druckflächen hängt nur von der mittleren virtuellen Temperatur der Luft dazwischen ab. Weil die 1000 hPa-Karte relativ eben ist, ist die Schichtdickenkarte zwischen 1000 hPa und einer darunter liegenden Schicht relativ ähnlich zur absoluten Topographie der unteren Schicht.

7 Dynamik der Atmosphäre

- Für Luftströmungen gelten die Gesetze der Hydrodynamik. Grundlegend sind die Newtonschen Gesetze und, im Unterschied zu Festkörpern, die Kontinuitätsgleichung, d.h. die Masse muss erhalten bleiben (was bei einem verformbaren Medium, im Gegensatz zu einem Festkörper, nicht vorausgesetzt werden kann).
- Die Eigenschaften einer Strömung hängt von den Randbedingungen ab. In der Meteorologie sind das z.B., dass keine Luft durch die Erdoberfläche und praktisch keine Luft durch die Tropopause strömt.
- Meteorologisches Koordinatensystem: x-Achse weist nach Osten, y-Achse nach Norden, z-Achse nach oben
- Arten von Kräften:

- Körperkräfte sind Kräfte, die proportional zur Masse sind, z.B. die Gravitation.
- Druckkräfte sind Kräfte, die senkrecht auf die Seitenflächen eines Luftpakets wirken. Für die Netto-Druckkraft gilt:

$$\Delta F_p = [p(x, y, z) - p(x, y, z + \delta z)] \Delta x \Delta y$$

Für kleine Höhen z kann man schreiben $-\partial p / \partial z \Delta x \Delta y \Delta z$.

- Reibungskräfte haben sowohl parallele als auch senkrechte Komponenten zu den Seitenflächen eines Luftpakets. Man kann sie oft in erster Näherung vernachlässigen.

- Luftpakete in Ruhe sind im Gleichgewicht mit der Gravitationskraft; daraus ergibt sich die *hydrostatische Gleichung*:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

Diese Gleichung ist meist in sehr guter Näherung erfüllt, weil im großen Maßstab die vertikalen Beschleunigungen sehr viel kleiner als die Gravitationsbeschleunigung sind. Kleinräumig muss das aber keineswegs stimmen, beispielsweise können in Aufwind- und Abwindgebieten (updraughts, downdraughts) von Quellwolken oder Gewittern große vertikale Beschleunigungen auftreten.

- Großräumige Luftströmungen werden von der horizontalen Komponente der Druckgradientkraft bewirkt. Horizontale Druckgradienten entstehen z.B. durch horizontale Temperaturunterschiede (d.h. Dichteunterschiede) oder unterschiedlich hohe Gassäulen (d.h. Gewichtsunterschiede). Zur Messung horizontaler Druckgradienten verwendet man Barometer, deren Messwerte allerdings auf ein gemeinsames Bezugsniveau umgerechnet werden müssen.
- Der Druckunterschied zwischen einem außertropischen Tiefdruckgebiet und der Umgebung beträgt ca. 10 hPa pro 1000 km. Dividiert man diesen Druckunterschied durch die Dichte der Luft in Bodennähe und durch die Entfernung, ergibt sich eine Beschleunigung, die durch den Druckunterschied auf die Luft einwirkt. Damit müsste die Luft, würde sie auf direktem Weg vom hohen zum tiefen Druck strömen, im Laufe eines Tages eine Geschwindigkeit von über 300 km/h erreichen – gemessen wird aber nur etwa ein Zehntel davon. Der Grund ist die *Corioliskraft*, die dafür sorgt, dass die Luft nicht dem direkten Weg des Druckgradienten folgen kann und deshalb eine deutlich geringere Beschleunigung erfährt.
- Die Erde ist kein Inertialsystem, sondern ein rotierendes Bezugssystem. Daher unterliegt bewegte Luft der Corioliskraft, einer Scheinkraft. Sie entspricht der zusätzlichen Beschleunigung, die durch die Erdrotation verursacht wird, d.h. die Erde dreht sich unter der Luft weg. Auf Luft, die in Ruhe (relativ zur Erdoberfläche) ist, wirkt keine weitere Kraft (außer der Erdrotation), d.h. man beobachtet keine ungewöhnliche Beschleunigung. Bewegt sich dagegen die Luft, hat man einerseits die Erdrotation, andererseits bewegt sie sich gleichförmig geradlinig nach dem 1. Newtonschen Gesetz (welches sich nicht um die Erdrotation kümmert) – was dann von der sich drehenden Erde aus wie eine gekrümmte Bewegung aussieht. Die Corioliskraft, die für diese Krümmung verantwortlich ist, steht als Zentripetalkraft senkrecht zur Bewegungsrichtung der Luft.

Es ergibt sich für die Geschwindigkeit \vec{u} eines Luftpakets am Ort \vec{r} (Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation $\vec{\Omega}$):

$$\vec{u}_a = \vec{u} + \vec{\Omega} \times \vec{r}$$

Durch Ableitung nach der Zeit erhält man die Beschleunigungen:

$$\frac{d\vec{u}_a}{dt} = \frac{d\vec{u}}{dt} + \underbrace{2\vec{\Omega} \times \vec{u}}_{\text{Coriolisbeschleunigung}} + \underbrace{\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r})}_{\text{Zentripetalbeschleunigung}}$$

Die Coriolisbeschleunigung steht senkrecht auf Rotationsvektor und Bewegungsrichtung; sie ist proportional zur Winkelgeschwindigkeit der Rotation und maximal, wenn Rotationsachse und Bewegungsrichtung senkrecht aufeinander stehen. Zur Zentripetalbeschleunigung trägt nur der zur Rotationsachse senkrechte Anteil des Ortsvektors bei, d.h. die Zentripetalbeschleunigung vereinfacht sich zu $-\Omega^2|r|$.

- Die effektive Schwerkraft ist die vektorielle Summe aus der Gravitationskraft und der Zentrifugalkraft:

$$\vec{g} = \vec{g}^* + \Omega^2 \vec{r}$$

Wegen der Abplattung der Erde an den Polen ist die effektive Schwerkraft stets senkrecht zur Erdoberfläche bzw. die Erdoberfläche hat sich an die effektive Schwerkraft angepasst.

Es ergibt sich:

$$2\vec{\Omega} \times \vec{u} = \underbrace{2\Omega \sin(\varphi) \vec{e}_z}_{\text{Coriolisparameter}} \times \vec{u} + 2\Omega \cos(\varphi) \vec{e}_y \times \vec{u}$$

Der zweite Summand auf der rechten Seite kann vernachlässigt werden.

- Während in kleinem Maßstab die Corioliskraft keine Rolle spielt und die Luft sich in Richtung des Druckgradienten vom hohen zum niedrigen Luftdruck bewegt, ist das in großem Maßstab anders. Die lineare Beschleunigung des Luftpakets kann gegenüber der Coriolisbeschleunigung vernachlässigt werden, es besteht ein Gleichgewicht zwischen der Corioliskraft und der horizontalen Druckgradientkraft – man sagt, die Luftströmung befindet sich im *geostrophischen Gleichgewicht*. Ist der Wind dagegen *subgeostrophisch*, d.h. zu langsam, so dass die Corioliskraft die Druckgradientkraft nicht ausgleichen kann, gibt es eine Windkomponente quer zu den Isobaren in Richtung des tieferen Luftdrucks; diese Geschwindigkeitskomponente bewirkt jedoch eine Corioliskraft, die dem entgegen wirkt und dafür sorgt, dass die Strömung dem geostrophischen Gleichgewicht näher gebracht wird. Analog läuft es im *supergeostrophischen Fall* ab, bei dem die Windgeschwindigkeit den geostrophischen Wert überschreitet.
- Der geostrophische Wind weht genau parallel zu den Isobaren, und zwar so, dass auf der Nordhalbkugel der niedrigere Luftdruck auf der linken Seite ist, und die Windgeschwindigkeit ist konstant, d.h. es gibt keine Beschleunigung parallel zur Strömungsrichtung. Die Geschwindigkeit des geostrophischen Winds ist proportional zum Druckgradienten (Faktor: $1/(\text{Dichte mal Coriolisparameter})$) und hängt wegen des Coriolisparameters auch von der geographischen Breite ab – je niedriger die Breite, desto höher die Windgeschwindigkeit.
- Gültigkeit der geostrophischen Näherung:
 - Außerhalb der Tropen: Am Äquator müsste die Windgeschwindigkeit unendlich hoch sein (weil der Sinus, der im Nenner steht, 0 ist), d.h. dort darf man die geostrophische Näherung nicht anwenden, denn dort strömt die Luft nicht mehr parallel zu den Isobaren, sondern quer. Für mittlere Breiten liefert die Formel jedoch sinnvolle Werte.
 - In der freien Atmosphäre über 1 km Höhe: In tieferen Luftschichten macht sich die Reibung am Boden bemerkbar.
 - In Gebieten mit nur schwach gekrümmten Isobaren bzw. Isohypsen: Sind die Isobaren dagegen stark gekrümmt, kann man die Zentrifugalkraft nicht vernachlässigen; das betrifft Tiefdruckgebiete und vor allem Tornados, Windhosen usw.

Der geostrophische Wind erklärt ungefähr 85 % des beobachteten Windes. Der Rest muss mit anderen Methoden beschrieben werden.

- Auf Höhenwetterkarten wird nicht der Druck auf einer bestimmten Niveaufläche, sondern die Höhenverteilung einer bestimmten Druckfläche angegeben. Bei der Transformation geht der horizontale Druckgradient (pro Masseneinheit, d.h. geteilt durch ρ) in einen horizontalen Gradienten der geopotenziellen Höhe (d.h. Neigung der Druckfläche, multipliziert mit g) über. Dadurch verschwindet die höhenabhängige Dichte aus den Gleichungen, und man kann die Geschwindigkeit des geostrophischen Windes aus dem Abstand der Isohypsen graphisch für alle Druckflächen gleich bestimmen. Die Neigung der Druckfläche ist grundsätzlich sehr gering; für eine Windgeschwindigkeit von 100 m/s wird nur eine Neigung von einem Promille benötigt.
- Gradientwind: Das geostrophische Gleichgewicht gilt nur für schwach gekrümmte Isobaren. Spielt die Krümmung dagegen eine Rolle, muss man die Zentrifugalkraft berücksichtigen. Es ergibt sich folgende Gleichung:

$$fV + \frac{V^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = g \frac{\partial z}{\partial r}$$

Den Wind bezeichnet man als *Gradientwind*. Seine Geschwindigkeit V ist per Konvention in antizyklonalen Strömungen negativ. Obige Gleichung kann man nach V auflösen:

$$V = -\frac{1}{2}rf + \frac{1}{2}\sqrt{r^2f^2 + \frac{4r}{\rho} \frac{dp}{dr}}$$

Für ein Hochdruckgebiet (d.h. negativer Druckgradient von innen nach außen) ergibt sich, damit die Wurzel nicht negativ wird, dass der Gradientwind die Bedingung $|V| < (1/2)rf$ erfüllen muss. In der

Nähe des Hochdruckzentrums muss der Gradientwind also schwach sein. Bei Tiefdruckgebieten gilt das nicht, d.h. dort kann die Windgeschwindigkeit beliebig wachsen – soweit genug Energie vorhanden und die Reibung am Boden nicht zu groß ist.

- Zwischen dem geostrophischen Wind und dem Gradientwind gilt folgende Beziehung:

$$f(V - V_G) = -\frac{V^2}{r}$$

Beim zyklonalen Gradientwind ist die Corioliskraft kleiner als im geostrophischen Fall, beim antizyklonalen Gradientwind dagegen größer, entsprechend ist der zyklonale Gradientwind subgeostrophisch (kleiner als der geostrophische Wind bei gleichem Druckgradienten) und der antizyklonale Gradientwind supergeostrophisch – siehe Vorzeichenkonvention beim Gradientwind.

In einem Hurrican ist die Corioliskraft vernachlässigbar gegenüber der Zentrifugalkraft (Unterschied: mehr als eine Größenordnung). Es herrscht also praktisch ein Gleichgewicht nur zwischen Zentrifugalkraft und Druckgradientkraft, das *zyklostrophische Gleichgewicht*:

$$\frac{V^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$$

- Zu beachten ist, dass die Luftströmungen nicht stationär sind, d.h. die Isobaren verlagern sich mit der Zeit. Das bedeutet, dass die *Trajektorien* (zeitliche Wege der einzelnen Luftteilchen) nicht gleich den *Stromlinien* (Richtungen der Strömungen zu einem bestimmten Zeitpunkt) sind.
- Reibungskraft: Luftströmungen werden am Erdboden durch Reibung abgebremst. Die Schicht, in der die Reibung eine Rolle spielt, heißt planetarische Grenzschicht und reicht bis in eine Höhe von 1000 m bis 1500 m. Die Abbremsung bedeutet, dass der Wind subgeostrophisch ist. Bei geringerer Windgeschwindigkeit ist auch die Corioliskraft geringer, der Druckgradient hat sich gegenüber höheren Schichten jedoch nicht verändert, so dass eine Kraftkomponente in Richtung des tieferen Luftdrucks wirkt und die Luft in diese Richtung ablenkt. Weil die Corioliskraft stets senkrecht zur Bewegungsrichtung wirkt, wird die Reibung ausschließlich durch diese Druckgradientkraft kompensiert. Der Zusammenhang zwischen Reibungskraft \vec{F} und Ablenkwinkel ψ (gegenüber der Isobarenrichtung) lautet:

$$F = fV \tan \psi$$

Der Ablenkwinkel beträgt über Land ungefähr 30° , wobei er mit abnehmender geographischer Breite und zunehmender Stabilität der Luftschichtung zunimmt. Das Verhältnis der tatsächlichen zur geostrophischen Windgeschwindigkeit beträgt entsprechend etwa 1:2 ($\sin 30^\circ = 0,5$). Auf See ist der Ablenkwinkel dagegen nur 10° bis 20° , und die Windgeschwindigkeit erreicht 70 % bis 80 % des geostrophischen Werts.

- Thermischer Wind: Ein horizontaler Temperaturgradient bedeutet, wegen der unterschiedlichen Dichte von warmer und kalter Luft, dass der horizontale Druckgradient und damit auch der geostrophische Wind höhenabhängig ist – bei dichterem kalter Luft nimmt der Druck mit der Höhe schneller ab als bei warmer Luft, d.h. der horizontale Druckgradient ist nicht mehr mit der Höhe konstant. Die Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe (nicht verursacht durch Reibungseffekte) bezeichnet man als thermischen Wind.
- Durch unterschiedliche Temperatur und damit Luftdichte sind die Druckflächen geneigt. Der Abstand zweier Druckflächen ist proportional zur Mitteltemperatur der Luftschicht dazwischen – je wärmer die mittlere Schicht, desto dicker ist sie. Gibt es keine horizontalen Temperaturgradienten, ist der vertikale Abstand zwischen zwei Druckflächen konstant, d.h. die Neigung der Druckflächen ändert sich nicht mit der Höhe, der geostrophische Wind hat in allen Höhen die gleiche Geschwindigkeit. Eine derartige Atmosphäre von parallel verlaufenden Luftdruck- und Temperaturflächen bezeichnet man als *barotrop*. Wenn das nicht erfüllt ist, sind die isothermen Flächen gegenüber den Druckflächen (isobare Flächen) beliebig geneigt, Isohypsen und Isothermen schneiden sich – man bezeichnet die Atmosphäre dann als *baroklin*.

Ein Sonderfall der baroklinen Atmosphäre ist, wenn die Isothermen parallel zu den Isohypsen, also senkrecht zur Strömungsrichtung verlaufen. Dann hängt die Geschwindigkeit des geostrophischen Winds von der Höhe ab, aber nicht seine Richtung. Diesen Fall bezeichnet man als *äquivalent-barotrop*.

Der thermische Wind bläst parallel zu den Isothermen, analog zum geostrophischen Wind.

- Äquivalent-barotrope Schichtung ist in erster Näherung sehr oft erfüllt; beispielsweise verlaufen in Frontalzone die Isothermen parallel zu den Isohypsen. Die *Isotachen* geben dann die geostrophische Windgeschwindigkeit an, und die Isohypsen sind gleichzeitig auch Schichtdickenlinien. Deshalb ergeben Isohypsen in allen Höhen das gleiche Strömungsmuster. Hochdruck- und Tiefdruckzentren fallen bei äquivalent-barotroper Schichtung mit den Zentren positiver oder negativer Temperaturanomalien zusammen – warme Hochdruck- und kalte Tiefdruckgebiete sind dann vertikal weit nach oben reichende Gebilde, weil sich die Auswirkungen von Druck und Temperatur ergänzen. Dagegen sind kalte Hochs und warme Tiefs flache Gebilde – wenn die Temperaturanomalie ausreichend weit nach oben reicht, kann es zu einem Vorzeichenwechsel des Isohypsengradienten kommen, d.h. über einem warmen Bodentief kann in der Höhe ein Hoch, über einem kalten Bodentief ein Hoch sein.
- Barokline Schichtung: Bei barokliner Schichtung kreuzen sich Isothermen und Isohypsen, so dass der geostrophische Wind eine Komponente senkrecht zu den Isothermen (= Schichtdickenlinien) besitzt. Diese Windkomponente verfrachtet das Temperaturfeld in Strömungsrichtung. Die horizontale Zufuhr von Luft unterschiedlicher Temperatur durch den geostrophischen Wind wird als *geostrophische Temperaturadvektion* bezeichnet – bei Warmluftadvektion wird vom Wind wärmere Luft herantransportiert, während bei Kaltluftadvektion entsprechend kältere Luft advehiert wird. Die Temperaturadvektion ist jedoch nicht der einzige Prozess, der unterschiedlich temperierte Luft herantransportiert. Dies kann auch geschehen bei Vertikalbewegung (Abkühlung der aufsteigenden Luft, Erwärmung der absinkenden Luft) oder durch diabatische Prozesse (d.h. Wärmezufuhr oder Wärmeentzug) wie z.B. Sonnenstrahlung oder nächtliche Wärmeabstrahlung. Auf der Nordhalbkugel dreht der Wind bei Kaltluftadvektion mit der Höhe zyklonal, bei Warmluftadvektion dagegen antizyklonal.
- Die Gleichungen für den geostrophischen Wind und Gradientwind enthalten keine Ableitung nach der Zeit, d.h. sie beschreiben den momentanen Zustand einer Luftströmung, aber nicht dessen Veränderung. Darum nennt man diese Gleichungen *diagnostische Gleichungen*. Das 2. Newtonsche Gesetz, geschrieben unter Verwendung der effektiven Schwerkraft, lautet:

$$\rho \frac{d\vec{u}}{dt} = \vec{F}' + \rho g - 2\rho\Omega \times \vec{u}$$

Dies ist eine *prognostische Gleichung*, mit der die zeitliche Entwicklung berechnet werden kann.

- Weil man nicht an einzelnen Luftpaketen interessiert ist, sondern lediglich an der zeitlichen Entwicklung des gesamten Strömungszustands, betrachtet man die Parameter der Atmosphäre als Felder (Druck, Temperatur usw. als Potenzialfelder, Windgeschwindigkeit als Vektorfelder). Die rein zeitliche Veränderung eines Parameters wird dann durch die partielle Ableitung nach der Zeit berechnet; wenn sich außerdem noch der Ort des Beobachters ändert, wird die Änderung durch die totale Ableitung nach der Zeit gegeben:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{dz}{dt}$$

Der erste Summand gibt dabei die lokale zeitliche Änderung an (d.h. an einem festen Ort), während die anderen Summanden einen räumlichen Gradienten ausdrücken – genannt *Advektion*. Man kann die Gleichung auch folgendermaßen schreiben (Beispiel: Temperaturänderung):

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{c} \cdot \vec{\nabla} T$$

Die Verwendung des Begriffs „Advektion“ kommt daher, dass bei einem räumlichen Temperaturgradienten wärmere oder kältere Luft herantransportiert wird. Insgesamt sagt diese Gleichung aus, dass sich die

Temperatur an einem Ort verändert, weil einerseits eine lokale Temperaturänderung geschieht, und andererseits Luft von einem anderen Ort her advehiert wird.

Wenn sich der Beobachter nicht an einem festen Ort befindet, sondern seinen Standort zusammen mit den Luftpaketen verändert, schreibt man hierfür die substanzielle Ableitung:

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} T$$

- Mit *Temperaturadvektion* ist gemeint, dass eine Temperaturänderung durch Advektion hervorgerufen wird. *Schichtdickenadvektion* meint entsprechend die Änderung der Schichtdicke D durch Advektion:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\vec{u}_0 \cdot \vec{\nabla} D$$

Wenn keine Wärmequellen oder -senken vorhanden sind und wenn der Temperaturgradient nicht von der Höhe abhängt, kann man die Schichtdickenänderung mit dem bodennahen geostrophischen Wind beschreiben. Zur Ermittlung der Gebiete mit Warmluft- oder Kaltluftadvektion muss man also nicht die mittlere Windgeschwindigkeit der Schicht berechnen, sondern es genügt die Bodenwindgeschwindigkeit.

- Sind Wärmequellen und -senken vorhanden, gilt mit $dq = c_p dT - V dp$ und dem idealen Gasgesetz $pV = RT$:

$$\frac{dq}{T} = c_p \left(\frac{dT}{T} - \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} \right) = c_p d \ln \theta$$

Mit der Wärmezufuhr $\dot{H} = (Dq)/(Dt)$ und der Druckänderung $w = (Dp)/(Dt)$:

$$\frac{1}{T} \frac{DT}{Dt} - \frac{\kappa}{p} \frac{Dp}{Dt} = \frac{\dot{H}}{c_p T}$$

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\kappa T}{p} w + \frac{\dot{H}}{c_p}$$

Der erste Summand gibt die adiabatische Temperaturänderung aufgrund der Druckänderung an (Kompression \rightarrow Erwärmung), während der zweite Summand diabatische Temperaturänderungen ausdrückt (z.B. Absorption und Emission von Strahlung, Kondensationswärme, chemische Reaktionen). Außer in Gebieten mit Niederschlag kann man die diabatische Komponente meist vernachlässigen.

- Insgesamt können also drei Mechanismen zu einer Temperaturerhöhung führen: Warmluftadvektion, adiabatische Kompression (bei Absinkbewegung) und diabatische Wärmezufuhr.

8 Fronten

- Eine Front ist die geneigte Grenzfläche, die zwei Luftmassen trennt. Oft treten dort sehr starke Temperaturgradienten auf (mehrere Grad auf wenigen Kilometern).
Beispiel: Polarfront, die in den mittleren Breiten verläuft und die polare und die äquatoriale Luftmasse trennt.
- Ein Modell, um eine Front zu beschreiben, ist das *Margules-Modell*. Eine Front ist dort eine klare, ebene Temperaturunstetigkeit, die zwei nicht-viskose homogene geostrophische Strömungen trennt. Der Temperaturunterschied zwischen den Luftmassen wird als klein angenommen (d.h. $|T_1 - T_2|/(2(T_1 + T_2)) \ll 1$), die Strömung verläuft nur parallel zur Front (x -Richtung), senkrecht zur Front (y -Richtung) strömt keine Luft, und auch Diffusion zwischen den Luftmassen wird als nicht vorhanden angenommen.
- Margules-Formel:
Geostrophische Gleichung (f : Coriolisparameter):

$$-fv = \frac{1}{p^*} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Hydrostatische Gleichung:

$$0 = -\frac{1}{p^*} \frac{\partial p}{\partial z} + g \frac{|T_1 - T_2|}{2(T_1 + T_2)}$$

Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Für eine Isotherme gilt:

$$\delta T = \frac{\partial T}{\partial x} \delta x + \frac{\partial T}{\partial z} \delta z = 0$$

Für ihren Neigungswinkel ε :

$$\tan \varepsilon = \frac{\delta z}{\delta x} = \frac{\partial T / \partial x}{\partial T / \partial z}$$

Aus der geostrophischen und der hydrostatischen Gleichung ergibt sich:

$$f \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{p^*} \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial z} = \frac{2g}{T_1 + T_2} \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{2g}{T_1 + T_2} \tan \varepsilon \frac{\partial T}{\partial z}$$

Division durch f , Integration von über z ($\varepsilon^* < 90^\circ$: Neigungswinkel einer mittleren Isotherme = Neigungswinkel der Front):

$$v_1 = v_2 + \frac{2g}{f(T_1 + T_2)} (T_1 - T_2) \tan \varepsilon^*$$

Margules-Formel:

$$\delta v = \frac{2g \delta T}{f(T_1 + T_2)} \tan \varepsilon$$

Sie setzt den Wechsel der geostrophischen Windgeschwindigkeiten, den Temperaturunterschied quer durch die Front und deren Neigung miteinander in Beziehung. δv und f haben immer das gleiche Vorzeichen, d.h. es gibt einen zyklonalen Wechsel durch die Frontfläche, d.h. die Strömungsrichtungen auf beiden Seiten der Frontfläche sind entweder entgegengesetzt, oder sie weisen in die gleiche Richtung und haben unterschiedliche Geschwindigkeiten, so dass nach dem Durchqueren der Frontfläche von der langsameren zur schnelleren Strömung die Strömung nach links weist.

Die Margules-Formel ist eine exakte Lösung der Euler-Gleichung in einem rotierenden System; die nicht-linearen und zeitabhängigen Terme heben sich gegeneinander auf.

9 Aerosol und Wolkenphysik

- Vereinfacht wird immer gesagt, dass Kondensation beginnt und damit Niederschlag entsteht, wenn die Luft mit Wasser gesättigt ist. Das gilt jedoch nur über einer ebenen Wasseroberfläche. In klarer Luft muss es erst zu einer relativen Feuchte von rund 800% kommen, bis Kondensation eintritt. Dies wird jedoch nicht beobachtet; die maximalen Feuchtwerte liegen nur wenig über 100%. Der Grund dafür sind die Aerosole, welche auch die Sichtweite beeinträchtigen – in absolut sauberer Luft würde die Sichtweite etwa 300 km betragen.
- Größenmaßstab:
 Kondensationskeim: $r = 0,1 \mu\text{m}, v = 10^{-6} \text{ m/s}, n = 10^6 \text{ l}^{-1}$
 typischer Wolkentropfen: $r = 10 \mu\text{m}, v = 10^{-2} \text{ m/s}, n = 10^6 \text{ l}^{-1}$
 großer Wolkentropfen: $r = 50 \mu\text{m}, v = 0,27 \text{ m/s}, n = 10^3 \text{ l}^{-1}$
 Grenze Wolkentropfen/Regentropfen: $r = 100 \mu\text{m}, v = 0,7 \text{ m/s}$
 Regentropfen: $r = 1 \text{ mm}, v = 6,5 \text{ m/s}, n = 1 \text{ l}^{-1}$
- Messung der Aerosolkonzentration: Im Kondensationskernzähler nach John Aitken wird gesättigte Luft schnell expandiert, wodurch sie um einige hundert Prozent übersättigt wird. Dadurch kondensiert der Wasserdampf auf nahezu allen Aerosolpartikeln, d.h. jedes Wassertröpfchen entspricht einem Aerosolteilchen, an dem die Kondensation begonnen hat. Auf einer Glasplatte mit eingraviertem Zählgitter werden die Tröpfchen gesammelt und unter dem Mikroskop ausgezählt.

- Die Aerosolkonzentration schwankt an einem festen Ort zeitlich typischerweise um eine Größenordnung. Über Ozeanen beträgt die durchschnittliche Aerosolkonzentration etwa 1000 pro Kubikzentimeter, über Kontinenten etwa 10000 pro Kubikzentimeter und in verschmutzter Stadtluft bis weit über 100000 pro Kubikzentimeter. Die Konzentration nimmt in größeren Höhen stark ab.
Teilchen kleiner als $0,2 \mu\text{m}$ nennt man *Aitkenteilchen*, größer als $2 \mu\text{m}$ *Riesenteilchen*, dazwischen *große Teilchen*.
- Mit wachsendem Teilchendurchmesser nimmt die Konzentration sehr stark ab, d.h. die kleinen Teilchen haben zahlenmäßig den deutlich größten Anteil. Jedoch haben von der Masse her die Riesenteilchen einen ähnlich großen Anteil wie die großen Teilchen; die Aitkenteilchen tragen nur 10–20 % der Gesamtmasse bei.
- Quellen für Aerosole: Aitkenteilchen entstehen hauptsächlich bei Verbrennungsvorgängen, in der Natur durch Waldbrände und Vulkanausbrüche. Eine weitere wichtige Quelle ist die Umwandlung von Spurengasen zu Aerosolpartikeln (*gas-particle-conversion*), z.B. Oxidation von Schwefeldioxid zu Schwefelsäuretröpfchen oder verschiedene photochemische Reaktionen.
Weitere Quellen für Aerosole ist aufgewirbelter Staub (v.a. in ariden Gebieten), Sporen und Pollen, und Seesalz aus aufgewirbelter Gischt und zerplatzenden Luftbläschen. Diese Vorgänge erzeugen v.a. Riesenteilchen.
Die Gesamtmasse der natürlichen Aerosolteilchen ist größer als die der anthropogenen Aerosolteilchen; das genaue Verhältnis ist jedoch unbekannt.
- Senken für Aerosole: Die meisten Aerosole (80–90 % der Gesamtmasse) werden durch Niederschläge ausgewaschen. Größere Partikel können auch durch die Schwerkraft ausfallen („trockene Ablagerung“); dies geschieht in 10–20 % der Fälle. Außerdem gibt es noch *Koagulation*, d.h. Teilchen bleiben aneinander kleben; das passiert v.a. bei den zahlenmäßig überwiegenderen Aitkenteilchen.
- Smog: Unterhalb einer Inversion in feuchter, stabil geschichteter Luft kann sich das Aerosol immer mehr ansammeln; so bilden sich Sulfate und Schwefelsäuretröpfchen („Smog“ = „smoke“ + „fog“). Dies passierte früher v.a. in London. Heute bezeichnet man als Smog auch durch photochemische Reaktionsprodukte (z.B. Ozon) verschmutzte Luft; typisch dafür ist Los Angeles.
- Dunst: V.a. die großen Teilchen sind für die Streuung von Licht im sichtbaren Wellenlängenbereich verantwortlich. Viele dieser Teilchen quellen bei Feuchtigkeit auf und erhöhen damit ihre Streuwirkung; z.B. verdreifachen Seesalzteilchen ihre Streuwirkung bei einem Anstieg der relativen Feuchte von 60 % auf 80 %. Der Einfluss von Aerosolen auf Absorption und Streuung ist jedoch kleiner als der von Wolken und Spurengasen.
- Übersättigung = wenn der Dampfdruck e der Luft größer ist als der Sättigungsdampfdruck e_S über einer ebenen Wasseroberfläche bzw. Eisfläche.
- Für die Bildung von Wassertropfen aus Dampf ist folgende Energie nötig:

$$\Delta E = A\sigma - nVk_B T \ln(e/e_S)$$

(σ = Oberflächenspannung = Arbeit pro Fläche zur Erzeugung der Grenzfläche, n = Anzahl der Wassermoleküle pro Volumeneinheit Wasser)

Für einen Tropfen mit Radius R wird $A = 4\pi R^2$ und $V = 4/3\pi R^3$.

In untersättigter Luft (Logarithmus kleiner als 0) steigt die Energie mit dem Radius des Tropfens; in übersättigter Luft hat dagegen die Energie ein Maximum bei $r = 2/3R_0$, wobei R_0 den Radius angibt, bei dem die Energie gleich 0 ist:

$$R_0 = \frac{3\sigma}{nk_B T \ln(e/e_S)}$$

Tropfen mit einem Radius kleiner als r verdunsten wieder, weil das energetisch günstiger ist. Ist ihr Radius aber größer, dann wachsen sie weiter an. Die zur Bildung von Tropfen erforderliche Übersättigung nimmt exponentiell mit dem Tropfenradius r ab. Das Verhältnis e/e_S gibt die relative Luftfeuchtigkeit an, die mindestens nötig ist, dass ein Tropfen mit Radius r entsteht.

- In Wolken liegt wegen der Übersättigung von ca. 1 % der kritische Radius bei $0,1 \mu\text{m}$, was durch zufällige Kollisionen von Wassermolekülen nicht erreicht werden kann (maximal ein Zehntel davon). Darum kann Kondensation nicht von sich aus passieren, sondern erfordert zusätzliche Mechanismen in Form von Aerosolen.
- Mechanismen, die die Kondensation beeinflussen:
 - *Lösungseffekt*: Wasserlösliche Aerosole (z.B. Salzteilchen) lösen sich auf, sobald Wasser auf ihnen kondensiert, und reduzieren den Sättigungsdampfdruck über dem Tropfen, indem sie die Bindungsenergie zwischen den Wassermolekülen erhöhen. Je höher die Löslichkeit des Teilchens, desto stärker der Lösungseffekt.
 - *Krümmungseffekt*: Durch die Krümmung der Oberfläche eines Tropfens wird der Sättigungsdampfdruck erhöht, weil die Wassermoleküle auf der Innenseite dichter gepackt sind als auf der Außenseite der Tropfenoberfläche. Je größer der Tropfen, desto geringer die Krümmung und damit auch der Krümmungseffekt.

Je größer ein Tropfen bei gleicher Aerosolteilchengröße ist, desto schwächer wird der Lösungseffekt, weil die Salzkonzentration im Inneren geringer wird. So können kleine Tropfen schon bei 80 % Luftfeuchtigkeit entstehen, große Tropfen erfordern dagegen mehr als 100 %. Bei gleicher Luftfeuchtigkeit braucht man für größere Tropfen größere Aerosolteilchen.

Es spielt also sowohl die Größe, die Wasserlöslichkeit und die Benetzbarkeit des Aerosolteilchens eine Rolle. Somit kommen als *Kondensationskerne* nur etwa 1 % (in kontinentaler Luft) bis 10–20 % der Aerosolteilchen (in maritimer Luft) in Frage.

- Die meisten Kondensationskerne bestehen vermutlich aus einem wasserunlöslichen Kern und aus angelegerten löslichen Komponenten. Die Konzentration der Kondensationskeime verringert sich über Land bis in 5 km Höhe um den Faktor 5, während sie über dem Ozean nahezu konstant mit der Höhe bleibt. Die Konzentration hat einen Tagesgang mit einem Minimum morgens gegen 6 Uhr und einem Maximum abends gegen 18 Uhr.
- Wolken unterhalb der Nullgradgrenze nennt man *warme Wolken*, weil sie komplett aus Flüssigwasser bestehen. Man betrachtet:
 - *Tropfenkonzentration*: Anzahl der Tropfen pro Volumeneinheit; in maritimer Luft ist die Tropfenkonzentration geringer wegen der geringeren Konzentration an Kondensationskeimen.
 - *Flüssigwassergehalt*: Masse des Wassers pro Volumeneinheit; in maritimer Luft ist er ähnlich wie in kontinentaler Luft.
 - *Tropfenspektrum*: Größenverteilung der Wassertropfen; aus den angegebenen Gründen sind die Tropfen in maritimer Luft durchschnittlich größer.
- Tropfenwachstum durch Kondensation: Die Übersättigung ist maximal, wenn durch adiabatische Abkühlung genauso viel Feuchte verfügbar wird wie durch Kondensation verbraucht wird; jeder Kondensationskern erzeugt dabei ein Wassertröpfchen. Bei weiterer Hebung wird durch Kondensation mehr Wasser verbraucht als nachgeliefert, damit nimmt die Übersättigung ab. Dabei wachsen große Tropfen (größer als der kritische Radius) auf Kosten der kleinen Tropfen, aber die Wachstumsrate ist umgekehrt proportional zum Tropfenradius, was dazu führt, dass die Größe der Wolkentropfen immer einheitlicher wird.
- Tropfenwachstum durch *Koaleszenz*: Die Tropfengröße von Regentropfen ist durch Kondensation alleine nicht erklärbar, jedoch durch das Anlagern mehrerer Tröpfchen (Größenordnung eine Million) zu einem Regentropfen. Regnen kann eine Wolke erst dann, wenn die Tropfen eine gewisse Fallgeschwindigkeit haben, damit sie trotz der Aufwinde in der Wolke sich nach unten bewegen können. Die Fallgeschwindigkeit wird im Wesentlichen von der Gewichtskraft ($F = mg$) und der Reibungskraft ($F = Dv$ mit $D = 9\mu/(2R^2)$), Viskosität der Luft μ) ab – je größer ein Tropfen ist, desto geringer ist die Reibung, und desto schneller fällt er. Dabei holt er kleinere Tropfen ein; manche von ihnen werden wegen der Aerodynamik des Tropfens an ihm vorbei gelenkt (wegen der laminaren Luftströmung um den Tropfen herum), andere lagern sich an ihm an (Koaleszenz). Allerdings können große Tropfen auch wieder zerplatzen.

- Je stärker der Aufwind in einer Wolke ist, desto mehr Feuchtigkeit wird pro Zeiteinheit durch Abkühlung frei, darum entsteht Regen in solchen Wolken schneller als bei schwachen Aufwinden. Weil aber starke Aufwinde nur in vertikal sehr mächtigen Wolken auftreten, werden durch Koaleszenz deutlich größere Regentropfen erzeugt.
- *Kalte Wolken* können aus unterkühlten Wassertropfen und/oder Eiskristallen bestehen. Unter -10 °C besteht eine Wolke noch aus beiden Komponenten (*Mischwolke*), erst ab ca. -35 °C (entspricht 6000–7000 m) bilden sich reine *Eiswolken*. Die Bildung von Eiskristallen erfolgt analog zur Kondensation zu Wassertropfen; erst bei recht tiefen Temperaturen spielt das spontane Gefrieren von Wassertropfen eine Rolle – bei höheren Temperaturen wird das Gefrieren von *Gefrierkernen* verursacht. Als Gefrierkerne fungieren einerseits Eiskristalle selbst, aber auch z.B. Silberjodid ist ein guter Gefrierkern. Allgemein ist die Anzahl der Gefrierkerne deutlich kleiner als die der Kondensationskerne (Verhältnis 1 : 100). Gefrierkerne müssen aber nicht unbedingt in den Wassertropfen selbst vorhanden sein; wasserunlösliche *Sublimationskerne* (Radius größer als $0,1\text{ }\mu\text{m}$) können dafür sorgen, dass Wasserdampf direkt in Eiskristalle übergeht. Dafür sind jedoch sehr tiefe Temperaturen nötig.
- Wachstum von Eiskristallen: Mischwolken sind gegenüber Wasser gesättigt und gegenüber Eis stark übersättigt. Das führt dazu, dass Eiskristalle durch *Resublimation* aus dem Wasserdampf wachsen, wobei die Wassertropfen wieder verdampfen – es entstehen komplexe Kristallformen (Schneekristalle). Bei Temperaturen nur knapp unter dem Gefrierpunkt bestehen die Wolken fast ausschließlich aus unterkühlten Wassertropfen, d.h. Gefrierkeime in Form von Eiskristallen sind nicht vorhanden, so dass Flugzeuge unter diesen Bedingungen sehr stark vereisen (das Flugzeug dient als Gefrierkeim). Wenn Eiskristalle durch eine Mischwolke fallen, können sie auch durch *Koagulation* wachsen, d.h. rund um das Eis lagert sich flüssiges Wasser an, es bildet sich *Graupel* oder, bei starken Aufwinden und viel Wasser, *Hagel*.
Drittens können Eiskristalle durch *Adhäsion* wachsen, d.h. sie verhaken sich und bleiben aneinander kleben. Voraussetzung: Die Fallgeschwindigkeit der Kristalle ist unterschiedlich, und es ist etwas Wasser vorhanden, das als Kleber fungiert. Es entstehen Schneeflocken.
Das Wachstum durch Sublimation ist sehr langsam; bei Koagulation und Adhäsion nimmt die Wachstumsgeschwindigkeit jedoch mit zunehmender Größe zu. Die letzten beiden Prozesse erfordern jedoch schon das Vorhandensein von größeren Eiskristallen; entsprechend dominiert anfangs das Wachstum durch Sublimation, später werden die anderen beiden Prozesse vorherrschend.

10 Wolken und Gewitter

- Wolkenbildung durch adiabatische Abkühlung: Wenn bei feuchtlabiler Schichtung kleinräumig warme Luftpakete aufsteigen, entstehen *Konvektionswolken*. Sie haben eine Lebensdauer von Minuten bis Stunden. Wenn dagegen großräumig Hebung von stabil geschichteter Luft stattfindet (entsprechend deutlich langsamer als bei Konvektionswolken), entstehen *Schichtwolken*, die etwa einen Tag lang bestehen bleiben. Beim Überqueren von Hindernissen entstehen *orographische Wolken*; an ihrer Form kann man die Wellenbewegung der Luftströmung nach dem Hindernis erkennen („Föhnfische“ = *Alto cumulus lenticularis*). Ihre Lebensdauer hängt von der Beständigkeit der Luftströmung ab.
- Wolkenbildung durch diabatische Abkühlung: Wenn sich warme Luft über einer kalten Oberfläche befindet, bildet sich Nebel. Wenn der Boden durch Abstrahlung von Wärme ausgekühlt ist, spricht man von *Strahlungsnebel*; wenn die warme Luft von einem anderen Ort stammt (z.B. vom Meer), heißt das *Advektionsnebel*. In diesem Fall kann durch Bodenturbulenz eine mehrere hundert Meter dicke Luftschicht abkühlen – der Nebel liegt dann nicht am Boden auf, sondern bildet Hochnebel. Statt des Bodens kann auch eine Dunstschicht (z.B. unter einer Inversion) durch Strahlung abkühlen und Wolken bilden (*Stratocumulus*, *Alto cumulus*).
- Wolkenbildung durch Wasserdampfzunahme: Wenn kalte Luft über warmes Wasser strömt, verdunstet das Wasser direkt in die kalte Luft hinein und bildet Nebel; die unteren, vom Wasser erwärmten Schichten der Luft steigen dabei auf, so dass der Nebel keine statische Schicht bildet, sondern das Wasser scheint

zu „rauchen“ (*Seerauch*). Ähnlich ist es bei der Bildung von Kondensstreifen, da Flugzeugtriebwerke viel Wasserdampf erzeugen.

- Wolkenbildung durch adiabatische Abkühlung bei starkem Druckabfall: Nicht nur durch Hebung, auch z.B. in Tornados kühlt sich Luft ab (durch den niedrigen Druck im Inneren) und bildet Wolken.
- Wolkenklassifikation: Man unterscheidet drei *Wolkenstockwerke* und zehn *Wolkengattungen*. Die Namen stammen aus dem Lateinischen; *Cumulus* bezeichnet Haufenwolken, *Stratus* bezeichnet Schichtwolken, *Cirrus* werden faserige Wolken genannt, und *Nimbus* sind Regenwolken. Weil der Begriff „Nimbus“ nichts über die Form aussagt, verwendet man diesen Begriff nur als Vor- oder Nachsilbe für andere Wolkentypen. Die Vorsilbe „Alto“ bezeichnet mittelhohe Wolken. Es ergibt sich folgende Einteilung:
 - Hohe Wolken: Cirrus (Ci), Cirrocumulus (Cc), Cirrostratus (Cs)
 - Mittelhohe Wolken: Altocumulus (Ac), Altostratus (As), Nimbostratus (Ns)
 - Tiefe Wolken: Stratocumulus (Sc), Stratus (St), Cumulus (Cu), Cumulonimbus (Cb)

Feiner unterteilen kann man noch durch die *Wolkenart*, die die Form oder Mächtigkeit angibt (z.B. *lenticularis* = linsenförmig), sowie die *Wolkenunterart*, die die Form oder spezielle Eigenschaften genauer definiert (z.B. *translucidus* = durchscheinend).

- Wachstum von Konvektionswolken: Eine einheitliche Untergrenze deutet auf eine gute Durchmischung der unteren Luftschichten hin; das *Konvektionskondensationsniveau* liegt überall in der gleichen Höhe. Wenn die Obergrenze ausfranst und unscharf wird, kann das an der nachlassenden Auftriebskraft der Luft liegen; außerdem wachsen Eispartikel in der Wolke schneller und verdunsten außerhalb der Wolke langsamer als Wassertröpfchen, was ebenfalls zu einem faserigen Rand führt. Die Ambossform bei Gewitterwolken stammt von Seitenwind, der den oberen Teil seitlich verschiebt. Das vertikale Wachstum wird oft von Inversionsschichten begrenzt; Gewitterwolken können bis zur Tropopause reichen. Wolken, die sich unterhalb einer Inversion waagrecht ausbreiten, ergeben Stratocumuluswolken.
- Schichtwolken entstehen typischerweise durch großräumige Hebung an Tiefdruckgebieten, wenn die Luft des Warmsektors auf die kühlere Luft aufgleitet und aufsteigt. Zuerst bilden sich Cirren, die aus Eis bestehen. Wenn die Eispartikel nach unten fallen (weil sie schlecht verdunsten, fallen sie recht weit), bilden sich nach unten weisende Wolkenstreifen, sogenannte *Fallstreifen*, die durch Wind ihre charakteristische Hakenform bekommen. Später bilden sich schleierartige Cirrostratus-Wolken, die Halos rund um Sonne und Mond erzeugen. Der Schleier wird dicker, er entwickelt sich zu Altostratus und dann zu Nimbostratus; jetzt regnet es. In niedrigeren Niveaus sind während dieses Prozesses keine Wolken zu sehen, weil die Cirrostratus- und Altostratus-Bewölkung die Sonneneinstrahlung und damit die Konvektion, die zu Cumulus-Wolken führt, zunehmend verhindert. Die anderen mittelhohen und hohen Wolkentypen entstehen aus Cirrus und Altostratus durch Luftbewegungen; z.B. bildet sich durch Erwärmung von unten (Wärmeabstrahlung vom Boden) und Abkühlung von oben (Wärmeabstrahlung in den Weltraum) eine Konvektion innerhalb der Wolken aus. Ab einer bestimmten Temperaturdifferenz kommt es nämlich zu *Rayleigh-Konvektion*, die Konvektionszellen bezeichnet man als *Bernard-Zellen*. Durch eine horizontale Strömung werden diese Konvektionszellen geschert, es entstehen lange walzenförmige Zirkulationen, man beobachtet *Wolkenstraßen*.

Im Übrigen führt ab einer gewissen Windstärke eine vertikale Windscherung zu einer Wellenbewegung (*Kelvin-Helmholtz-Wellen*) auch in wolkenfreier Luft. Wenn sich diese Wellen brechen, entstehen Turbulenzen, die in der Luftfahrt als *Clean-Air-Turbulenz* bekannt sind.

- Orographische Wolken bilden sich auf der Luvseite von Hindernissen in Form von Cumulus- oder Cumulonimbuswolken. Auf der Leeseite sinkt die Luft wieder ab, die Wolken lösen sich auf. Oft sinkt die Luft aber nicht nur ab, sondern es bilden sich stehende Wellen („Leewellen“), in deren Wellenbergen sich ebenfalls wieder Wolken bilden, weil es dort zu lokalen Hebungen kommt. Die Wellenlänge der Leewellen beträgt ca. 5–25 km, man kann ca. bis zu sechs aufeinander folgende Wellen beobachten. Die Amplitude der Wellen ist groß, wenn die Windgeschwindigkeit mit der Höhe stark zunimmt und die Stabilität der Luftschichten nach oben abnimmt.

Wenn es in der Luft mehrere abwechselnd feuchte und trockene Luftschichten gibt und beim Überströmen

des Hindernisses gemeinsam angehoben werden, bilden sich mehrere orographische Wolken in verschiedenen Niveaus.

Orographische Wolken haben oft starke Auswirkungen auf die Niederschlagsverhältnisse. Während auf der Luvseite feuchte Meeresluft in diesen Wolken abregnet und für ein sehr humides Klima sorgt, entstehen auf der Leeseite Trockengebiete.

- *Luftmassengewitter* (im Unterschied zu Gewittern in Verbindung mit synoptischen Störungen wie z.B. Kaltfronten): *Wärmegewitter* entstehen durch Aufheizung einer feuchtwarmen Luftmasse von der Erdoberfläche her, die Wolkenbildung wird durch aufsteigende Thermikelemente verursacht, das Gewitter tritt typischerweise nachmittags an einem Sommertag auf.
Orographische Gewitter entstehen, wenn die Hebung durch Überströmung eines Hindernisses erfolgt; sie sind darum ortsfest.
- Entwicklung eines Gewitters: Im *Cumulusstadium* ist das Innere einer Gewitterzelle wärmer als die Umgebung, darum herrscht dort Aufwind, dessen Geschwindigkeit mit der Höhe zunimmt. Dabei werden unterkühlte Tröpfchen in große Höhen verfrachtet, was u.a. für Flugzeuge eine große Vereisungsgefahr bedeutet.
Im *Reifestadium* gibt es neben den Aufwinden (*updraught*) auch Bereiche mit Abwinden (*downdraught*); jene entstehen dort, wo viel Regen fällt, denn die Luft wird von den fallenden Tropfen mitgerissen. Dabei wird auch trockene Umgebungsluft mit nach unten gerissen, welche einen Teil des Niederschlags verdunsten lässt (nur ca. 20 % des kondensierten Wasserdampfs erreicht die Erdoberfläche in Form von Niederschlag) und dabei abgekühlt wird. Durch diese Kaltluft wird die Abwärtsbewegung noch verstärkt. Im oberen Teil der Wolke herrschen weiterhin starke Aufwinde, die die Wolke bis an die Tropopause ausdehnen, wo sie auseinanderfließt – so entsteht die typische Amboss-Form.
Im *Auflösungsstadium* hat sich der Niederschlag auf den gesamten unteren Bereich der Wolke ausgezehnt, entsprechend gibt es dort keine Aufwinde mehr, die an Wasserdampf übersättigte Luft nach oben nachliefern. Dadurch kann die Wolke nicht weiter wachsen, sondern löst sich langsam auf. Übrig bleiben Cirrus-Wolken.
- *Frontgewitter* entstehen nicht durch starke Erwärmung der Bodenluft, sondern durch Aufgleiten der Luft an einer Frontfläche. Dadurch sind Frontgewitter an keine Tages- oder Jahreszeit gebunden (wie Luftmassengewitter, wo die Sonnenstrahlung stark genug sein muss für die Erwärmung; aber: die Feuchte und die Temperatur der Warmluft beeinflussen die Stärke des Gewitters, und diese beiden Dinge sind abhängig von Tages- und Jahreszeit), und sie haben eine wesentlich größere Ausdehnung. Prinzipiell können sich Frontgewitter an jeder Frontfläche bilden, aber es gibt wesentlich mehr *Kaltfrontgewitter* als *Warmfrontgewitter*, weil an Warmfronten die Luft meist stabil geschichtet ist. Kaltfrontgewitter sind meist schwerer, weil die Frontfläche steiler steht und die Hebung darum schneller erfolgt; zu zusätzlicher Labilisierung kommt es durch in der Höhe voreilende Kaltluft.
- *Konvektive Systeme*: Ein ortsfestes Gewitter zerstört sich selber, indem durch den Niederschlag Abwinde entstehen, die die Aufwinde und damit den Nachschub an Wasserdampf von unten stoppen. Wenn es jedoch eine starke vertikale Windscherung zwischen der Strömung in Bodennähe und der oberen Troposphäre gibt, werden Aufwind- und Abwindzone räumlich getrennt und können lange nebeneinander existieren, d.h. das Gewitter bleibt lange im Reifestadium.
Squall Lines („Böenlinie“): Damit wird ein Gewitter bezeichnet, das linear parallel zur Front angeordnet ist. In Bewegungsrichtung vorne ist ein Böenkragen zu sehen, daher der Name. Von vorne wird feuchtwarme Luft angesaugt und nach oben transportiert, hinten fällt der Niederschlag; diese räumliche Trennung ist möglich, weil die Auf- und Abwindzonen geneigt sind, d.h. der Aufwind saugt die Luft nicht aus dem Niederschlagsbereich, sondern von vorne darüber hinweg. Der Abwindbereich beginnt mit der Böenwalze (*gust front*), die durch die sich am Boden ausbreitende kalte Abwindluft gebildet wird; diese verhält sich wie eine Dichteströmung, d.h. wie wenn eine dichte, schwere Flüssigkeit innerhalb einer leichteren Flüssigkeit nach unten fällt und sich am Boden ausbreitet. Entsprechend entfernt sich die Böenwalze zunehmend von der Gewitterwolke, aus der sie hervorgegangen ist. Sie hat viele Eigenschaften einer Kaltfront, denn bei ihrem Durchgang ändert sich der Wind sehr stark (direkt hinter der Böenwalze ist der Wind am stärksten mit oft über 25 m s^{-1}) und die Temperatur fällt schlagartig ab. Diese Art von Gewitter ist

v.a. in den USA und in Südwestafrika („Haboob“) zu sehen; wo der Boden trocken und unbewachsen ist, wirbelt die Böenwalze Staub auf und verteilt ihn in der gesamten Kaltluftschicht – sie ist also deutlich als große Staubwolke zu erkennen. Die über die Böenwalze hinweg aufsteigende Warmluft gerät manchmal in Rotation; wenn die Warmluft ausreichend feucht ist, dass bereits dort Kondensation eintritt, wird diese Bewegung sichtbar, man spricht vom *Böenkragen*.

Multizellengewitter bestehen aus mehreren Gewitterzellen, die sich auf der einen Seite des Systems immer wieder neu bilden und auf der anderen Seite auflösen. Das kann passieren, wenn der Wind mit der Höhe nach rechts dreht, d.h. am Boden strömt die Luft zwar von rechts in das Gewitter ein, aber der Wind in der Höhe schiebt das Gewitter von hinten an. Somit bilden sich neue Gewitterzellen dort, wo die warme feuchte Bodenluft herkommt, nämlich auf der rechten Seite. Die einzelnen Gewitterzellen bewegen sich zwar in Richtung des Windes in der mittleren Troposphäre, das gesamte Gewitter driftet jedoch zusätzlich nach rechts.

Der Begriff *Superzellengewitter* bezeichnet ein großes Gewitter, bei dem die Wechselwirkungen zwischen den Gewitterzellen so stark sind, dass es sich wie ein einzelnes großes Gewitter verhält. Entsprechend verlagert es sich nicht in diskreten Sprüngen nach rechts (wie das Multizellengewitter), sondern wandert kontinuierlich. Am Rand der Aufwindzone entstehen wegen der starken vertikalen Windscherung, die für diese Gewitter vorhanden sein muss, oft Rotationsbewegungen, durch die der Aufstieg der Warmluft zusätzlich beschleunigt wird. Das Münchner Hagelunwetter von 1984 ist ein Beispiel für ein Superzellengewitter.

11 Strahlung und Strahlungsgesetze

- Strahlung = Energietransport durch elektromagnetische Wellen; dazu ist kein Trägermedium erforderlich, d.h. der Energietransport kann auch durch den Weltraum erfolgen.
- Die Energie eines Atoms oder Moleküls steckt zum größten Teil in der kinetischen und elektrostatischen potenziellen Energie der Elektronen, die um den Atomkern kreisen. Zusätzlich können noch die Elektronen auf energetisch höheren Bahnen laufen, in Molekülen können die einzelnen Atome um ihre Ruhelage schwingen, und das gesamte Molekül kann rotieren. Für diese Anregungsformen sind aber nur bestimmte diskrete Energien erlaubt, d.h. Elektronen können nur auf bestimmten Bahnen kreisen, und Moleküle nur mit bestimmten Frequenzen und Amplituden schwingen oder rotieren. Wenn Energie durch elektromagnetische Strahlung ausgetauscht wird, kann diese deshalb nur bestimmte Frequenzen haben, weil auch die Energie der Photonen quantisiert ist:

$$W = hf$$

Darum haben die Absorptions- und Emissionsspektren für jedes Element und jedes Molekül ein charakteristisches Linienmuster. Dies gilt aber nur für Gase; in Flüssigkeiten und Festkörpern ist die Wechselwirkung zwischen den Teilchen so groß, dass sich Bandenspektren ergeben – die Energie kommt nicht von jeweils einem Atom oder Molekül, sondern verteilt sich auf die benachbarten Teilchen.

- *Photochemische Reaktionen*: Durch Absorption von Strahlung kann ein Molekül in seine Bestandteile aufbrechen, bei Übergang in einen stabileren Molekülzustand wird Energie in Form von Strahlung emittiert. Ist die Strahlung ausreichend energiereich, können Elektronen nicht nur auf ein höheres Energieniveau gebracht, sondern gleich ganz aus dem Atom entfernt werden (*Photoionisation*).
- Definitionen:
 - *Strahlungsfluss*: Strahlungsleistung, d.h. Energie pro Zeit
 - *Strahlungsflussdichte*: Strahlungsfluss pro Fläche; z.B. beträgt die Strahlungsflussdichte der Sonne an der Oberfläche $6,34 \cdot 10^7 \text{ W m}^{-2}$.
 - *spektrale Strahlungsflussdichte*: Die Strahlungsflussdichte, abgeleitet nach der Wellenlänge.

- *schwarzer Körper*: Ein Körper, der sämtliche einfallende Strahlung absorbiert und für alle Wellenlängen und alle Richtungen die maximale Emission aufweist. Die emittierte Strahlungsleistung hängt damit nach dem *Planckschen Gesetz* nur von der Temperatur ab:

$$E_{\lambda}^* = \frac{c_1}{\lambda^5 \exp(c_2/\lambda T) - 1}$$

($c_1 = 3,74 \cdot 10^{-16} \text{ W m}^2$), $c_2 = 1,44 \cdot 10^{-2} \text{ K}$)

Trägt man die Strahlungsleistung über die Wellenlänge auf, ergibt sich ein steiler Abfall in Richtung kurzer Wellenlängen und ein flacher Abfall zu den langen Wellenlängen.

Der Exponentialterm in dieser Gleichung ist bei fast allen Wellenlängen größer als 1, so dass man vereinfachen kann:

$$E_{\lambda}^* \approx c_1 \lambda^{-5} e^{-c_2/(\lambda T)}$$

Daraus ergibt sich das *Wiensche Verschiebungsgesetz*, das die Wellenlänge liefert, bei der die Abstrahlung maximal ist (der Name kommt daher, weil sich bei steigender Temperatur diese Wellenlänge nach unten verschiebt):

$$\lambda_m = \frac{2897}{T} [\mu\text{m}]$$

Man kann umgekehrt aus dem Emissionsspektrum einer Strahlungsquelle damit deren Temperatur angeben. Für die Sonne gilt $\lambda_m = 475 \text{ nm}$ und damit $T = 6100 \text{ K}$, d.h. der allergrößte Teil der Strahlung befindet sich im ultravioletten, sichtbaren und nahen infraroten Bereich des Lichts. Die Erde strahlt dagegen ausschließlich im infraroten Bereich; beide Kurven überlappen sich praktisch nicht, deshalb kann man solare und terrestrische Strahlung allein anhand der Wellenlänge sehr gut unterscheiden. Die Wellenlänge λ_m liegt bei der Sonne im Bereich von blauem Licht, aber weil die Maxwell-Kurve im langwelligen Bereich flacher verläuft, ist die Fläche auf dieser Seite größer, darum ergibt sich für die durchschnittliche Wellenlänge die langwelligere Farbe gelb.

Für die von einem schwarzen Körper pro Zeit und Fläche emittierte Strahlungsenergie gilt das *Stefan-Boltzmann-Gesetz* (mit der Stefan-Boltzmann-Konstante $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$):

$$E^* = \sigma T^4$$

Damit ergibt sich für die *effektive Strahlungstemperatur* der Sonne (d.h. die Temperatur, die ein schwarzer Körper haben müsste, um die gleiche Strahlungsleistung zu emittieren) ein Wert von 5780 K.

- *Albedo*: Reflexionsgrad eines Körpers. Ein schwarzer Körper hat eine Albedo von 0%. Die Albedo der Erde beträgt rund 30%. Der Emissionsgrad bzw. Absorptionsgrad ist 100% minus die Albedo.
- *Kirchhoffsches Gesetz*: Der Emissionsgrad eines beliebigen Körpers ist gleich seinem Absorptionsgrad, bezogen auf die selbe Wellenlänge.
Dieses Gesetz gilt auch für Gase, so lange die Anzahl der Strahlungswechselwirkungen klein gegenüber der Anzahl von Molekülzusammenstößen ist. Das ist in der Erdatmosphäre bis etwa 60 km Höhe gegeben.
- *grauer Körper*: Ein Körper, der in allen Wellenlängenbereichen den selben Absorptionsgrad bzw. Emissionsgrad hat, heißt grauer Körper.
- *Solarkonstante*: Strahlungsflussdichte der auf der Erde eintreffenden Sonnenstrahlung; sie ist eigentlich nicht konstant, sondern abhängig von der momentanen Entfernung Erde–Sonne sowie der Sonnenaktivität; ein Durchschnittswert lautet:

$$S = 1367 \text{ W m}^{-2}$$

- Strahlung kann durch ein Medium reflektiert (d.h. in die selbe Richtung zurückgeschickt), gestreut (d.h. in eine veränderte Richtung ausgesandt), absorbiert (d.h. aufgenommen und in Wärme umgewandelt) und transmittiert werden. Streuung und Absorption werden zusammengefasst mit dem Begriff *Extinktion*.
- Die absorbierte Energiemenge ist proportional zur Zahl der Moleküle, die der Lichtstrahl auf seinem Weg quert, und jene ist proportional zu dem Volumen, das der Lichtstrahl durchquert.

- Strahlungsgleichgewichtstemperatur der Erde: Wenn man eine durchschnittliche Albedo von 30 % annimmt und die laut Solarkonstante einfallende Strahlung über die kreisförmige Querschnittsfläche der Erde aufsummiert und diese Strahlungsleistung wieder über die gesamte kugelförmige Erdoberfläche abstrahlen lässt, ergibt sich für die abstrahlende Erdoberfläche (deren Strahlungsflussdichte entsprechend ein Viertel der Solarkonstante beträgt) eine Gleichgewichtstemperatur von 255 K. Dass die reale Gleichgewichtstemperatur höher ist, liegt am Treibhauseffekt. (Allerdings kommt der wärmende Effekt in Treibhäusern v.a. dadurch, dass die erwärmte Luft nicht durch Konvektion entfliehen kann – nicht durch Absorption der Infrarotstrahlung durch das Glas und Rückstrahlung nach unten.)
- Absorption und *optische Dicke*: Die Absorption ist das Verhältnis zwischen absorbierter Energie und Gesamtenergie; für sie gilt (Absorptionskoeffizient k_λ , Dichte ρ , Einfallswinkel ϕ):

$$-\frac{dE_\lambda}{E_\lambda} = -k_\lambda \rho \frac{1}{\cos \phi} dz$$

Wenn man dies von der Höhe z bis an die Obergrenze der Atmosphäre ($= \infty$) integriert und umformt, ergibt sich:

$$\ln E_{\lambda\infty} - \ln E_\lambda = \sec \phi \int_z^\infty k_\lambda \rho dz$$

Bouguer-Lambert-Gesetz bzw. Beersches Gesetz:

$$E_\lambda = E_{\lambda\infty} e^{-\sigma_\lambda}$$

mit der optischen Dicke σ_λ :

$$\sigma_\lambda = \sec \phi \int_z^\infty k_\lambda \rho dz$$

Sie ist ein Maß für die Abschwächung. Eine Schicht mit der optischen Dicke $\sigma_\lambda = 1$ schwächt den Strahl um den Faktor e ab. $\exp(\sigma_\lambda)$ entspricht dem Transmissionsgrad; dieser nichtlineare Zusammenhang ist dafür verantwortlich, dass die Linien im Absorptionsspektrum zu Absorptionsbanden anwachsen.

Mit obigem Bouguer-Lambert-Gesetz kann man übrigens auch die Bestrahlungsstärke an der Obergrenze der Atmosphäre berechnen, wenn man die Bestrahlungsstärke auf der Erdoberfläche bei verschiedenen Zenitwinkeln der Sonne misst; dazu trägt man den Logarithmus der Bestrahlungsstärke über die optische Dicke an und extrapoliert die Gerade auf die optische Dicke 0.

Bei einer isothermen Atmosphäre nimmt die Dichte exponentiell mit der Höhe ab; dann kann man für die optische Dicke schreiben:

$$\sigma_\lambda = k_\lambda \rho_0 \int_z^\infty e^{-\frac{z}{H}} dz = H k_\lambda \rho_0 e^{-\frac{z}{H}}$$

Wenn man die Absorption nach der Höhe ableitet und dies gleich 0 setzt, erhält man das Maximum der Absorption. Es liegt in dem Bereich des Strahlenwegs, in dem die optische Dicke ungefähr 1 beträgt. Begründung: In den oberen Bereichen der Atmosphäre ist diese sehr dünn, d.h. es sind wenige Moleküle vorhanden, die Strahlung absorbieren können. Im unteren Bereich der Atmosphäre gibt es dagegen viele Moleküle, aber dort ist nicht mehr viel Strahlung übrig, die abgeschwächt werden könnte.

- Eine ähnliche Rechnung wie für die Absorption lässt sich auch für die Streuung durchführen (ds_λ : Anteil der Strahlung, die gestreut wird; A : Querschnittsfläche; K : Streukoeffizient, d.h. Verhältnis des effektiven Streuquerschnitts zum geometrischen Querschnitt):

$$ds_\lambda \frac{dE_\lambda}{E_\lambda} = K A \sec \phi dz$$

Wenn man annimmt, die streuenden Teilchen hätten alle die selbe Größe, hängt der Streukoeffizient vor allem vom Größenparameter $\alpha = 2\pi r/\lambda$. Für den Fall $\alpha \ll 1$ gilt die *Rayleigh-Streuung*, die besagt, dass K proportional zu α^4 ist und dass gestreutes Licht gleichmäßig nach vorne und nach hinten gestreut wird. Die stark wellenlängenabhängige Rayleigh-Streuung ist der Grund, warum der Himmel blau und der Sonnenuntergang rot ist, weil blaues Licht viel stärker gestreut wird als rotes Licht. Für sichtbares

Licht sind es Luftmoleküle, die die Rayleigh-Streuung verursachen; bei Mikrowellen sind es Regentropfen, dadurch kann man mit dem Wetterradar sehr gut die Tropfengröße unterscheiden, weil sich diese sehr stark auf die Streuung auswirkt.

Für größere Werte von α zwischen 0,1 und 50 greift ein anderer Streumechanismus, die *Mie-Streuung*. Sie wird durch Dunst, Rauch- und Staubteilchen verursacht, ist kaum wellenlängenabhängig, außerdem ist die Vorwärtsstreuung stärker als die Rückwärtsstreuung. Dies ist der Grund, warum Dunst und Staub weiß bis grau aussehen und warum ein dunstiger Himmel rund um die Sonne am hellsten ist.

Streuung bei $\alpha \geq 50$ kann mit der geometrischen Optik erklärt werden.

- Optische Erscheinungen: Bei einem *Regenbogen* wird das Licht sowohl beim Eintritt als auch beim Verlassen eines Wassertropfens gebrochen, so dass er in einem Winkel von ca. 41° zu seiner ursprünglichen Richtung wieder herauskommt. Dabei wird blaues Licht stärker gebrochen als rotes Licht, so dass der Betrachter das Licht in konzentrischen Kreisen mit Radius 41° sieht, wobei der blaue Kreis kleiner ist als der rote Kreis. Weil man auf der Erdoberfläche steht, sieht man nur einen Teil dieses Kreises (maximal die Hälfte, wenn die Sonne direkt am Horizont steht), aber aus einem Flugzeug kann man einen Regenbogen auch als Vollkreis sehen. Werden Sonnenstrahlen zweimal im Tropfen reflektiert, ergibt sich ein größerer Radius, man sieht einen zweiten Bogen mit Radius 51° .

Halos entstehen durch Brechung und Spiegelung an Eiskristallen, vor allem an hexagonalen Platten und Prismen, wie sie in hohen Cirrus- oder Cirrostratus-Wolken vorkommen. Reflexionshalos sind weiß, Brechungshalos sind farbig, wobei die Farbreihenfolge umgekehrt wie beim Regenbogen ist.

Atmosphärische Refraktion: Der Brechungsindex der Luft nimmt mit zunehmender Dichte leicht zu, darum kommt es zu einer Krümmung der Sonnenstrahlen entlang der Erdoberfläche. Dadurch sieht man die Sonne noch, wenn sie eigentlich bereits $0,5^\circ$ unter dem Horizont steht, und dadurch ist die Polarnacht um 15 Tage kürzer, als sie es geometrisch eigentlich wäre. Außerdem wirkt die Sonne in Horizontnähe abgeplattet, weil die Strahlen vom unteren Rand der Sonne stärker gekrümmt werden als vom oberen Rand. Dies alles wird von einer stabilen Luftschichtung noch verstärkt. Den umgekehrten Effekt gibt es bei labiler Luftschichtung, wie z.B. bei Föhn; dann werden die Lichtstrahlen schwächer gekrümmt, darum wirken die Alpen größer. Auch Luftspiegelungen funktionieren nach diesem Schema. Ist der Boden sehr stark aufgeheizt, werden die Lichtstrahlen vom Boden weggekrümmt, d.h. man sieht das Objekt unterhalb seiner tatsächlichen Position und darunter eine Spiegelung des Objekts (untere Luftspiegelung; v.a. in Wüsten). Wenn umgekehrt die Temperatur mit der Höhe stark zunimmt, sind die Strahlen stark zum Boden hingekrümmt, man sieht da Objekt oberhalb seiner tatsächlichen Position und darüber ein Spiegelbild (obere Luftspiegelung, v.a. in Polargebieten oder kalten Meeresgebieten).

12 Die globale Energiebilanz

- Prozesse, die zur diabatischen Erwärmungsrate beitragen:
 - Absorption von solarer und terrestrischer Strahlung, Emission von terrestrischer Strahlung (\dot{H}_R)
 - Wärmeaustausch mit der Umgebung durch Wärmeleitung und Konvektion (S_h)
 - Freisetzung latenter Wärme durch Wasserdampfkondensation (LH)

Zusammengefasst:

$$\dot{H} = \dot{H}_R + LH + S_h$$

- energetisches Gleichgewicht:

$$\dot{H}_R + S_h + S_m = -\frac{d}{dt}(c_p T + \Phi + Lw)$$

mit der Netto-Erwärmungsrate durch Strahlung \dot{H}_R (Leistung pro Masse), der Erwärmungsrate durch Wärmeleitung und Konvektion S_h , der Erwärmungsrate durch Austausch von Wasserdampfmolekülen mit der Umgebung S_m ; in Klammern steht der *statische Gesamtenergiegehalt*, welcher die Summe aus der Enthalpie (d.h. innere Energie $c_p T$ und Arbeit gegen den Außendruck $p\alpha = RT(c_p - c_v)$), der potenziellen Energie Φ und des latenten Wärmegehalts Lw ist. Der statische Gesamtenergiegehalt wird nicht von

Kondensationsprozessen beeinflusst, welche die Energie zwischen der latenten Wärme und der Enthalpie umverteilen.

- Prozesse, die die Energiebilanz beeinflussen:
 - Durch Verbrennung fossiler Brennstoffe und nukleare Spaltung in Kernreaktoren wird eine Energiemenge von durchschnittlich ca. $0,02 \text{ W/m}^2$ freigesetzt.
 - Durch die Erdkruste dringt Erdwärme in einer Größenordnung von $0,06 \text{ W/m}^2$ an die Oberfläche. Auf der Erde trägt dieser Energiefluss somit nur wenig zur Gesamtenergiebilanz bei, auf anderen Planeten wie z.B. dem Jupiter ist das anders.
 - Die Erwärmung der Ozeane um durchschnittlich 5 K entspricht einem durchschnittlichen Energiefluss von 100 W/m^2 . Die Energieflüsse aufgrund von Änderungen der Wassertemperatur der Ozeane kann man dagegen vernachlässigen, weil die Temperatur sehr konstant ist.
 - Der Aufbau oder das Abschmelzen von Eismassen kann große Energiemengen bewegen. Das in der Antarktis und in Grönland lagernde Eis ergäbe, über die ganze Erdoberfläche verteilt, eine 60 m dicke Schicht; auf 1000 Jahre verteilt würde das Abschmelzen einen Energiefluss von $0,6 \text{ W/m}^2$ bewirken.
- Strahlungsbilanz der Erde: Die einfallende Sonnenstrahlungsleistung wird zu 30% durch Reflexion wieder abgegeben (20% an Wolken, 6% an Luftmolekülen, 4% an der Erdoberfläche) und zu 70% absorbiert (16% von den Gasen der Atmosphäre, 3% durch Wolken, 51% vom Erdboden) und anschließend durch terrestrische Abstrahlung abgegeben.

Von der durch den Erdboden absorbierten Energie werden 23% (bezogen auf die Gesamtenergie) durch latente Wärme in die Atmosphäre transportiert (d.h. Verdunstung und Kondensation), 21% werden durch Abstrahlung transportiert (wobei allerdings nur 6% bis in den Weltraum gehen, die restlichen 15% werden wieder von der Atmosphäre absorbiert) und 7% erreichen als fühlbarer Wärmefluss die Atmosphäre.

Von den 64% der Gesamtenergie, die dadurch in der Atmosphäre vorhanden sind, werden 26% von den Wolken und 38% direkt von den Gasmolekülen in den Weltraum abgestrahlt.

Zusammengefasst: Die Atmosphäre strahlt wesentlich mehr Energie ab (ca. $1\text{--}3 \text{ K}$ pro Tag) als sie selber durch Sonnenstrahlung erhält (ca. $0,6 \text{ K}$ pro Tag); nachgeliefert wird diese Energie von der Erdoberfläche in Form von latenter und fühlbarer Wärme. Ohne diese Wärmeflüsse müsste die Erdoberfläche deutlich wärmer sein (ca. 340 K), um die absorbierte Energie allein durch Strahlung abgeben zu können.
- Luft ist ein schlechter Wärmeleiter, daher spielt die Konvektion die dominierende Rolle beim Energietransport durch die Atmosphäre. Wärmeleitung spielt nur in der *molekularen Randschicht* über der Erdoberfläche (ca. 1 mm dick) eine Rolle, weil dort die Temperaturunterschiede hoch und die Luftbewegung wegen der großen Reibung gering ist, sowie über der *Turbopause* (die in ca. 100 km Höhe liegt), weil dort die mittlere freie Weglänge zwischen den Molekülen größer ist als die bei der Luftbewegung durchschnittlich zurückgelegten Entfernungen (d.h. zwischen zwei Molekülkollisionen lässt sich Energie weiter transportieren als durch Verfrachten von Luft).

Oberhalb der molekularen Randschicht ist die Reibung immer noch hoch, es findet kleinskalige Turbulenz statt (die Wirbel nennt man *eddies*); diesen Bereich bezeichnet man als *Prandtl-Schicht* oder *bodennahe Grenzschicht*, ihre Dicke beträgt ca. 1 m bis 50 m . Darüber befindet sich die *Ekman-Schicht* oder *Mischungsschicht*, in der Thermikelemente und mesoskalige Zirkulationen zu finden sind; Dicke: ca. 1 km .
- Flüsse von latenter oder fühlbarer Wärme sind oft dort groß, wo Kaltluft über warmen Untergrund strömt, z.B. kalte Luft über warmes Land oder kalte trockene Luft über den warmen Golfstrom; der Temperaturgradient ist in der bodennahen Grenzschicht oft *überadiabatisch*. Je höher die dortige konvektive Instabilität und Windgeschwindigkeit ist, desto größer die Wärmeflüsse, und je trockener die Luft, desto mehr Verdunstung vom Erdboden und desto höher der latente Wärmefluss.

Im umgekehrten Fall, bei einer warmen Luftströmung über kaltem Untergrund, ist der Temperaturgradient kleiner als trockenadiabatisch, es gibt eine stabile Schichtung, die latenten und fühlbaren Wärmeflüsse sind gering.
- Bis zur Tropopause wird weniger als 2% der einfallenden Strahlung absorbiert. Die Absorption in der Tropopause hängt stark von den vorhandenen Wolken ab und kann von wenigen Prozent bis über 50% reichen.

Dabei ist die Absorption stark wellenlängenabhängig: UV-Strahlung wird praktisch komplett oberhalb der Troposphäre absorbiert, IR-Strahlung wird dagegen vor allem in der Troposphäre absorbiert, und sichtbares Licht wird recht wenig absorbiert – d.h. die Absorption ist gerade in dem Wellenlängenbereich gering, in dem die solare Strahlungsemission maximal ist.

- Terrestrische Strahlung von der Erdoberfläche kann nur im Bereich von $8,5 \mu\text{m}$ bzw. $11 \mu\text{m}$ die Atmosphäre durchdringen; alle andere in den Weltraum emittierte Strahlung stammt aus höheren Schichten der Atmosphäre, wo die Temperaturen deutlich niedriger als auf der Erdoberfläche sind. Darum ist die effektive Strahlungstemperatur der Erde niedriger als die Durchschnittstemperatur auf der Erdoberfläche. Verstärkt wird dieser Effekt durch Cirrus-Wolken, weil diese die Emission vom Erdboden blockieren und selber nur mit sehr geringer Temperatur strahlen.
- Die Sonnenstrahlung bestimmt zahlreiche Eigenschaften der Troposphäre. Je stärker die Sonnenstrahlung, desto dicker ist die Troposphäre, und desto stärker ist der vertikale Temperaturgradient, weil die Erwärmung vor allem vom Erdboden her erfolgt. An den Polen ist im Winter sogar eine Temperaturumkehrschicht vorhanden, in der die Temperatur vom Boden aus zunächst um mehr als 10 K ansteigt. Die Dicke der Troposphäre schwankt in hohen Breiten mit den Jahreszeiten ($7,5 \text{ km}$ bis $9,5 \text{ km}$), außerdem kann sie in mittleren und hohen Breiten wetterbedingt um bis zu 4 km schwanken. Am Äquator ist sie dagegen relativ konstant 16 km bis 17 km dick.
Im Gegensatz zur stark von der Erdoberfläche abhängigen Troposphäre stehen Stratosphäre und Mesosphäre im Strahlungsgleichgewicht.
- Die Erdoberfläche hat eine schlechte Wärmeleitfähigkeit, darum wirkt sich der Tagesgang der Temperatur nur bis etwa 50 cm Tiefe aus, jährliche Temperaturschwankungen reichen nur wenige Meter tief. Außerdem ist die Wärmekapazität gering (ca. ein Viertel der Wärmekapazität von Wasser), d.h. ein Gleichgewicht stellt sich bereits nach wenigen Wochen ein.
- Ozeane haben eine sehr große Wärmekapazität, so dass der Tagesgang der Temperatur praktisch vernachlässigt werden kann (die Schwankung der Lufttemperatur über Ozeanen beträgt im Laufe eines Tages nur ca. 1 K); im Jahresgang tritt das Temperaturmaximum und -minimum erst etwa sechs Wochen nach dem Höchststand bzw. Tiefststand der Sonne ein. Die absorbierte solare Energie wird durch Turbulenzen (welche durch Wind verursacht werden) innerhalb einer *Mischungsschicht* verteilt, die 50 bis 100 m dick ist. Darunter folgt die *Sprungschicht* (thermocline), in der sich die Temperatur stark mit der Tiefe ändert und die vertikalen Austausch stark behindert, und darunter kommt das kalte Tiefenwasser. Die absorbierte Energie wird jedoch nicht nur vertikal innerhalb der Mischungsschicht verteilt, sondern kann durch Meeresströmungen (welche durch Wind angetrieben sind) auch horizontal verteilt werden.
- Über Land ist der Fluss der latenten Wärme ungefähr gleich groß wie der Fluss der fühlbaren Wärme; bei Vegetation dominiert allerdings der latente Wärmefluss, während in Steppen, Wüsten und Städten der fühlbare Wärmefluss die größere Rolle spielt. Über Ozeanen ist dagegen der latente Wärmefluss um eine Größenordnung höher.
- Schnee und Eis hat ein hohes Reflexionsvermögen, Schnee hat zusätzlich eine isolierende Wirkung, und Strahlungsüberschuss führt dort nicht zu Erwärmung, sondern zu Schmelzung oder Sublimation.
- *atmosphärische Gezeiten*: In der oberen Atmosphäre wirkt sich der Tagesgang der Sonnenstrahlung am stärksten aus, man beobachtet tägliche Schwankungen von Temperatur, Druck und Wind. Diese atmosphärische Gezeiten sind wesentlich größer als die durch Gravitation verursachten Gezeitenbewegungen in der Atmosphäre.
- Auswirkungen des Tagesgangs der Sonnenstrahlung: An einem windschwachen, wolkenlosen Abend kühlt die terrestrische Abstrahlung das Land innerhalb der ersten Stunden nach Sonnenuntergang so weit ab, dass es kälter als die Umgebungsluft ist. Diese strahlt während der Nacht dann Energie sowohl nach oben als auch Richtung Boden ab; es entsteht eine bodennahe Inversion. Nach dem Sonnenaufgang ist der Boden bald wärmer als die Umgebungsluft, es entsteht Turbulenz in der bodennahen Grenzschicht, später steigen Thermikelemente auf, die bis zur Untergrenze der Inversion reichen. Dadurch wird die Mischungsschicht immer weiter aufgeheizt und gewinnt deshalb an Mächtigkeit. Wenn die Inversionsschicht bei starker

Sonneneinstrahlung irgendwann weggeheizt ist, können die Thermikelemente bis in große Höhen aufsteigen, wo Kondensation einsetzt und Wolken gebildet werden.

- Weil wegen der unterschiedlichen Wärmekapazitäten tagsüber das Land und nachts das Meer wärmer ist, gibt es tagsüber einen Wind vom Meer zum Land, der die über dem Land aufsteigende Luft ausgleicht (*Seewindzirkulation*). Nachts ist es umgekehrt; dann steigt Luft über dem Meer auf, der Wind weht umgekehrt (*Landwindzirkulation*), jedoch schwächer (da die Aufstiegsbewegung vertikal weniger weit reicht). Zu beobachten ist bei der Seewindzirkulation, dass sich über dem Land über der aufsteigenden Luft Wolken bilden (aus denen es auch regnen kann), während sich Wolken über dem Meer auflösen. In manchen Gebieten ist das Vordringen der kühlen Seeluft so stark ausgeprägt, dass die Seewindfront einer mesoskaligen Kaltfront ähnlich ist.
- Jahresgang der Temperatur: An den Tag- und Nachtgleichen (*Äquinoktien*) ist die Bestrahlungsstärke proportional zum Cosinus der geographischen Breite. Zur Sommersonnenwende (*Sommersolstitium*) kompensiert in höheren Breiten die zunehmende Tageslänge den flacheren Winkel der Sonne, so dass die Bestrahlungsstärke über viele Breitengrade hinweg konstant ist (mit einem leichten Maximum am Pol); zum Wintersolstitium ist dieser Effekt umgekehrt, in hohen Breiten reduziert sowohl der flache Sonnenwinkel als auch die kurze Tageslänge die Bestrahlungsstärke. Der Temperaturkontrast zwischen Land und Meer ist kurz nach den Solstitien am größten. Die *Monsun-Zirkulation* in den Tropen wird durch die jahreszeitliche Umkehr der horizontalen Temperaturgradienten angetrieben. In Breiten höher als 15° hängt die Stärke der jährlichen Temperaturschwankungen stark vom Abstand zur Küste ab, während im Bereich rund um den Äquator diesbezüglich kein Unterschied zwischen Land und Meer gemessen wird.
- Temperatur- und Niederschlagsanomalien: Verantwortlich dafür sind Kopplungen der Zirkulationen von Ozeanen und Atmosphäre; so treibt einerseits der Wind die Meeresströmungen an, andererseits bestimmen diese die Meeresoberflächentemperaturen und beeinflussen damit über die Veränderung der Energieflüsse den Wind. Weil sich die Zirkulation im Ozean nur sehr langsam an Veränderungen in der Atmosphäre anpasst, können Anomalien monatelang bestehen bleiben.
Beispiel El Niño: Normalerweise treibt der Südostpassat das Wasser von Südamerika nach Indonesien; in Südamerika steigt dadurch nährstoffreiches Tiefenwasser nach oben. Alle drei bis fünf Jahre schwächen sich die Winde ab, es kommt zu hohen Niederschlägen und zu einem Fischsterben in Südamerika (kein kalter Meeresstrom, der Nährstoffe bringt und die Wolken vor der Küste abregnen lässt) und zu einer Dürre in Indonesien und Australien.
- Anzeichen für Klimaänderungen: Chemische Verwitterung setzt Wasser voraus und deutet damit auf ein feuchtes Klima hin, Salzlager deuten auf ein trockenes Klima hin, Moränen und Gletscherschliffe zeigen Vergletscherung an, und Kohleflöze (aus Flachmooren entstanden) weisen auf einen hohen Grundwasserspiegel und Überschwemmungen hin. Auch Fossilien können Auskunft über das Klima geben, wenn man sie mit heutigen Arten vergleicht, deren Lebensgewohnheiten man kennt; ebenso ist es mit Blütenstaub aus Bodenproben. Auch aus den Jahresringen von Bäumen kann man auf das Klima schließen. Eine weitere Methode ist die Sauerstoffisotopenmethode: Das Verhältnis der in Kalziumkarbonaten (z.B. in Kalkschalen fossiler Organismen) gespeicherten Sauerstoffisotope O-16 und O-18 gibt Auskunft über die Temperatur, die bei der Bildung geherrscht hat. Schließlich gibt es noch die Altersbestimmung durch Radionuklide. Mit diesen Methoden kann man das Paläoklima grob seit etwa 500 Millionen Jahren (Kambrium) abschätzen. Den genaueren Klimaverlauf mit Hilfe der Sauerstoffisotopenmethode kennt man nur von der letzten Million Jahre (Beginn des Quartärs).
- Paläoklima: Seit dem Kambrium hat es v.a. Warmzeiten gegeben, seit dem Quartär herrscht dagegen ein ständiger Wechsel von Eiszeiten und Warmzeiten. In Norddeutschland unterscheidet man Elster-, Saale- und Weichsel-Eiszeit, in Süddeutschland die Donau-, Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Eiszeit (benannt nach den jeweiligen Eisvorstößen). Der Temperaturunterschied zwischen Eis- und Warmzeit beträgt rund 10 K, wobei der Unterschied in hohen Breiten deutlich größer als in Äquatornähe ist. Während der letzten Eiszeit war die *Kryosphäre* etwa doppelt so mächtig wie heute, Nordeuropa und Nordamerika waren 2 km dick mit Eis bedeckt, und der Meeresspiegel war 100 m niedriger als heute. Seit der letzten Eiszeit gab es die höchsten Temperaturen vor 7000 Jahren, später gab es noch zwischen 900 und 1300 n. Chr. ein

„kleines Klimaoptimum“ (darum haben die Wikinger Grönland tatsächlich als grüne Insel erlebt), worauf 1500–1850 die „kleine Eiszeit“ folgte.

- Es gibt mehrere Theorien, um Klimaveränderungen zu erklären, z.B. Schwankungen in der Sonnenaktivität, Änderung der Erdbahnparameter (Zusammenspiel der verschiedenen Präzessionsbewegungen von Erdachse, Erdbahn usw.) oder Schwächung der Einstrahlung z.B. durch Vulkanausbrüche. Veränderungen an der Strahlungsbilanz alleine reichen aber nicht aus, um Klimaänderungen zu erklären, weil die globale Strahlungsbilanz auch mit einer komplett vereisten Erde erklärt werden könnte.

13 Treibhauseffekt und Ozonabbau

- Die Erde im reinen Strahlungsgleichgewicht hätte eine Oberflächentemperatur von -18 °C , in Realität beträgt die durchschnittliche Oberflächentemperatur $+15\text{ °C}$ – der Unterschied wird vom natürlichen Treibhauseffekt verursacht. Verantwortlich dafür sind nicht die Hauptbestandteile der Atmosphäre, sondern bestimmte Spurengase.
- Dominiert wird der natürliche Treibhauseffekt von Wasserdampf; er sorgt für eine Erwärmung von ca. 20,6 K. Andere Spurengase tragen nur dann zum Treibhauseffekt bei, wenn sie in jenen Wellenlängenbereichen optisch aktiv sind, in denen Wasserdampf die Strahlung ungehindert durchlässt. Das sind Kohlendioxid (7,2 K), bodennahes Ozon (2,4 K), Distickstoffoxid (= Lachgas; 1,4 K) und Methan (0,8 K).
- Der Gehalt an Kohlendioxid ist seit der Industrialisierung vor 200 Jahren von 280 ppm auf 350 ppm gestiegen. 85 % der von Menschen verbrauchten Energie stammt heute aus fossilen Brennstoffen, zudem ist die landwirtschaftlich genutzte Fläche von 2 % in den letzten Jahrhunderten auf heute 10 % angestiegen – meist durch Brandrodung. Von dem durch diese Prozesse erzeugte Kohlendioxid befindet sich aber nur noch knapp die Hälfte in der Atmosphäre, der Rest wurde in den Ozeanen gelöst. Diese haben an sich riesige Speicherkapazitäten, aber da die Zirkulation mit dem Tiefenwasser Jahrhunderte benötigt, steht nur ein kleiner Teil davon kurzfristig zur Verfügung.
- Entwicklung der anderen Spurengase:
Die Methankonzentration hat sich verdoppelt; Grund ist die Ausweitung des Nassreisensbaus und vermehrte Rinderhaltung, außerdem entweicht es bei der Erdgas- und Erdölförderung.
Die Konzentration von Lachgas ist um 10 % angestiegen, vor allem durch den Einsatz von Düngemitteln in der Landwirtschaft.
Der Bodenozonegehalt in der Nordhemisphäre steigt wegen Stickoxid-Emissionen aus Verbrennungsprozessen an.
FCKWs sind ebenfalls sehr aktive Treibhausgase, sie stammen ausschließlich aus künstlichen Prozessen.
- Das *relative Treibhauspotenzial* (GWP, *greenhouse warming potential*) gibt die Auswirkung von Treibhausgasen verglichen mit Kohlendioxid an. Zudem spielt die Verweilzeit der Gase in der Atmosphäre eine Rolle; sie ist definiert als die Zeit, die vergeht, bis 36,8 % des Treibhausgases abgebaut ist. Je länger die Verweilzeit ist, desto länger dauert es auch, bis sich ein Gleichgewicht eingestellt hat, d.h. die Entwicklung der atmosphärischen Konzentration ist gegenüber der Entwicklung der Emissionsraten zeitlich verzögert.
- Kohlendioxid führt in der Troposphäre zu einer Erwärmung (weil die Abstrahlung vom Erdboden absorbiert und zurückgestrahlt wird), in der Stratosphäre jedoch zu einer Abkühlung – weil dort kaum Wasserdampf vorhanden ist und außerdem die Temperatur mit der Höhe wieder ansteigt, strahlt das Kohlendioxid dort effektiv Wärme in den Weltraum ab.
- Durch den Treibhauseffekt zu erwartende Veränderungen:
 - Durch die steigende Verdunstung von Wasser, speziell in den Tropen, gelangt mehr Wasserdampf in die Atmosphäre und wirkt wiederum als Treibhausgas (positive Rückkopplung).
 - An den Polen wird die Erwärmung stärker sein, weil der Rückgang der Vereisung zu einer Verminderung der Albedo führt.

- In den Tropen wird die Erwärmung schwächer sein, weil sie zum Teil durch die steigende Verdunstung kompensiert wird.
 - Die Atmosphäre oberhalb 20 km Höhe wird kälter.
 - Die Niederschlagsgürtel verschieben sich, die gesamte Niederschlagsmenge erhöht sich, aber der Bereich um 30° wird trockener.
 - Wegen der erhöhten Kohlendioxid-Konzentration bildet sich mehr Biomasse, was den Treibhauseffekt abschwächen würde (negative Rückkopplung).
 - Der zusätzliche Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre könnte ebenfalls zu einer negativen Rückkopplung führen, wenn sich dadurch der Wolkenbedeckungsgrad (tiefe Wolken!) erhöht. (Bereits eine Erhöhung des Bedeckungsgrads um wenige Prozent würden den Treibhauseffekt stark abschwächen.)
 - Durch das Auftauen von Permafrostböden könnte das Treibhausgas Methan freigesetzt werden (positive Rückkopplung).
 - Ein schnellerer Abbau des organischen Materials im Boden würde zu einer erhöhten Kohlendioxid-Freisetzung führen (positive Rückkopplung).
 - Vegetation dürfte durch einen schnellen Temperaturanstieg irreversibel geschädigt werden; als Grenze für ansonsten unbelastete Vegetation schätzt man eine Erwärmung um 0,1 K pro Dekade, zu erwarten ist aber eine Größenordnung von 0,3 K pro Dekade.
- Der anthropogene Treibhauseffekt verschwindet in der Statistik in der natürlichen Klimavariabilität. Aber folgende Anzeichen können beobachtet werden:
 - globaler Anstieg der Lufttemperatur seit 1860
 - Abnahme der Stratosphärentemperatur
 - Anstieg der Temperatur der ozeanischen Deckschicht
 - Abschmelzen der Gebirgsgletscher seit 1850
 - Umverteilung der Niederschläge: trockener in Tropen und Subtropen, feuchter in den mittleren bis hohen Breiten
 - Zunahme des Wasserdampfgehalts in der Troposphäre in den Tropen
 - Anstieg des Meeresspiegels seit 100 Jahren, beschleunigt seit 50 Jahren
 - Die wärmsten Jahre seit Beginn der Temperaturlaufzeichnung liegen größtenteils Ende des 20. Jahrhunderts.

Allerdings ist auch eine Temperaturzunahme in den Tropen zu beobachten, und 1940–1970 gab es eine Abkühlung der nördlichen Hemisphäre. Letzteres könnte man mit einer Zunahme der Kondensationskerne erklären; die Rückstreuungsfähigkeit ist proportional zum Querschnitt eines Tröpfchens, d.h. die selbe Wassermenge, verteilt auf kleinere Tröpfchen, streut das Sonnenlicht stärker in den Weltraum zurück.

- Ozon entsteht in der Stratosphäre, indem sich ein Sauerstoff-Radikal mit einem Sauerstoffmolekül unter Anwesenheit eines Stoßpartners (für die Impulserhaltung) zu Ozon verbindet. Das Sauerstoffradikal entsteht aus einem Sauerstoffmolekül, welches durch Absorption von UV-Strahlung (Wellenlänge kleiner als 240 nm) gespalten wird.
- Einerseits ist diese kurzwellige UV-Strahlung nur in Höhen oberhalb von 20 km in nennenswerter Intensität vorhanden, weil sie durch die Atmosphäre stark geschwächt wird. Andererseits gibt es in großen Höhen nur noch wenige Sauerstoffmoleküle, so dass die Ozonproduktion am effektivsten zwischen 20 und 30 km Höhe arbeitet. In die Troposphäre gelangt Ozon vereinzelt durch Tropopausenbrüche aus der Stratosphäre, es wird dort aber auch durch Photosmog-Reaktionen gebildet.
- Die Bildung von Ozon findet vor allem in der äquatorialen Stratosphäre statt und fließt von dort aus in Richtung der Pole; dies passiert am stärksten im jeweiligen Frühling. Würde man das gesamte Ozon in einer Schicht ansammeln und diese unter Normbedingungen setzen, hätte diese Schicht eine Dicke von weniger als einem halben Meter.

- Ozon absorbiert UV-Strahlung in einem Wellenlängenbereich, der nicht durch andere Atmosphärgase abgedeckt ist, d.h. diese Strahlung würde den Erdboden relativ ungehindert erreichen. Dort würde sie die Photosynthese hemmen, Meeresplankton schädigen und Krebs bei Lebewesen verursachen.
Die Absorption von UV-Strahlung ist die wichtigste Energiequelle für die Stratosphäre; sie ist der Grund, warum die Temperatur ab der Tropopause wieder ansteigt, und die daraus resultierende stabile Schichtung sorgt wiederum für den geringen vertikalen Luftaustausch. Dadurch wird das Eindringen von Gewittern in die Stratosphäre verhindert, und dadurch erklären sich auch die langen Verweilzeiten von Spurengasen in der Stratosphäre.
- Abgebaut wird das Ozon zum Teil durch Licht, welches das Ozonmolekül spaltet. Eine große Bedeutung haben aber auch katalytische Prozesse; geeignete Katalysatoren sind Stickstoffmonoxid, Wasserstoff, Hydroxid, Chlor und Brom. Der anthropogen verursachte Ozonabbau geschieht durch FCKW und Tetrachlorkohlenstoff, welche Chlor freisetzen, und durch Halone, welche auch Brom enthalten. Die verschiedenen Spurengase haben teilweise gemeinsame Senken, d.h. ihr Verhalten ist dann untereinander gekoppelt.
- *Ozonloch*: In der Polarnacht kühlt sich die Luft durch Abstrahlung stark ab und sinkt zu Boden, die Folge ist ein Tiefdruckgebiet in der Stratosphäre. Außen herum wehen die Westwinde des *Polarwirbels*, wodurch der Luftaustausch mit niedrigeren Breiten unterbunden wird. In den tiefen Temperaturen entstehen polare stratosphärische Wolken (*PSC* = polar stratospheric clouds), welche aus Salpetersäure und Eis bestehen. An deren Oberfläche bilden chlorhaltige Moleküle Salpetersäure, das Chlor wird dabei in molekularer Form frei, d.h. es befindet sich in einem reaktionsfreudigeren Zustand als vorher. Wenn nach der Polarnacht die Sonne wieder scheint, reagiert zuerst das Chlor mit Ozon zu Chloroxid; mit stärker werdender Sonnenstrahlung setzt ein katalytischer Prozess zum Ozonabbau ein, dessen Effizienz quadratisch mit der Chloroxid-Konzentration steigt. Dadurch wird über der Antarktis mehr als die Hälfte des Ozons zerstört, in manchen Höhen sogar über 90%.
Über der Arktis ist dieser Effekt deutlich schwächer ausgeprägt, weil die Stratosphäre dort etwa 10 K wärmer als über der Antarktis ist, außerdem ist der Nordpolarwirbel schwächer und instabiler gegenüber Störungen (z.B. planetare Wellenbewegungen).
Die Grenze des Ozonlochs ist identisch mit dem Bereich, in dem PSC gebildet werden; aber durch Kühlung der Stratosphäre (durch Treibhausgase wie Kohlendioxid), Zunahme des Wasserdampfgehaltes (durch Flugverkehr und Anstieg der Methankonzentration), Zunahme des Stickoxidgehalts (ebenfalls durch Flugverkehr mitverursacht) oder durch Änderungen bei der atmosphärischen Zirkulation kann sich das Gebiet der PSC-Produktion ausweiten und damit auch das Ozonloch.

14 Allgemeine Zirkulation

- Für 98 % der kinetischen Energie der Atmosphäre ist der horizontale Temperaturunterschied zwischen den Tropen und den Polargebieten verantwortlich. Diese Energie steckt zum größten Teil in den synoptischen Störungen und planetaren Wellen. Die restliche kinetische Energie steckt in Luftbewegungen, die durch Konvektion hervorgerufen werden – angefangen von kleinen Wirbeln in der bodennahen Grenzschicht bis hin zu riesigen Gewitterwolken.
Die Gesamtheit aller großräumigen Luftbewegungen auf der Erde heißt *allgemeine Zirkulation*.
- Kinetische Energie entsteht aus potenzieller Energie, d.h. aus einer Änderung der Schwerpunktslage. Nutzbar ist die Differenz zwischen Anfangs- und Endzustand, diese bezeichnet man als *verfügbare potenzielle Energie* (APE, available potential energy). Beispiel: Mischung zweier unterschiedlich schwerer Flüssigkeiten; die schwerere Flüssigkeit schichtet sich unter die leichtere Flüssigkeit, d.h. der Schwerpunkt des Gesamtsystems sinkt nach unten, die Differenz an potenzieller Energie wird als kinetische Energie frei und verliert sich schließlich in Turbulenzen innerhalb der Flüssigkeit.
Eine Zirkulation, bei der warme Luft gehoben und kalte Luft abgesenkt wird, heißt *thermisch direkte Zirkulation*. Der umgekehrte Fall heißt *thermisch indirekte Zirkulation*; sie kommt in der Atmosphäre seltener vor.
- Folgende Zirkulationsmechanismen gibt es:

- *Hadley-Zirkulation*: Mittelt man die Wind- und Druckfelder über den Tropen über ein Jahr, ergibt sich eine zum Äquator fast symmetrische Zirkulation, die man als Hadley-Zirkulation bezeichnet. Warme, feuchte Luft steigt im Bereich des Zenitstands der Sonne auf und regnet sich dabei ab; dadurch ergibt sich in der unteren Troposphäre ein Tief mit konvergierenden zykonalen Luftströmungen, in der oberen Troposphäre ein Hoch mit divergierenden antizyklonalen Luftströmungen. Die kalte, trockene Luft sinkt anschließend im Bereich der Wendekreise ab und strömt zurück. Durch die Corioliskraft haben die horizontalen Strömungen in der unteren Troposphäre eine östliche Komponente, in der oberen Troposphäre eine westliche Komponente – auf der Nordhalbkugel kommt es zu den Nordostpassaten, auf der Südhalbkugel zu den Südostpassaten. Wüsten entstehen dort, wo die trockene Luft absinkt und sich adiabatisch erwärmt; hier handelt es sich um eine thermisch indirekte Zirkulation, denn die Erdoberfläche in den Subtropen ist ebenfalls warm. Die Zirkulation über Wüsten kann deshalb nicht das Ergebnis lokaler Temperaturunterschiede sein, sondern durch Zufuhr von Energie aus anderen Bereichen der Tropen.
 - *Monsunzirkulation*: Im Frühling erwärmt sich das Land schneller als das Meer, so dass dort feuchte Luft aufsteigt, kondensiert und sich abregnet. Die bei der Kondensation frei werdende latente Wärme verstärkt diesen Prozess zusätzlich. Es bildet sich in der unteren Troposphäre ein Tief, in der oberen Troposphäre ein Hoch, und die daraus entstehenden horizontalen Strömungen zum Druckausgleich werden durch die Corioliskraft parallel zu den Isobaren abgelenkt.
 - *Barokline Instabilität*: Durch die unterschiedlich starke Erwärmung der Erdoberfläche zwischen dem Äquator und den Polen würde sich bei ruhender Erde eine Hadley-Zirkulation vom Äquator bis zu den Polen ausbilden. Durch die Erdrotation wird diese Luftströmung jedoch umgelenkt, so dass sich in Bodennähe Ostwinde und in der Höhe Westwinde ausbilden. Dadurch wird aber nicht mehr genügend Wärme zwischen Äquator und Pol transportiert, so dass der Temperaturgradient steigt, wodurch wiederum die Windstärke wächst. Es kommt schließlich zu einer Veränderung der Strömung, in den mittleren Breiten bilden sich großskalige Wellenstörungen, welche *barokline Wellen* genannt werden. Die Hadley-Zirkulation zieht sich in die Tropen zurück.
 - *Hurricanes*: Feuchte warme Luft aus dem tropischen Meer strömt von unten ein in Richtung Zentrum, wo ein geringerer Luftdruck herrscht. Rund um das Auge steigt sie auf, es entstehen hoch reichende Cumulus-Wolken; durch die Kondensation wird weitere Energie in Form von latenter Wärme frei. Hier wird also potenzielle Energie vom Hurrican selbst erzeugt und anschließend in kinetische Energie umgewandelt.
- Im globalen Mittel ist die Erdoberfläche durch Absorption solarer Strahlung eine Wärmequelle, die obere Troposphäre dagegen durch Abstrahlung in den Weltraum eine Wärmesenke. Dazwischen findet Hebung statt, welche die potenzielle Energie für den Antrieb der verschiedenen atmosphärischen Bewegungen liefert.
 - Ein Großteil der durch unterschiedliche Erwärmung in vertikaler Richtung erzeugten potenziellen Energie wird durch Konvektion frei, was zu Turbulenzen in unterschiedlichen Größenordnungen führt (*konvektive Instabilität*). Voraussetzung für den Aufstieg warmer Luft ist jedoch eine labil geschichtete Atmosphäre. Normalerweise ist sie jedoch stabil geschichtet, darum entsteht ein Großteil der verfügbaren potenziellen Energie in der Atmosphäre durch die horizontal unterschiedliche Erwärmung der Erde zwischen Tropen und Polargebieten.
 - Durch konvektive Instabilität wird etwa genauso viel kinetische Energie erzeugt wie bei den großräumigen Bewegungen; in diesen ist aber hundert Mal mehr kinetische Energie gespeichert, weil dort weniger Reibung auftritt – erst bei sehr starker vertikaler Windscherung kommt es zu Turbulenzen. Wenn man die Quellen kinetischer Energie abschalten würde, kämen entsprechend die großräumigen Bewegungen erst nach rund einer Woche zum Erliegen, die konvektiven Bewegungen dagegen schon nach einigen Stunden.
 - Die in der Atmosphäre vorhandene Wassermenge ist ungefähr so groß wie die wöchentliche Niederschlagsmenge, d.h. bereits über einen Zeitraum von einer Woche müssen der globale Niederschlag und die globale Verdunstung im Gleichgewicht stehen.
Im Bereich der feuchten Monsune, der ITCZ, der außertropischen Tiefdruckgebiete und für die Kontinente

als Gesamtheit ist der Niederschlag höher als die Verdunstung. Über Ozeanen dagegen ist die Verdunstung höher als der Niederschlag, besonders extrem im Bereich der bodennahen Hochdruckgebiete (in den Subtropen), bei denen die Absinkbewegung Niederschlag verhindert. Ausgeglichen ist die Bilanz lediglich über Landgebieten ohne Abfluss zum Meer (z.B. im Westen der USA in der Beckenlandschaft zwischen den Gebirgsketten). Nach Breitenlage betrachtet sind die Subtropen Wasserdampfquellen, die Äquatorgebiete sowie nördlich vom 40. Breitengrad dagegen Wasserdampfsenken.

Die Unterschiede zwischen Verdunstung und Niederschlag speisen sämtliche Flüsse, Grundwasserströme usw., kurz den *hydrologischen Kreislauf*. Die allgemeine Zirkulation kann als atmosphärische Komponente des hydrologischen Kreislaufs betrachtet werden, wobei vor allem untere Luftströmungen diese Rolle spielen. Beispielsweise bei der Hadley-Zirkulation ist die Strömung im oberen Ast extrem trocken, der Wassertransport wird praktisch ausschließlich von der bodennahen Strömung erledigt.

- Die Netto-Sonneneinstrahlung ist am Äquator viermal so hoch wie an den Polen. Grund ist der Jahresgang der Sonnenstrahlung, außerdem die hohe Albedo der Polargebiete. Bei der terrestrischen Emission ist die Breitenabhängigkeit dagegen viel geringer, weil am Äquator wegen der höheren Wasserdampfkonzentration die Abstrahlung stärker behindert wird als an den Polen, so dass sie – trotz deutlich höherer Bodentemperatur – nur ca. 40% höher ist als an den Polen. Die beiden Kurven von solarer Einstrahlung und terrestrischer Abstrahlung schneiden sich bei einer Breite von ca. 35°; in niedrigeren Breiten wird mehr Strahlung absorbiert als emittiert, in höheren Breiten ist es umgekehrt. Der Energietransport zwischen diesen Bereichen wird zu einem großen Teil von den fühlbaren und latenten Wärmeströme der allgemeinen Zirkulation durchgeführt.