

# Einführung in die Meteorologie

Sattler, Stefan M.

Juli 2006, Graz

Überarbeitet am 13. Mai 2007

Das wird ein Skriptum zur Vorlesung *Einführung in die Meteorologie* die von *Prof. Gottfried Kirchengast* im SS 2006 an der Karl-Franzens Universität in Graz gehalten wurde. Dieses Skriptum kann frei über meine Homepage <http://www.sattlerstefan.com> bezogen werden. Für die Mitteilung von Fehlern und Anregungen bin ich dankbar:

<mailto:stefan.sattler@stud.meduni-graz.at>



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einführung</b>	<b>4</b>
1.1	Das Gebiet der Meteorologie – Physik der unteren Atmosphäre . . . . .	5
1.2	Ziel der Meteorologie – von Wetter- und Klimaforschung bis operationelle Meteorologie	5
<b>2</b>	<b>Aufbau, Funktion und physikalische Grundlagen der Atmosphäre</b>	<b>6</b>
2.1	Aufbau der Atmosphäre . . . . .	6
2.2	Die Druck- und Dichteverteilung mit der Höhe . . . . .	7
2.2.1	Welche Masse hat die Erdatmosphäre? . . . . .	9
2.2.2	Anteile von Gasen in der Atmosphäre? . . . . .	9
2.3	Hydrodynamik . . . . .	9
2.4	Temperaturschichtung in der Troposphäre . . . . .	10
2.4.1	1. Hauptsatz der Thermodynamik . . . . .	10
2.4.2	Adiabatische Zustandsänderung . . . . .	10
2.4.3	Die trockenadiabatische Temperaturabnahme . . . . .	11
2.4.4	Die feuchtadiabatische Temperaturabnahme . . . . .	12
2.5	Stabilität der Atmosphäre . . . . .	13
2.5.1	Potentielle Temperatur . . . . .	13
2.6	Feuchtigkeit . . . . .	14
2.6.1	Feuchtgrößen . . . . .	14
2.6.2	Beispiel . . . . .	16
2.7	Windfeld in der Atmosphäre . . . . .	17
<b>3</b>	<b>Wolken, Gewitter, Strahlung</b>	<b>18</b>
3.1	Wolkenbildung, Wolken und Niederschlag . . . . .	18
3.1.1	Klassifizierung von Wolken . . . . .	18
3.1.2	Wie entstehen Wolken? . . . . .	20
3.1.3	Hydrometeore . . . . .	21
3.1.4	Nebel . . . . .	22
3.2	Atmosphärische Elektrizität: Gewitter . . . . .	23
3.2.1	Erde als Kugelkondensator . . . . .	23
3.2.2	Gewitter . . . . .	23
3.3	Atmosphärische Strahlung . . . . .	24
3.3.1	Strahlungsgesetze . . . . .	24
3.3.2	Hauptkomponenten der Strahlung . . . . .	24
3.3.3	Streuarten . . . . .	24
3.3.4	Leistungsbilanz . . . . .	24
3.3.5	Treibhauseffekt . . . . .	24
3.3.6	Strahlungsparameter . . . . .	24

<b>4</b>	<b>Dynamik der Atmosphäre</b>	<b>25</b>
4.1	Die großräumige Zirkulation der Luft: Kräfte und die Gradient-Wind Gleichung . . . .	25
4.2	Geostrophisches Gleichgewicht, barotrope und barokline Schichtungen . . . . .	25
4.3	Entstehung von Hoch- und Tiefdruckgebieten, planetarische Wellen . . . . .	25
4.4	Warmfronten und Kaltfronten . . . . .	25
4.4.1	Beispiel: Entstehung des Mittelmeertiefs . . . . .	25
<b>5</b>	<b>Beobachtung, Modellierung, Wettervorhersage</b>	<b>26</b>
5.1	Moderne Wetterbeobachtung, Wettermodellierung und Wettervorhersage . . . . .	26

# 1 Einführung

Informationen zur Vorlesung und Übung findet man auf der Homepage von Prof. Kirchengast:  
<http://www.uni-graz.at/gottfried.kirchengast/vouemet-ss06>.

username: vouemet

password: studio

Hier findet man Infos zur Prüfung, Übung und eine Menge Links

## Inhalt der Vorlesung

1. Einführung in die Meteorologie
  - Das Gebiet der Meteorologie – Physik der unteren Atmosphäre
  - Ziel der Meteorologie – von Wetter- und Klimaforschung bis operationelle Meteorologie
2. Aufbau, Funktion und physikalische Grundlagen der Atmosphäre
  - Meteorologische Grundgrößen: Temperatur, Druck, Dichte, Feuchte, Wind,...
  - Die Temperaturschichtung der Atmosphäre („Stockwerkeinteilung“)
  - Die Druck- und Dichteverteilung mit der Höhe: hydrostatische Schichtung
  - Die Temperatur: Thermodynamik der trockenen Atmosphäre, der adiabatische Temperaturgradient der Troposphäre
  - Der Wind: vertikalen Hydrostatik und horizontale Hydrodynamik der Luft aus der allgemeinen Bewegungsgleichung eines Fluids (Navier-Stokes Gleichung)
  - Die Gesichter der Luftfeuchte: Wasserdampfdruck, Absolute Feuchte, Relative Feuchte, Volumen- Massen-Mischungsverhältnis, Spezifische Feuchte
  - Die feuchte Troposphäre: latente Wärme, feuchtadiabatische Schichtung, potentielle Temperatur, Stabilität/Labilität, Sättigung und Kondensation (Clausius-Clapeyron'sche Gleichung), Beispiel Föhn, Beispiel Kondensstreifen
3. Die Atmosphäre ist mehr als eine Gashülle: Wolken, Gewitter, Strahlung
  - Wolkenbildung, Wolken und Niederschlag
  - Atmosphärische Elektrizität: Gewitter
  - Atmosphärische Strahlung: Strahlung-Atmosphäre Wechselwirkung und Strahlungshaushalt, Beispiel Treibhauseffekt
4. Dynamik der Atmosphäre: Allgemeine Zirkulation und Wirbelsysteme
  - Die großräumige Zirkulation der Luft: Kräfte und die Gradient-Wind Gleichung

- Geostrophisches Gleichgewicht, barotrope und barokline Schichtungen
  - Entstehung von Hoch- und Tiefdruckgebieten, planetarische Wellen
  - Warmfronten und Kaltfronten; Beispiel: Entstehung des Mittelmeertiefs
5. Beobachtung, Modellierung, Wettervorhersage, praktischer Wetterdienst
- Moderne Wetterbeobachtung, Wettermodellierung und Wettervorhersage

## 1.1 Das Gebiet der Meteorologie – Physik der unteren Atmosphäre

Die *Meteorologie*<sup>1</sup> ist ein Teil der Atmosphärenwissenschaften und konzentriert sich hierbei unter anderem auf die Dynamik der unteren Erdatmosphäre und das dadurch hervorgerufene Wetter. Das heutige Verständnis der Meteorologie ist vom Leitbegriff der Physik der Atmosphären (kurz: Atmosphärenphysik) geprägt.[4]

Die wichtigsten Zustandsgrößen in der Meteorologie sind Luftdruck, Luftdichte, Temperatur, Feuchte, Wind. Voraussetzungen für die Meteorologie aus Physik und Chemie:

- Hydrodynamik/Transportgleichungen: z.B.:  $\vec{F} = m\vec{a}$ , Variablen:  $p(\vec{r}, t)$ ,  $T(\vec{r}, t)$ ,  $q(\vec{r}, t)$ ,  $\vec{v}(\vec{r}, t)$ .
- Thermodynamik
- Mechanik
- Elektrodynamik:  $\vec{E}(\vec{r}, t)$ ,  $\vec{B}(\vec{r}, t)$
- Strahlungstransporttheorie:  $I(\vec{r}, t)$
- Atmosphärenchemie: reaktive Spurengase und nicht reaktive Treibhausgase
- „physikalischer Hausverstand“

## 1.2 Ziel der Meteorologie – von Wetter- und Klimaforschung bis operationelle Meteorologie

- *Verständnis* des atmosphärischen Geschehens (Wettergeschehen)
- *Beobachtung* des atmosphärischen Geschehens, Überwachung
- *Diagnose* (=Analyse), *Modellierung* & *Prädiktion* (Wetterdienste<sup>2</sup>)

Die *Klimatologie* beschäftigt sich mit längerfristigen Entwicklungen, die nicht auf die Atmosphäre beschränkt sind.

---

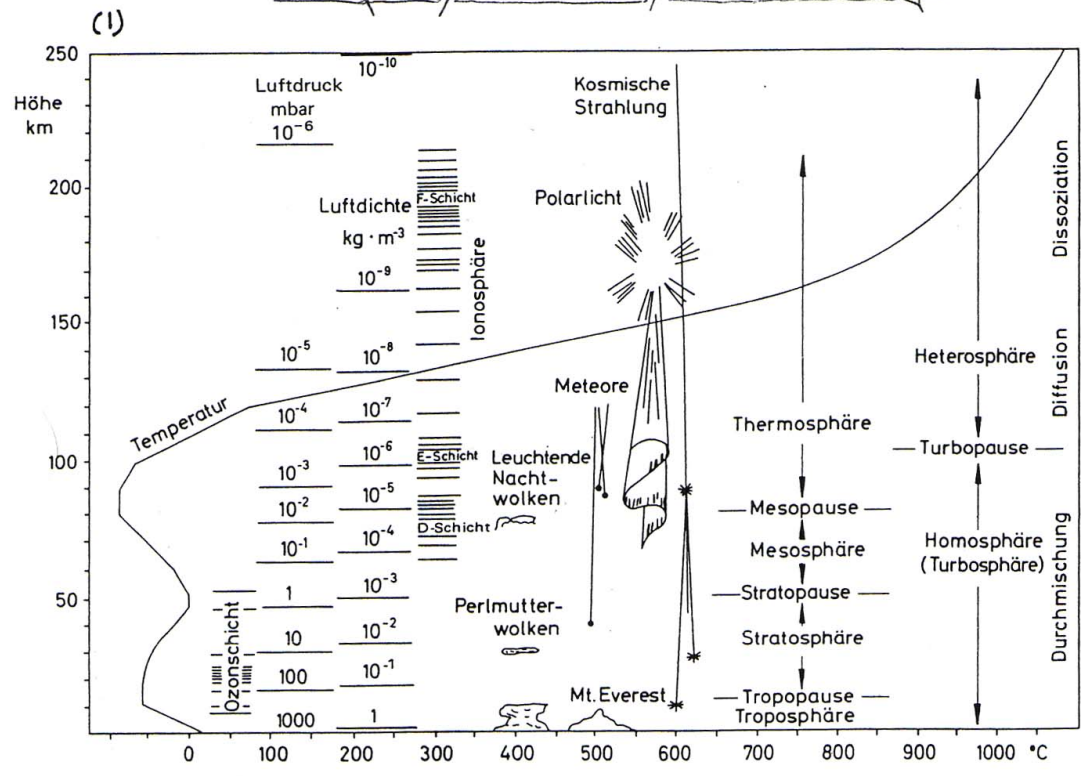
<sup>1</sup>„über dem Boden“

<sup>2</sup>operationelle Meteorologie

# 2 Aufbau, Funktion und physikalische Grundlagen der Atmosphäre

## 2.1 Aufbau der Atmosphäre

Zur ATMOSPHERE  
Aufbau, Überblick, Zusammensetzung



Querschnitt durch die Atmosphäre. Dargestellt sind Temperatur, Luftdruck, Luftdichte in verschiedenen Höhen und Lagen der verschiedenen Schichten der Atmosphäre. Das vornehmlichste Studienobjekt der Meteorologie ist die Troposphäre. In ihr spielen sich die meisten wetterbildenden Prozesse ab. In der Ozonschicht wird Ozon durch photochemische Prozesse bei der Absorption der ultravioletten Sonnenstrahlung gebildet. In der Ionosphäre gibt es elektrisch leitende Schichten, welche die Radioverbindung zwischen weit voneinander liegenden Stationen ermöglichen. (aus Liljequist & Cehak, 1984)

Bei der Ausbildung einer Atmosphäre spielen mehrere Faktoren eine Rolle, wozu in erster Linie die Größe des Himmelskörpers zählt. Das Schwerefeld muss dabei gewährleisten, dass die in der Regel aus Ausgasungen hervorgehenden Gasteilchen an den Himmelskörper gebunden bleiben und sich nicht

in den Weltraum verflüchtigen können. Entsprechend der kinetischen Gastheorie bewegen sich die Gasteilchen ungeordnet und dabei umso schneller, je höher die Temperatur des Gases ist und je leichter sie sind. Reicht die Anziehungskraft nicht aus, um den Verlust ausreichend schneller Teilchen langfristig derart zu begrenzen, dass es zu einer positiven Teilchenbilanz kommt, so kann sich auch keine Atmosphäre ausbilden.[5]

Wasserdampf [ $e(\vec{v}, t)$ ] = gasförmiges Wasser, keine Tröpfchen!

- *Troposphäre*: Wetterschicht, bis 10 - 12 km (dann kommt die Tropopause), bis dahin Temperaturabfall
- *Stratosphäre*: 12 - 50 km, Temperaturzunahme bis zur Stratopause
- *Mesosphäre*: Mesopause in ca. 100 km Höhe, wieder ein Temperaturminimum
- *Thermosphäre*: ab 200 km: Temperaturverlauf entspricht einer Isothermen; „parall“ dazu: *Ionosphäre* koexistiert (Plasmaschichten); beides: Hochatmosphäre.

## 2.2 Die Druck- und Dichteverteilung mit der Höhe

Unter dem Einfluss der Schwerkraft übt die Luft einen Druck aus, den *hydrostatischen Druck*, der von der Luftmenge oberhalb des betrachteten Niveaus abhängt.[1, S. 48ff]

Der Luftdruck in 50 km Höhe nimmt von 1000 hPa (Boden) auf 1 hPa ab. Wolken finden sich nur in den ersten 10 km.

Der Luftdruck in einer bestimmten Höhe ist gleich dem Gewicht einer vertikalen Luftsäule mit der Basisfläche  $1 \text{ m}^2$ , welchen sich von der betrachteten Höhe, dem Ausgangsniveau, bis zur oberen Grenze der Atmosphäre erstreckt. Als Gewicht der Luftsäule bezeichnet man die Kraft, welche die Luftsäule infolge der Schwerkraft auf die Unterlage ausübt.

Da die Luft mit der Höhe veränderlich ist, wird die Luftsäule für die weiteren Betrachtungen in dünne horizontale Schichten mit der Dicke  $dz$  unterteilt. Innerhalb jeder dieser Schichten kann die Luftdichte  $\rho$  als konstant angesehen werden. Die *Masse* einer Schicht ist daher  $m = \rho dz$ , die *Kraft*, die von dieser Schicht ausgeübt wird, ist daher  $g\rho \cdot dz$ . Für die Änderung der des Luftdrucks erhält man die *Hydrostatische Grundgleichung*:

$$dp = -g\rho dz.$$

Die atmosphärische Luft ist kompressibel, ihre Dichte nimmt mit zunehmender Höhe  $z$  ab. Betrachtet man eine bestimmte Luftschicht in der Höhe  $z$ , in der der Druck  $p$ , die Dichte  $\rho$  und die absolute Temperatur  $T$  herrschen, so gilt dort wegen der allgemeinen Gaszustandsgleichung

$$p = \frac{\rho}{RT} \tag{2.1}$$

welche, wenn man die Gleichung 2.1 für  $\rho$  einsetzt auch

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz \tag{2.2}$$

geschrieben werden kann.

In erster Näherung kann davon ausgegangen werden, dass die Temperatur in allen Höhen gleich groß ist, die Atmosphäre also *isotherm* ist. Dann kann die Gleichung 2.2 leicht integriert werden und liefert:

$$\ln p = -\frac{g}{RT} z + C \tag{2.3}$$

Im Ausgangsniveau ist der Druck  $p_0$  und die Höhe  $z$  ist 0. Setzt man nun diese Werte in Gleichung 2.3 ein, so kann die Konstante  $C$  bestimmt werden und man erhält

$$\begin{aligned} \ln\left(\frac{p}{p_0}\right) &= -\frac{g}{RT} z \\ p &= p_0 e^{-\frac{g}{RT} z} \end{aligned} \tag{2.4}$$

Daraus wird ersichtlich, dass der Luftdruck mit der Höhe exponentiell abnimmt und sich asymptotisch dem Wert 0 nähert. Daraus wird ersichtlich, dass die obere Grenze der Atmosphäre nicht angegeben werden kann. Löst man Gleichung 2.4 nach  $z$  auf erhält man die *Barometrische Höhenformel*

$$z = \frac{RT}{g} \cdot \ln\left(\frac{p_0}{p}\right) \quad (2.5)$$

Mit dieser Formel kann man die Höhendifferenz zweier Punkte berechnen, wenn man die Temperatur und den Luftdruck kennt.

Die Gleichungen 2.4 und 2.5 gelten für eine *isotherme Atmosphäre*; in der Natur ist die Veränderung der Höhe auch mit einer Veränderung der Temperatur verbunden. Man verwendet daher für  $T$  den Mittelwert der Temperatur zwischen den beiden Niveaus.

**2. Möglichkeit der Herleitung** Aus  $\vec{F} = mg$ , wenn für die Masse  $m = \rho \cdot V$  eingesetzt wird  $\rightarrow \vec{F}_g = \rho g V$  und daraus lässt sich die Kraftdichte ( $f_g$ ) berechnen:

$$f_g = \frac{\vec{F}_g}{V} = g \cdot \rho \quad (2.6)$$

Über die Definition des Drucks ( $p = \frac{F}{A}$ ) folgt:

$$\vec{F}_p = (p_2 - p_1) \cdot A = -\Delta p \cdot A$$

und mit  $f_p = \frac{F_p}{V}$

$$f_p = \frac{-\Delta p \cdot A}{A \cdot \Delta z} = -\frac{\Delta p}{\Delta z}$$

Je stärker das Gas zusammengezogen wird, desto größer wird die Gegenkraft:  $f_g = f_p$ .

$$f_p = -\frac{dp}{dz}$$

⋮

Man kommt auch hier wieder zu:

$$p(z) = p_0 \cdot e^{-z/H}$$

Mit  $H = -\frac{RT(z)}{Mg(z)} \dots$  Skalenhöhe.

Mit zunehmender Höhe ändert sich auch die Erdbeschleunigung  $g$ :

$$g(z) = g_0 \left( \frac{R_E}{R_E + z} \right)^2 \quad (2.7)$$

$$L : \frac{y}{y_0} = e^{-1}$$

$$g(z) \approx g_0 \left( 1 - 2\frac{z}{R_E} \right) \dots \text{für sehr kleine Abweichungen}$$

$$\int \frac{dp}{p} = - \int \frac{dz}{H(z)} \rightarrow p = p_0 \cdot \exp\left(- \int \frac{dz}{H(z)}\right)$$

oder  $p = nkT \rightarrow p = \frac{\rho}{m} k_B T \rightarrow \rho = \frac{\bar{m}}{k_B T} p$  wobei  $\bar{m} = \frac{M}{N_A}$  und  $k_B = \frac{R}{N_A} = 1,38065 \cdot 10^{-23} JK^{-1}$  und  $N_A = 6,02214 \cdot 10^{23} mol^{-1}$ . Mit diesen Überlegungen kann die Masse des mittleren Luftmoleküls ( $\bar{m}$ ) berechnet werden:  $\bar{m} = 4,8096 \cdot 10^{-26} kg$ .

$$m = \frac{M}{[kg \cdot mol^{-1}]} \cdot AMU$$

$$\rightarrow H(z) = \frac{kT(B)}{\bar{m}g(z)} \dots \text{äquivalente Formulierung der Skalenhöhe}$$

### 2.2.1 Welche Masse hat die Erdatmosphäre?

$$\begin{aligned}
 p &= \frac{F_g}{A} = \frac{\text{globale Schwerkraft}}{\text{globale Oberfläche}} \\
 p_0 &= \frac{m_{At} \cdot g_0}{4\pi R_E^2} \\
 p_0 &= 1013,25 \text{ kPa} \\
 m_{At} &= \frac{p_0}{g_0} \cdot 4\pi R_E^2 \approx \underline{5 \cdot 10^{18} \text{ kg}}
 \end{aligned}$$

### 2.2.2 Anteile von Gasen in der Atmosphäre?

$$\frac{M_i}{M_{At}} = \frac{n_i m_i}{n_{At} \bar{m}} = \frac{n_i \bar{M}_i AMU}{n_{At} \bar{M} AMU} \rightarrow M_i = \left( \frac{n_i}{n_{At}} \right) \left( \frac{M_i}{\bar{M}} \right) M_{At}$$

## 2.3 Hydrodynamik

Die Hydrodynamik (auch: Fluiddynamik) ist ein Teilgebiet der Strömungslehre und beschäftigt sich mit bewegten Flüssigkeiten und Gasen. Untersucht werden z. B. laminare und turbulente Strömungen in offenen und geschlossenen Gerinnen. [6] Die grundlegende Gleichung der Hydrodynamik ist die Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{v}) = 0 \tag{2.8}$$

(mit der Massendichte  $\rho$  und dem Geschwindigkeitsvektor  $\vec{v}$ ) welche aussagt, dass der Massefluss durch eine geschlossene Fläche immer gleich der Veränderung der Masse im Inneren der Fläche sein muss. Im Allgemeinen wird die Bewegung eines Fluids durch die *Navier-Stokes-Gleichung* beschrieben. Im Falle von kleiner Viskosität können die Reibungseffekte vernachlässigt werden und es gilt in guter Näherung die Euler-Gleichung

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho} \tag{2.9}$$

die die Geschwindigkeitsänderung des Fluids an einem Ort mit dem in der Umgebung herrschenden Druck  $p$  in Verbindung setzt.

$$\rho \left( \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} \right) = \rho \vec{g} - \underbrace{2g\vec{\Omega}_C \times \vec{v}}_{\text{Coriolis-Kraft}} - \vec{\nabla} p + \mu \vec{\nabla}^2 \vec{v} + \left( \frac{\mu}{3} - \lambda \right) \vec{\nabla} \cdot (\vec{\nabla} \cdot \vec{v}) \tag{2.10}$$

Wenn in Gleichung 2.10  $(\vec{\nabla} \cdot \vec{v}) = 0$  liegt ein *inkompressibles Medium* vor. Wenn  $\mu, \lambda = 0; \vec{\Omega}_C = 0$  handelt es sich um ein ideales (reibungsfreies) Fluid im (nicht rotierenden) Inertialsystem. Man erhält:

$$\rho \left( \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} \right) = \rho \vec{g} - \vec{\nabla} p \tag{2.11}$$

wenn  $\vec{v} = 0 \rightarrow \rho \vec{g} = \vec{\nabla} p; \vec{g} = g_z = -g$ . Unter der Annahme, dass  $\vec{\nabla} \approx \frac{dp}{dz}$  folgt die Grundgleichung der *Hydrostatik*.

$$-g\rho = \frac{dp}{dz} \Leftrightarrow dp = -g\rho dz \tag{2.12}$$

## 2.4 Temperaturschichtung in der Troposphäre

### 2.4.1 1. Hauptsatz der Thermodynamik

Der erste Hauptsatz der Thermodynamik ist der Satz der Energieerhaltung: Jedes System besitzt eine innere Energie  $U$  (=extensive Zustandsgröße). Diese kann sich nur durch den Transport von Energie in Form von Arbeit  $W$  und Wärme  $Q$  über die Grenze des Systems ändern, das heißt:

$$dU = \delta Q + \delta W \quad (2.13)$$

Die Energie eines abgeschlossenen Systems bleibt unverändert. Verschiedene Energieformen können sich demnach ineinander umwandeln, aber Energie kann weder aus dem Nichts erzeugt werden noch vernichtet werden. [7]

$$\begin{aligned} q &= \frac{Q}{m} \dots \text{spezifische Wärmemenge} \\ u &= \frac{U}{m} \dots \text{spez. innere Energie} \\ v &= \frac{V}{m} = \frac{1}{\rho} \dots \text{spez. Volumen} \\ q &= c \cdot T \rightarrow \frac{dq}{dT} = c \dots \text{spezifische Wärme} \end{aligned} \quad (2.14)$$

Die spezifische Wärme ist materialabhängig.

$$\frac{dq}{dT} = \frac{du}{dT} + p \frac{dv}{dT} \quad (2.15)$$

- wenn  $v = \text{const}$ : *isochore Zustandsänderung*

$$\frac{dq}{dT} = c_V = \frac{du}{dT} \quad (2.16)$$

Atmosphäre:  $c_V = 718 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

- wenn  $p = \text{const}$ : *isobare Zustandsänderung*

$$\frac{dq}{dT} = c_p = c_V + p \frac{dv}{dT} \quad (2.17)$$

$$pv = \frac{R^*}{M} T \rightarrow p \frac{dv}{dT} = \frac{R^*}{M} = R_L \quad (2.18)$$

$R_L \dots$  Gaskonstante der trockenen Luft:  $287,06 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$   
 $\rightarrow c_p = c_v + R_L = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

### 2.4.2 Adiabatische Zustandsänderung

Die Zustandsänderungen verlaufen *adiabatisch*. Es findet kein Wärmeaustausch statt:  $dq = 0$ . Aus den Gleichungen 2.15 und 2.16 folgt (Herleitung siehe [1, S. 88f]):

$$0 = c_v + p \frac{dv}{dT} \quad (2.19)$$

Differenziert man die allgemeine Gaszustandsgleichung nach T folgt:

$$p \frac{dv}{dT} + v \frac{dp}{dT} = \frac{R^*}{m}$$

Setzt man nun in den Ausdruck  $p \frac{dv}{dT}$  in Gleichung 2.19 ein:

$$0 = c_v + \frac{R^*}{m} - v \frac{dp}{dT}$$

Mit Hilfe von  $pv = \frac{R^*}{m}T$  und  $c_p - c_v = \frac{R^*}{m}$  kann das auch so geschrieben werden:

$$\frac{dT}{T} = \frac{c_p - c_v}{c_p} \frac{dp}{p} \quad (2.20)$$

wird diese Gleichung integriert

$$\int_{T_2}^{T_1} \frac{dT}{T} = \frac{c_p - c_v}{c_p} \int_{p_2}^{p_1} \frac{dp}{p}$$

folgt daraus:

$$\ln T_2 - \ln T_1 = \frac{c_p - c_v}{c_p} (\ln p_2 - \ln p_1) \quad (2.21)$$

$$(2.22)$$

$\frac{c_p - c_v}{c_p}$  wird mit  $k$  bezeichnet.

$$k = \frac{\kappa - 1}{\kappa}$$

wobei  $\kappa = c_p/c_v$  ist. Daraus folgt:

$$\begin{aligned} \frac{T_2}{p_2^k} &= \frac{T_1}{p_1^k} \\ \frac{T}{p^k} &= \text{const.} \\ pv^\kappa &= \text{const.} \\ Tv^{\kappa-1} &= \text{const.} \end{aligned}$$

### 2.4.3 Die trockenadiabatische Temperaturabnahme

Wenn man ein Luftpaket in vertikaler Richtung bewegt, dann durchläuft es eine adiabatische Zustandsänderung. Bewegt sich das Luftpaket abwärts, dann steigt sein Druck und auch die Temperatur steigt. Wird nun

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g = -\frac{g}{v} = -\frac{gp}{R_L T} = -\frac{g}{c_p - c_v} \frac{p}{T}$$

in Gleichung 2.20 eingesetzt, folgt:

$$\frac{T}{dz} = \frac{dT}{dp} \frac{dp}{dz} = \frac{c_p - c_v}{c_p} \frac{T}{p} \underbrace{\left( \frac{-g}{c_p - c_v} \frac{p}{T} \right)}_{\text{Hydrostat. Gl.}} = -\frac{g}{c_p} \quad (2.23)$$

$$(2.24)$$

Die Änderung der Temperatur mit der Höhe ( $T/dz$ ) wird als  $\Gamma_a$  (=trockenadiabatischer Temperaturgradient) bezeichnet.

$$\Gamma_a \cong -\frac{10ms^{-2}}{1000.Jkg^{-1}K^{-1}} = -0,01K m^{-1} = -10K/km$$

Dieser Wert stimmt mit den Messungen nicht ganz überein (ca. 6 - 7 K/km).

Ein Luftpaket, das in der Atmosphäre aufsteigt, kühlt sich somit ab und erhöht dabei seine relative Feuchtigkeit. Bei genügender Hebung des Luftpakets erreicht die relative Feuchtigkeit schließlich 100% und es beginnt die Kondensation des Wasserdampfes in dem Luftpaket; es bilden sich Wolken. Dabei wird allerdings *latente Wärme* des Wasserdampfs frei, die dem Luftpaket zugeführt wird. Daher nimmt die Temperatur mit der Höhe nicht mehr so schnell ab.

### 2.4.4 Die feuchtadiabatische Temperaturabnahme

Die Temperaturabnahme wird von folgenden Zusatzeffekten beeinflusst:

- Feuchtigkeit, Feuchte (Wasserdampf)
- Wasserdampfpartialdruck (e)
- Mischungsverhältnis

$$w = \frac{m_w}{\bar{m}_L} = \frac{\rho_w}{\rho_L} = 0,622 \frac{e}{p - e} \left[ 10^3 \frac{g}{kg} \right]$$

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\Gamma_a}{1 + \frac{L_w}{c_p} \frac{dw}{dT}} = \Gamma_f$$

Je höher die Temperatur, umso mehr Wasserdampf kann die Atmosphäre halten.  $\Gamma = -\frac{6,5^\circ C}{1000m}$  und  $|\Gamma_f| < |\Gamma_a|$

Dieser Term gibt an, mit welcher Geschwindigkeit die Temperatur mit der Höhe abnimmt (mit Wolken).

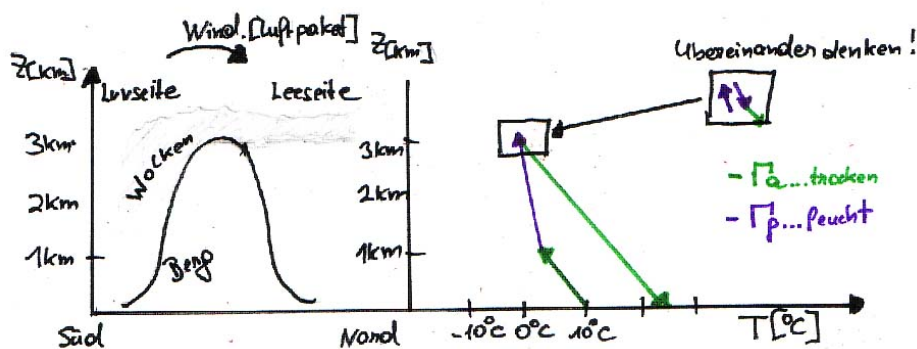


Abbildung 2.1: Bis zur unteren Grenze nimmt die Temperatur trockenadiab. ab, geht über in die feuchtadiab. Temperaturabnahme. An der Spitze geht es noch kurz feucht dann trockenadiab., sprich Temperaturzunahme.

## 2.5 Stabilität der Atmosphäre

Die Schichtungsstabilität der Erdatmosphäre und dabei insbesondere der unteren Troposphäre beschreibt deren thermodynamische Stabilität bzw. Labilität bezüglich des vertikalen Temperaturgradienten anhand verschiedener Gleichgewichtszustände. Es wird zwischen einer labilen, stabilen und neutralen Atmosphärensichtung unterschieden.

Die Schichtung der Atmosphäre bestimmt alle vertikalen Luftbewegungen und ist damit von elementarer Bedeutung für alle konvektiven Vorgänge innerhalb der Erdatmosphäre sowie den damit verbundenen Prozessen der Wolkenentstehung oder Luftverschmutzung.

### 2.5.1 Potentielle Temperatur

Man führt die *potentielle Temperatur*  $\Theta(z)$  ein (= Maß für die Summe aus innerer Energie (örtliche Temperatur) und potenzieller Energie (Höhe/Tiefe)). Das ist diejenige Temperatur, die ein Luftpaket hätte, wenn man es trockenadiabatisch auf den Boden bringen würde:

- viel Feuchte  $\rightarrow$  hohes  $\Theta(z)$
- trockenadiabatisch  $\rightarrow \Theta(z) = const.$

$$\Theta(z) = \underbrace{T(z)}_{=T_0 + \Gamma \cdot z} - \Gamma_a \cdot z = T_0 + (\Gamma \Gamma_a)z \quad (2.25)$$

Aus der Adiabatengleichung

$$\frac{c_p}{R_L} \frac{dT}{T} = \frac{dp}{p}$$

folgt durch Integration von  $p_0$  (wobei  $T = \Theta$ ) bis  $p$  und auflösen nach  $\Theta$

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}} \dots \text{trockenpotentielle Temperatur}$$

$c_p$ : spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck =  $1003 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ ,  $R_L$ : spezifische Gaskonstante für trockene Luft =  $287 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ , T: absolute Temperatur, p: Druck.

Frei von Kondensation und Verdunstung ändert sich die trockenpotentielle Temperatur bei adiabatischen Prozessen nicht. Treten Kondensation und Verdunstung dagegen auf, führt man stattdessen analog die feuchtpotentielle Temperatur ein, also diejenige Temperatur, die ein Luftpaket bei Sättigung annehmen würde, wenn man es feuchtadiabatisch auf einen Normaldruck  $p_0$  bringt. [9]

$$\theta_{SW} = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{\beta R_L}{c_p}} \dots \text{feuchtpotentielle Temperatur}$$

#### Aussage über Stabilität

1.  $|\Gamma| > |\Gamma_a|$  Starke Temperaturabnahme mit der Höhe, instabile Schichtung

$$\frac{d\Theta}{dz} < 0$$

2.  $|\Gamma| = |\Gamma_a|$  indifferentes, labiles Gleichgewicht mit

$$\frac{d\Theta}{dz} = 0$$

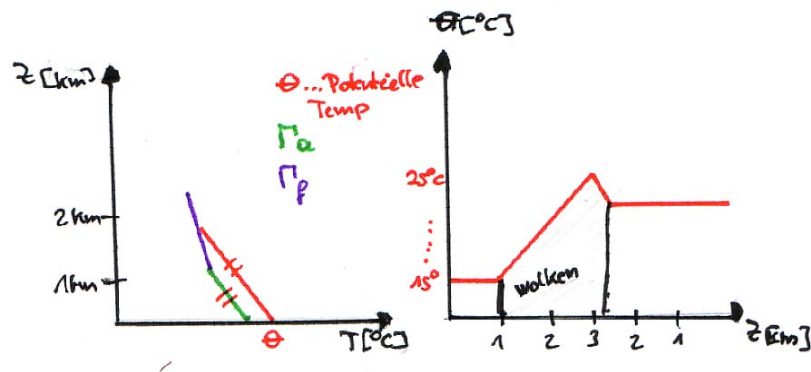


Abbildung 2.2: Potentielle Temperatur

3.  $|\Gamma_f| < |\Gamma| < |\Gamma_a|$  trocken stabil, feucht labil sprich Aprilwetter
4.  $|\Gamma| < |\Gamma_f|$
5.  $|\Gamma| < |\Gamma_a|$  stabile Schichtung da

$$\frac{d\Theta}{dz} > 0$$

### Warum stabil/labil?

Wenn ein Luftpaket sich vertikal bewegen will, wird es sich entlang von der Adiabate  $\Gamma_a$  bewegen: wenn es nach oben kommt, ist es kälter als die Umgebungsluft  $\rightarrow$  bewirkt ein Absinken bzw. unten wärmer Aufsteigen;  $\rightarrow$  Ausgleich Inversion

## 2.6 Feuchtigkeit

### 2.6.1 Feuchtgrößen

- Wasserdampf-Partialdruck:  $e$  [hPa]
- Mischungsverhältnis:

$$w = \frac{m_w}{m_L} = \frac{\rho_w}{\rho_L} = 0,622 \frac{e}{p - e} \left[ 10^3 \frac{g}{kg} \right]$$

- **Absolute Feuchte:** wird auf die Menge des wasserdampfenthaltenden Gases bezogen  $a_f = m/V$ ; Dichte:  $\rho = \frac{Me}{R^*T}$
- **Relative Feuchte [%]:**

$$r_f = 100 \frac{e}{e_s} \%$$

bezieht sich bei einer Temperatur auf die maximal mögliche absolute Feuchte.

- **Volumenmischungsverhältnis:**

$$N^* = \frac{n_w}{n_L} = \frac{e}{P}$$

- **Spezifische Feuchte:** (Wichtungsfaktor)

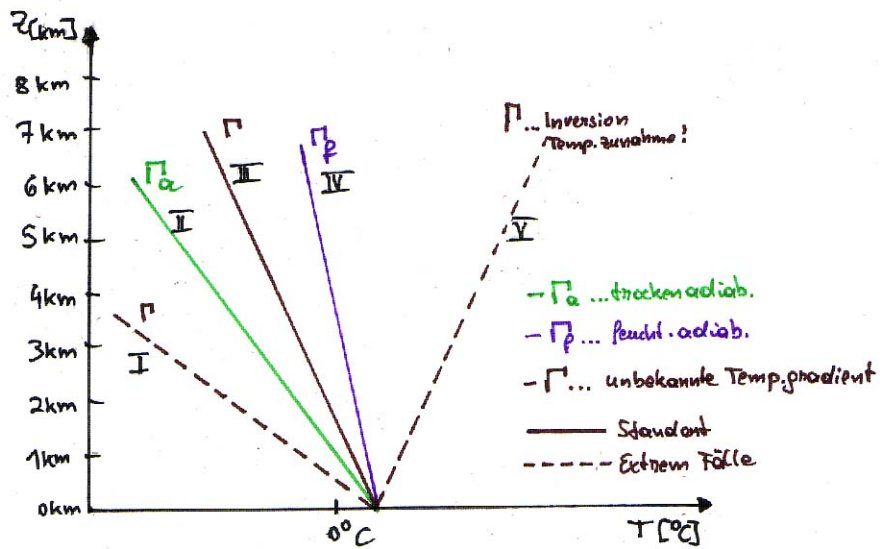


Abbildung 2.3: Stabilitätsaussagen

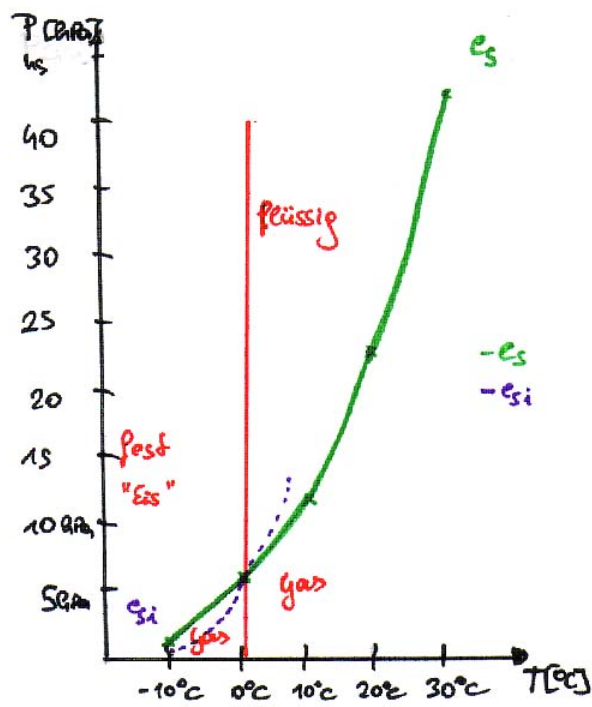


Abbildung 2.4: Phasendiagramm Wasser

- Sättigungsdampfdruck: Der Partialdruck mit dessen Luft Wasser halten kann.

Eine gute Mathematische Näherung an die exakten Werte bietet die *Clausius-Clapeyron-Gleichung*:

$$\frac{dP}{dT} = \frac{L}{T \times v}$$

$$v = \frac{1}{\rho} = \frac{R^*T}{\bar{M}_W e_s}$$

$L = L_W$  ist die *latente Wärme*. Man löse nun nach  $e$  auf, integriert und erhält:

$$e_{S(T)} = e_{S0} \exp \left\{ -\frac{L_W \bar{M}_W}{R^*T} \right\}$$

Und man beachte, es wird in SI Einheiten gerechnet, sprich [K]! Die Unterschiede zwischen den exakten und errechneten Werten kommen durch die nicht Idealität von Luft und auch wegen der konstanten  $L_W$ , welche von der Temperatur abhängt und nicht wirklich konstant ist.

Ähnlich gibt es noch die Formel für Eis:

$$e_{Si(T)} = e_{S0Eise} \exp \left\{ -\frac{(L_W + \Delta L_i) \bar{M}_W}{R^*T} \right\}$$

Die *Magnus-Formel* ist auf die empirischen Werte geeicht:

$$e_{S(T)Wasser} = 6,1078[hPa] \exp \left\{ \frac{17,1T[^\circ C]}{235 + T[^\circ C]} \right\}$$

Um sicher zugehen das Wasser zu Eis sublimiert wurde braucht man mindestens  $-40^\circ C$ . Dies wird auch als *Schäferpunkt* bezeichnet. Die  $e_{Sice}$ -Kurve zeigt kleine Abweichungen im Vergleich zur  $e_{SWasser}$ -Kurve. (Siehe Bild 2.6.1).

Wenn man nun noch die Sättigung über gekrümmte Flächen ansieht erhält man die Kelvin-Formel:

$$e_{Sr} = e_S \left( 1 + \frac{K(T)}{r} \right)$$

für  $K(T) = 3,25 \times 10^{-7} \frac{1}{T[K]}$ .  $r$  bezeichnet den Radius des Tröpfchens, in Größenordnungen von [ $\mu m$ ,  $nm$ ] Hier können auch Übersättigungen auftreten weil  $e_S$  als planare Fläche gesehen wird.

Wenn man nun noch berücksichtigt das die jeweiligen Tröpfchen gelöste Stoffe (hier Salze) enthalten, bekommt man

$$e_{Sg} = e_S \left( 1 + \frac{K(T)}{r} - \frac{l_{(ns)}}{r^3} \right)$$

für  $l_{(ns)} = 8,6 \times 10^{-6} \times n_s$  [mol] D.h.: Der Sättigungsdampfdruck nimmt durch Salze ab. (im Vergleich zu reinem Wasser)

## 2.6.2 Beispiel

- **Wie entstehen Kondensstreifen?** (Kondensieren: Gas zu Flüssig)

Ein Flugzeug fliegt in 12 km Höhe: a. Umgebungsluft: trocken und sehr kalt b. Temperatur vom Flugzeug: Luft aus dem Triebwerk ist sehr heiß. Ist untersättigt d.h. kann viel  $H_2O$ -Dampf halten. Temperaturen mischen sich instantan und es bilden sich Tröpfchen bzw. Wasserdampf. Die Differenz Wasserdampf und  $e_S$  kondensiert.

$$T_{Misch} = \frac{T_{Umgebung} + T_{Flugzeug}}{2}$$

Wenn man nun  $e_{Misch}$  berechnet und dieser Wert liegt über der exakten  $e_S$ -Kurve dann sieht man auch Kondensstreifen.

- **Wie kalt wird es in der Nacht?**

Am Tag hat es  $20^\circ\text{C}$ ,  $r_f \approx 50\%$ . Die Sonne geht unter und die Luftmassen kühlen sich ab. Absolute Feuchtigkeit bleibt gleich. Die Temperatur fällt bis zum Taupunkt. Die Sättigungsfeuchte ist stark temperaturabhängig. Erwärmt man Luft so sinkt die relative Feuchte (z.B.: Wolken lösen sich durch Sonnenstrahlen auf) Ist die Temperatur bei der eine gegebene absolute Feuchte gleich der Sättigungsfeuchte wäre, heißt sie Taupunkt.

## 2.7 Windfeld in der Atmosphäre

*Navier-Stokes-Gleichung*

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = \rho \vec{g} - 2\rho \vec{\Omega}_C \times \vec{v} - \nabla P + \mu \nabla^2 \vec{v}$$

$\vec{v}$  kann in unterteilt werden (Richtung gibt an woher die Winde kommen):

- $v_x \dots$  Westwind
- $v_y \dots$  Südwind
- $v_z \dots$  Aufwind

Aus dem hydrostatischen Gleichgewicht:

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \rightarrow g = \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz}$$

kann  $g$  ausgedrückt werden.

Die *Windgleichung* lautet nun:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz} \nabla_n P - 2\vec{\Omega}_C \times \vec{v} + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{v}$$

# 3 Wolken, Gewitter, Strahlung

## 3.1 Wolkenbildung, Wolken und Niederschlag

Eine Wolke ist meist eine Ansammlung von Wassertröpfchen, die in einigem Abstand zur Erdoberfläche in der Atmosphäre schweben. Wie bei bodennahem Nebel oder Dunst handelt es sich um die sichtbaren Kondensationsprodukte des Wasserdampfs. Bei höheren Wolken bzw. bei niedrigen Temperaturen können Wolken teilweise oder vollständig aus Eiskristallen bestehen, wobei sie dann in der Regel Resublimationsprodukte darstellen. In der meteorologischen Systematik werden sie den Hydrometeoren zugerechnet. In geringerem Umfang sind in ihnen aber auch solche Teilchen enthalten, die in Abgasen, Rauch oder Staub vorkommen.[2]

Anzutreffen sind Wolken hauptsächlich in der Troposphäre, aber zum Teil auch in der Stratosphäre. Da sie in ihrer Entstehung und somit auch ihren Eigenschaften oft sehr unterschiedlich sind, stellen sie leicht beobachtbare Merkmale der Wetterlage dar.[2]

### 3.1.1 Klassifizierung von Wolken

Der Tropfenradius in den Wolken ist im Durchschnitt 2 bis 10  $\mu\text{m}$ , aber in bestimmten Wolken können auch Tropfen mit bedeutend größeren Radien vorkommen, bis zu rund 3 mm, oder auch große Eisklumpen, die früher oder später aus der Wolke ausfallen.[1, S. 137]

Die Wolke unterscheidet sich im Prinzip nicht vom Nebel. Wie der Nebel kann auch die Wolke von wechselnder Mächtigkeit und Dichte sein, von dünnen kaum merkbaren Schleiern bis zu Schichten von mehreren Kilometern Dicke.[1, S. 137]

Nach der heute offiziellen Klassifizierung der *World Meteorological Organization*, festgehalten im Internationalen Wolkenatlas, werden Wolken nach der Höhe ihrer Untergrenze in vier Wolkenfamilien eingeteilt – hohe, mittelhohe, niedrige und solche, die sich über mehrere Stockwerke erstrecken (vertikale Wolken). Diese vier Familien umfassen zehn Gattungen, die mit ihren 14 Arttypen (mit Kombinationen 27 Arten), 9 Unterarttypen und 9 Sonderformen/Begleitwolken in einer Übersicht<sup>1</sup> dargestellt sind.[2] Die wichtigsten sollen hier dargestellt und beschrieben werden:

- hohe Wolken (Cirro): 6 - 16 km
- mittelhohe Wolken (Alto): 3 - 6 km
- niedrige Wolken (Strato): 1 - 3 km
- vertikale Wolken (Nimbo): über mehrere Stockwerke

Wolken entstehen in den meisten Fällen durch Hebung der Luft und bei adiabatischer Abkühlung unter den Taupunkt. Bei einer Wolkenklassifizierung müsste man zunächst feststellen, wie die Wolken gebildet werden, und dies dann einer systematischen Aufstellung der Wolkentypen zu grunde legen. Man hat jedoch anstelle dessen die Wolken nach ihrem Aussehen klassifiziert. Die Wolken wurden nach der *Form* in 3 Hauptklassen eingeteilt:

- *stratiforme Wolken* (St): Wolkenschicht mit großer horizontaler, aber relativ unbedeutender vertikaler Erstreckung.

---

<sup>1</sup>siehe [2]

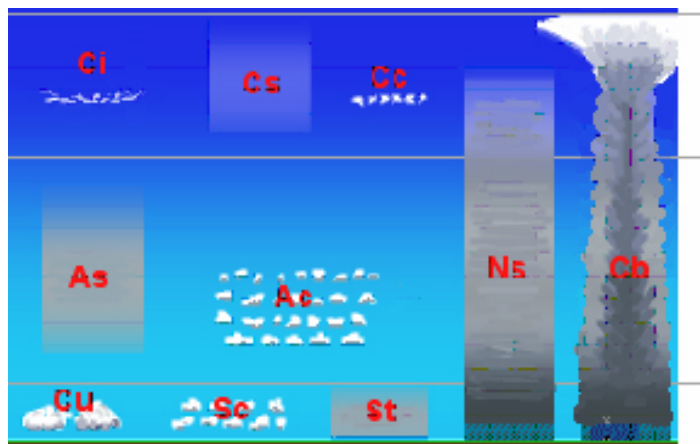


Abbildung 3.1: Wolkenklassen

- *cumuliforme Wolken* (Cu): Wolken – einzeln oder in Gruppen – mit ebener Unterseite und gewölbter, blumenkohlähnlicher Oberseite. Horizontal und vertikal Durchgemischt.
- *cirrifforme Wolken* (Ci): faserig, dünn, durchsichtig.

#### Hohe Wolken

- Cirrus (Ci) (*Felderwolke*) sind hohe Wolken mit federartigem Aussehen.
- Cirrocumulus (*zarte Schäfchenwolken*); können schwer von den Altocumuluswolken unterschieden werden. Der Eisgehalt liegt bei  $\approx 0,01 - 0,1 \text{ gm}^{-3}$
- Cirrostratus (*Schleierwolken*) bestehen aus Eiskristallen.

#### Mittelhohe („Alto“) Wolken

- Altocumulus (*Wogenwolken*)
- Altostratus (*mittelhohe Schichtwolken*)

Sind gräuliche Wolken, nie über  $0^\circ\text{C}$  (zumeist aus unterkühltem Wasser oder Eis/Wasser-Mischung).

#### Niedrige Wolken

- Stratocumulus (*Haufenschichtwolke*) ist eine Wolke in tiefem Niveau (500 - 2000 m). Sie kann als dünne Schicht oder in Schollen vorkommen.
- Stratus (*Schichtwolke*) ist eine tiefe Wolke, gewöhnlich in Höhen zwischen dem Erdboden und ca. 500 m. Sie hat nie eine scharfe Untergrenze. Die Wolke erweckt den Eindruck eines Nebels, der nicht bis zum Erdboden reicht.
- Cumulus (*Haufenwolke*) ist eine häufige Wolkenart mit ebener Unterseite. Sie wird durch Konvektion verursacht und entsteht im Binnenland tagsüber infolge von Erwärmung und über dem Meer bei Kaltlufteinbrüchen im Winter.

### Vertikale Wolken

- Nimbostratus (*Regen- oder Schneewolke*) ist eine Regenwolke. Sie reicht in tiefere Luftschichten hinab (Basis ca. 1000 m). Sie ist grau, zerfetzt und langweilig ( $\rightarrow$  Tornados). Von der Unterseite hat man keine Möglichkeit die vertikale Erstreckung der Wolke zu beurteilen.
- Cumulonimbus (*Gewitter- oder Schauerwolke*) ist eine mächtig aufgetürmte Cumuluswolke; 1 - 18 km Höhe als Mächtigkeit und bis zu 300 km horizontaler Ausdehnung (in den Tropen, bei uns nur 17 km); Der Wassergehalt beträgt  $\approx 5 \text{ gm}^{-3}$ .

### 3.1.2 Wie entstehen Wolken?

Unsere Atmosphäre besteht nicht aus reiner Luft: *Aerosol*: Schwebeteilchen, die nicht Wolke/Wasser sind: Reine Luft  $\approx 10^3 \text{ cm}^{-3}$ , verschmutzte Luft  $> 10^5 - 10^6 \text{ cm}^{-3}$ , wobei der Radius der Teilchen  $\leq 0,1 \mu\text{m}$  ist. Sie kommen durch Erosion (Meersalze, Silikate (Sand),...) bzw. Verschmutzung (antropogene Schwebeteilchen:  $\text{NO}_x$ , Ruß, Staub,...) in die Luft.

Dieses Aerosol ist notwendig für die Bildung von *CCN* (Cloud Condensation Nuclei „Kondensationskerne“). Es kann auch zur Koagulation von Tröpfchen kommen bis zu  $r = 1 \mu\text{m}$ .

Mit der *Kelvin'schen Formel*[3, S. 52f] können Informationen über Oberflächenspannung und Tröpfchengröße gewonnen werden:

$$e_r = e_s \left( 1 + \frac{K}{r} \right)$$

je größer  $r$ , desto kleiner wird  $e_s$ . Größere Kondensationskerne wachsen auf Kosten von kleineren; diese kondensieren leichter

Das *Dampfdruckverhältnis* Eis vs. Wasser :  $e_{Si}$  vs.  $e_{Sw}$ . Die Wolkentröpfchen-Verteilung  $N(r_T)dr_T$ ;  $r_T$  zwischen  $[r_T, r_T + dr_T]$

$e_{Si} < e_{Sw}$ ; Teilchen lagern sich lieber bei Eiskristallen an.

- Es gibt keine reine Luft: Aerosole (Schwebeteilchen welche nicht zur Wolke gehören)
  - Erosion: Natürliche Schwebeteilchen: Meersalze, Silikate, Sand.
  - Antropogene: nicht natürliche: Schwefel, Ruß, Staub, usw.
- Koagulation: CCN: Cloud Condensation nuclei: Kondensationskeime sind notwendig für die Wolkenbildung. Teilchen durch zusammenstoßen bleiben zusammen.  $[0,1 \mu\text{m}]$
- Koaleszenz: haften bleiben (benetzen) der Kernoberfläche (hydrophile Oberfläche) Aus Kelvin'schen Formel folgt: Größere Teilchen wachsen durch kleinere. Da: Je größer der Radius, braucht kleineren Dampfdruck, frühere Kondensation. Größeren Tropfen saugen kleine an.
- Dampfdruckverhältnisse: Da  $e_{Si} < e_{Sw}$  lagern sich Teilchen lieber bei Eiskristallen an.

In der Meteorologie werden Wolken nach Form und Höhe über dem Boden unterschieden. Eine Wolke in Bodennähe wird als Nebel bezeichnet, doch auch wenn sie sich nur durch ihre Position unterscheiden, wird der Nebel nicht als Wolkentyp betrachtet. Im weiteren Sinne wird unter Wolkenbildung jedoch auch die Entstehung anderer Wolkentypen verstanden, wie beispielsweise Staubwolken oder Methan-Wolken, wobei man sich hierbei nicht auf die Erde begrenzt und auch die Wolkenbildung auf anderen Himmelskörpern mit einschließt.

### Berechnung der Tropfengeschwindigkeit

$$F_g = m_T g = g \rho V = \rho_W \frac{4\pi r^3}{3} g$$

Aus dem *Stoke'schen* Gesetz folgt die Gegenkraft auch Reibungskraft. (Im Mittel gilt  $F_g = F_R$ )  
 $F_R = 6\pi\eta v_r r_T$  Reibung steigt proportional mit dem Radius des Tropfens, mit seiner Geschwindigkeit und der dynamischen Viskosität.

$$F_g = F_R$$

$$v_{T(rT)} = \frac{2}{9} \frac{\rho g}{\eta} r_T^2$$

Typische Tröpfchengeschwindigkeiten liegen bei 1 cm/s (ohne Konvektion) Größere Tropfen fördern Dynamik und nehmen kleine, langsamere Teilchen mit. Ab einer Tröpfchengröße von 4–5 mm wird es instabil und platzt = Gegenprozess.

### Tröpfchenverteilung

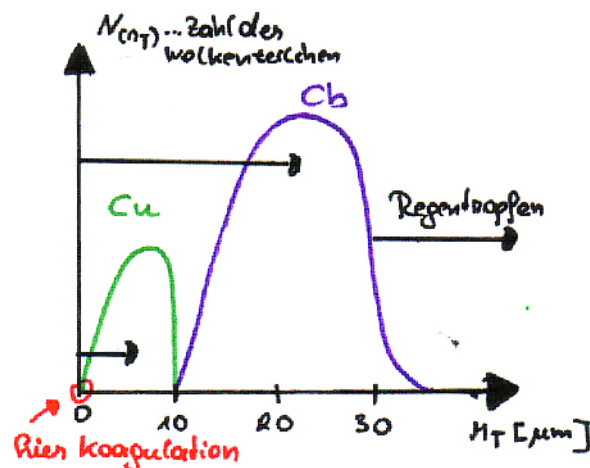
Bedingung für Niederschlag:

- Luft sollte Feucht sein
- Ausreichend Tröpfchen; Population von makroskopischen Größen
- Stoke gilt nicht mehr; Teilchen erreichen bus zu 10m/s

Bei Schnee:

- Kälte, unter 0°C
- Explosive Sublimation ergibt Kristalle

Eiswolkenbildung: Schnell binnen 10min-1h, erreicht höhere Schichten und fördert frieren; Durch Wärmefreigabe kommt es zur Verformung



### 3.1.3 Hydrometeore

- Regen
- Schnee
- Gaupel („Gatschhagel“)
- Hagel

- Geschichtete Festeiskörper
- Nur in Gewitterwolken, braucht große Feuchtigkeit
- Starke Turbulenz/Konvektion, denn bis zu 10m/s werden in den Wolken ausbalanciert. (Rekordaufwind von 200km/h)
- Niedrige Temperaturen (gegen Platzprozess), [dies Beißt sich aber mit dem Punkt der großen Feuchtigkeit.]
- Sieht richtige „Ringe“ bei den Hagelkörnern: Geben Auskunft über Wolkenwege
- Je kleiner die Hagelkörnergrößen umso schneller werden sie losgelassen.
- Wegener Net: Messstation für Hagel und Blitz Warnungen.

Hagelabwehr: Idee: Silber Jodit welches den Dampfdruck niedrigt, d.h. es werden früher Eiskristalle gebildet. (Anregung von Tröpfchenwachstum) führt schlussendlich zum Regen. Problem: „Ziele“: genau Zeit und Ort müssten bekannt sein Braucht Flugzeuge/Raketen welche diese Turbulenzen überstehen können. Erfolg sei dahin gestellt. Noch keine Beweise über die Tatsächliche Wirkung.

**Niederschlagsverteilung:** Temperatur und Niederschlag als Indikatoren Jahres/Monatsverteilungen:

- Trockenster Ort: Atahama Wüste mit 0,1mm in 10 Jahren [Luvseite]
- Feuchtester Ort: Himalaya: 15.000mm pro Jahr [Luvseite]

Ungleiche Verteilung: Hauptsächlich wegen

- Orographie Bodenbeschaffenheit [beeinflusst:Hoch bzw. Tiefdruck]
- Ozean-Land Positionen / Kontrast
- Polar-Tropen Kontrast

### 3.1.4 Nebel

*Nebelarten:* Man Unterscheidet Nebel aufgrund ihrer Entstehung.

- **Strahlungsnebel:** entstehen infolge der nächtlichen Ausstrahlung der Erdoberfläche (gut im Winter/Herbst und wenn Wolkenfrei). Zählen zu Abkühlungsnebel.
- **Advektionsnebel:** auch Berührungsnebel, Oberflächenbedingt und oft sehr flach. feuchte Warmluft vom Süden in die kälteren Gebiete im Norden strömt und dabei eine bodennahe Kaltluftschicht aufwirbelt. Warme Luft wird abgekühlt Kondensation und Tröpfchenbildung.
- **Orografische:** Bergnebel: wenn feuchte Luft unter adiabtischer Abkühlung an Hängen aufsteigt. Vergleich: Föhnwind
- **Verdunstungsnebel:** Erhöhungs des Taupunkts durch verdunstung. An warmen Seen.
- **Mischnebel:** Nicht klar abgrenzbar. Warme/Kalte Luftmassen mischen sich und erreichen eine Mischtemperatur
- **Eisnebel:** Statt Wassertropfen entstehen kleine Eiskristalle. (bei -20°C sofortige Resublimation)

## 3.2 Atmosphärische Elektrizität: Gewitter

Schönwetterfeld: elektrostatischen Feld,  $E_0$  (Boden) =  $-120 \text{ Vm}^{-1}$

$$\begin{aligned}\nabla \mathbf{E} &= \frac{g_0}{\epsilon_0} \\ \frac{dE}{dz} &= \frac{g_0}{\epsilon_0} \\ c &= \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} \\ U &= \int \mathbf{E} dz = 250 - 300 \text{ kV} \\ R_0 &= \frac{U_0}{I_0} = 220 \Omega\end{aligned}$$

### 3.2.1 Erde als Kugelkondensator

### 3.2.2 Gewitter

Gewitter entstehen, wenn sehr feuchte Luft rasch in größere Höhen aufsteigt. Es bilden sich dann in etwa 6-8 km Höhe mächtige Quellwolken, in denen starke Vertikalströme herrschen. Diese Vertikalströmungen führen zu starken Ladungstrennungen innerhalb der Gewitterwolke. Die positive Hauptladung wird von den Eisteilchen in den hohen Wolkenpartien getragen. Bedingungen:

- Luft ist **leitfähig** (oben Eis unten wasserreich)
- **Konvektion**: sowohl bei  $0^\circ\text{C}$  als auch bei  $-20^\circ\text{C}$  starke Konvektion; in der Eisphase Sammeln sich positive Ladungen, negative in der Wasserphase (Ladungstrennung); Abweichungen durch lokale Aufwindregionen (Cluster).

Die sich bildenden elektrischen Felder gleichen sich durch Funkentladungen aus:

- **Ic**: Intra cloud discharge: Wolkenblitz (Wolke-Wolke Blitz)
- **CG**: Cloud to ground discharge: Blitz (Wolke Boden)
- **CS**: Cloud to space discharge: Sprites (Wolke-Ionosphäre) mit

Wolke bildet einen Entladungskanal (wenn Potentialunterschied groß genug ist, ein Pfad aus leitfähiger ionisierter Luft, dieser ist räumlich begrenzt (einige Meter). An diesem Ort findet innerhalb des Kanals der Ladungsausgleich statt.) zu einem geeigneten Punkt an der Erdoberfläche → hochleitende Verbindung → dann Explosion, hohe Temperatur, EM-Strahlung → optische Erscheinung.

Dauer: 1 msec., 1000[A], 107[V], und setzt eine Energie von 300[kWh] frei. (Wichtig für Generatorwirkung) Diese Energie reicht aus, um Temperatur und Druck in der Leitenden Luftsäule so weit zu erhöhen, dass sie zu leuchten beginnt und in der umgebenden Luft Schallwellen anregt, die als Donner zu hören sind. Zusatz: Wetterleuchten: abklingende Gewitteraktivität (am Abend)

Ab einem gewissen Zeitpunkt kommt es zu starkem Niederschlag in Form von großen unterkühlten Regentropfen.

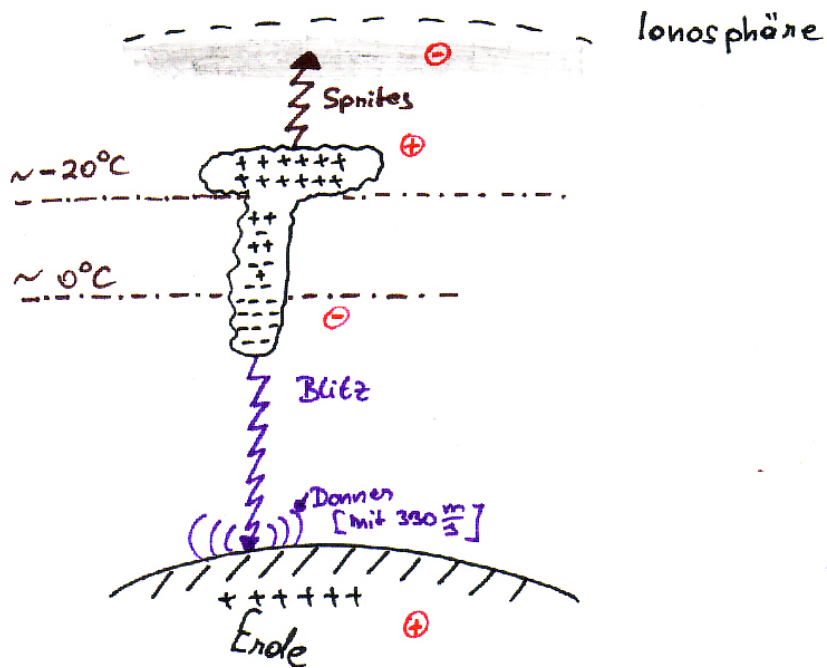


Abbildung 3.2: Gewitterwolke

### 3.3 Atmosphärische Strahlung

#### 3.3.1 Strahlungsgesetze

#### 3.3.2 Hauptkomponenten der Strahlung

#### 3.3.3 Streuarten

#### 3.3.4 Leistungsbilanz

#### 3.3.5 Treibhauseffekt

#### 3.3.6 Strahlungsparameter

## **4 Dynamik der Atmosphäre**

**4.1 Die großräumige Zirkulation der Luft: Kräfte und die Gradient-Wind Gleichung**

**4.2 Geostrophisches Gleichgewicht, barotrope und barokline Schichtungen**

**4.3 Entstehung von Hoch- und Tiefdruckgebieten, planetarische Wellen**

**4.4 Warmfronten und Kaltfronten**

**4.4.1 Beispiel: Entstehung des Mittelmeertiefs**

# **5 Beobachtung, Modellierung, Wettervorhersage**

## **5.1 Moderne Wetterbeobachtung, Wettermodellierung und Wettervorhersage**

# Literaturverzeichnis

- [1] Liljequist, Gösta H.: *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg + Sohn: Braunschweig, 1.Aufl. (1974)
- [2] <http://de.wikipedia.org/wiki/Wolke>
- [3] [http://www.uni-essen.de/iptc/chemie\\_online/downloads/roeth\\_script1.pdf](http://www.uni-essen.de/iptc/chemie_online/downloads/roeth_script1.pdf)
- [4] <http://de.wikipedia.org/wiki/Meteorologie>
- [5] <http://de.wikipedia.org/wiki/Atmosph%C3%A4re>
- [6] <http://de.wikipedia.org/wiki/Hydrodynamik>
- [7] <http://de.wikipedia.org/wiki/Thermodynamik>
- [8] [http://de.wikipedia.org/wiki/Potentielle\\_Temperatur](http://de.wikipedia.org/wiki/Potentielle_Temperatur)
- [9] Rotter, Thomas: *Meteorologie Vorlesungsskript*. Eigenverlag: Graz, 1.Aufl. (2006)