

Meteorologie Zusammenfassung

- Allgemeine Prüfungsinformationen in den Folien der 12. Einheit

Grundlagen

„Die Meteorologie ist die Lehre von den physikalischen und chemischen Erscheinungen und Vorgängen in der Atmosphäre sowie deren Wechselwirkung mit der Erdoberfläche.“ Sie befasst sich hauptsächlich mit den unteren Teilen der Atmosphäre, in denen sich fast alle Wetter bestimmende Vorgänge abspielen.

Das Klimasystem besteht aus fünf Hauptkomponenten:

- Atmosphäre
- Hydrosphäre (Ozeane, Flüsse, Seen)
- Kryosphäre (Eis und Schnee)
- Biosphäre (auf dem Land und im Ozean)
- Geosphäre (Böden und festes Gestein)

Das Klima ist definiert als die Zusammenfassung der Wettererscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort, oder in einem mehr oder weniger großen Gebiet charakterisieren. Es wird durch statistische Eigenschaften repräsentiert und es wird im Allgemeinen ein Zeitraum von 30 Jahren zugrunde gelegt.

Was sind die wichtigsten meteorologischen Grundlagen?

- Luftdruck und Luftdichte
- Lufttemperatur
- Luftfeuchtigkeit (Taupunkt)
- Windgeschwindigkeit als Vektor oder als Windrichtung und Windstärke
- Niederschlagsart und Niederschlagsmenge
- Bewölkung (Wolkengattung, Menge und Dichte)
- Sichtweite
- Globalstrahlung
- Albedo

Um 650 v. Chr. Wurde die ersten babylonischen Wettervorhersagen getroffen.

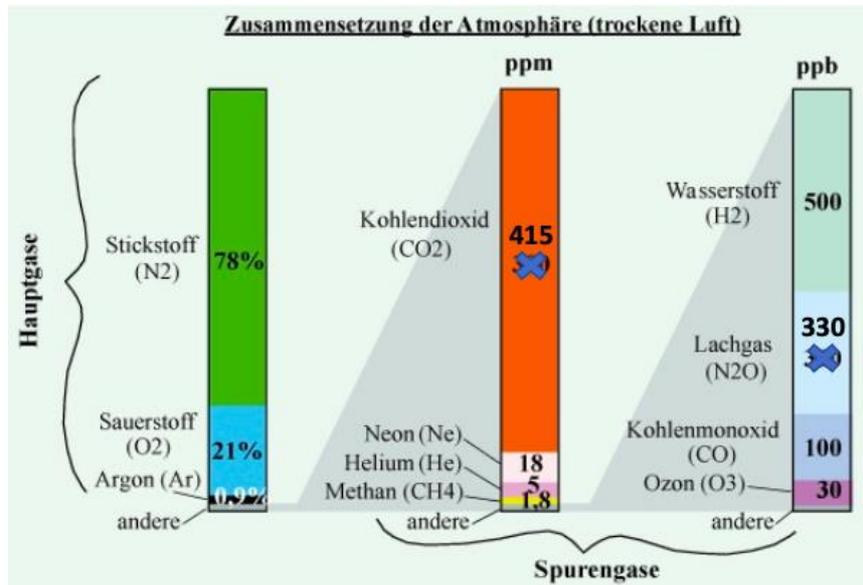
Um 300 v. Chr. Entstand der chinesische Kalender (24 Unterteilungen)

Nachfolgend eine Liste wichtiger Personen für die Meteorologie:

- Aristoteles (384-322 v. Chr.)
- Galileo Galilei (1564-1642)
Thermometer und Erkenntnisse, dass sich die Dichte von Flüssigkeiten mit der Temperatur ändert.
- Evangelista Torricelli (1608-1647)
Barometer und Messung des Luftdrucks
- Blaise Pascal (1623-1662)
Abnahme des Luftdrucks mit Seehöhe

- Ferdinando II de Medici (1610-1670)
Erste meteorologisches Messnetz, Stationen in ganz Europa unter anderem auch in Innsbruck
- Edmund Halley (1656-1742)
Studie zu Monsun und Passatwinden, Strahlungsantrieb als Ursache atom. Luftbewegungen beschrieben
- Gabriel Fahrenheit (1668-1736)
Entwickelt 1724 eine zuverlässige Temperaturskala
- George Hadley (1685-1768)
Erste idealisierte Erklärung der globalen Zirkulation
- Daniel Bernoulli (1700-1782)
Veröffentlicht 1738 Hydrodynamics, grundlegende Ideen zur Gaskinetik
- Anders Celsius (1702-1744)
Schlägt 1742 die Celsius Temperatur Skala vor
- Luke Howard (1772-1864)
3-stufiges Klassifikationssystem: cirriform, cumuliform (oder konvektiv) und stratiform
- Francis Beaufort (1774-1857)
Skala für Windgeschwindigkeiten (1 Windstille -13 Orkan)
- John Dalton (1766-1844)
„Absoluter Nullpunkt“ eines Gases, Aufstellung einer Tabelle der Atomgewichte, Gesetz der Partialdrücke (Dalton-Gesetz)
- Alexander von Humbolt
Erste Klimakarte
- Ludwig Eduard Boltzmann (1844-1906)
Boltzmann-Gleichung und Stefan-Boltzmann-Gesetz

Der Beginn der synoptischen Wettervorhersage beginnt in der Mitte des 19. Jahrhunderts. Und im Jahr 1873 wurde die Internationale Meteorologische Organisation (IMO) in Wien gegründet, diese ist die Vorläuferin der Weltmeteorologischen Organisation (WMO).



Woher kommt das ⁴⁰Ar auf der Erde?

Es entsteht beim radioaktiven Zerfall von Kalium-40 (0,012% Ka, 2,5 mg pro kg Gestein). Dieses entsteht nicht bei jedem Zerfall, aber immerhin in einem von zehn Fällen. Da die Erde nun schon mehr als 4,5 Milliarden Jahre alt ist, hat sich Argon in der Erdkruste und dem Erdmantel angesammelt und wurde folglich auch teilweise freigesetzt.

Warum ist nun der Argon Anteil in der Erdatmosphäre so hoch?

- Argon ist ein Edelgas, d.h. sehr unreaktiv
- Argon ist relativ betrachtet ein schweres Element, d.h. es geht nicht leicht zum Weltall verloren
- Argon entsteht durch den Zerfallsprozess in der Erdkruste, wird daher auf der Erde freigesetzt

Die Mächtigkeit der Atmosphäre eines Planeten hängt von der Gravitation des Planeten und der Temperatur der planetaren Atmosphäre ab.

Ein Planet mit geringer Gravitation kann Moleküle weniger effizient zurückhalten als ein Planet mit hoher Gravitation. Auch sind Molekülbewegungen bei niedrigen Temperaturen langsamer.

Wie stark ist „stark genug“ und wie kalt ist „kalt genug“ um eine Atmosphäre zu halten? Um diese Frage zu beantworten müssen wir uns mit

- der Fluchtgeschwindigkeit, und
- der Abhängigkeit molekularer Bewegungen von der Temperatur beschäftigen.

Wenn sich ein Molekül (Objekt) schnell genug bewegt so kann es der Gravitation des Planeten entfliehen. Die kritische Geschwindigkeit hierzu ist die **Fluchtgeschwindigkeit**.

Unter der Verwendung von Newton's Gesetz der Bewegung und Schwerkraft er gibt sich für die Fluchtgeschwindigkeit (V_{esc}):

$$V_{esc} = \sqrt{\frac{2GM}{r}}$$

Wobei G die universelle Gravitationskonstante ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$), M die Masse des Planeten und r die Distanz vom Zentrum der Schwerkraft ist.

V_{esc} nimmt mit zunehmender Masse zu. Schwerere Körper weisen eine größere Anziehungskraft auf, d.h. die Fluchtgeschwindigkeit muss größer sein, um die Gravitation zu überwinden.

V_{esc} nimmt mit zunehmender Distanz zur Oberfläche ab. Objekte in größeren Höhen entfliehen also leichter, und müssen sich weniger schnell bewegen, um ins Weltall zu entfliehen.

Wichtig ist nun festzuhalten, dass Gravitation und Temperatur entgegengesetzt wirken.

Höhere Temperaturen begünstigen die Verflüchtigung der Atmosphäre.

Stärkere Gravitation begünstigt den Rückhalt der Atmosphäre.

Faustregel: Wenn v_{gas} geringer ist als $0.2 \cdot V_{esc}$, dann wird mehr als die Hälfte dieses Gases in der Atmosphäre auch nach einer Milliarde Jahre noch vorhanden sein.

Moleküle wie Wasserstoff und Helium sind extrem leicht und bewegen sich daher rasch. Da sie die planetare Fluchtgeschwindigkeit oft übertreffen finden sie sich nicht/kaum in der Atmosphäre der terrestrischen Planeten. Methan und Ammoniak sind schwerer und weisen somit geringere Geschwindigkeiten auf. Dadurch werden sie von der Gravitation der inneren Planeten festgehalten.

Druck:

Die Einheit für Druck ist im SI-System N m^{-2} , was gewöhnlich als Pascal (Pa) bezeichnet wird. Eine in der Meteorologie auch heute noch gebräuchliche Einheit ist Millibar (mbar) was Hektopascal (hPa) entspricht.

Für den Druck auf der Erdoberfläche in der sogenannten Standardatmosphäre wird $1.01325 \times 10^5 \text{ Pa} = 1013.25 \text{ hPa} = 1013.25 \text{ mbar} = 760 \text{ torr}$ angenommen.

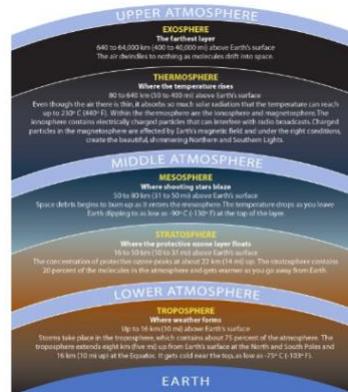
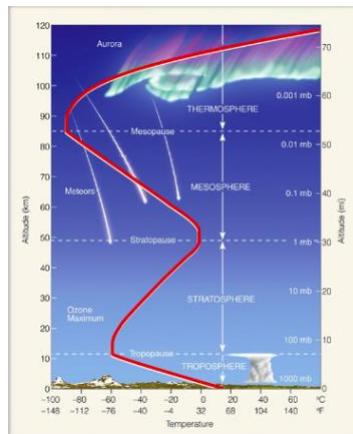
Druck p und Dichte ρ nehmen quasi-exponentiell mit der Höhe ab

Standardatmosphäre:

Die Variation in Druck und Dichte ist weit größer in der vertikalen als in der horizontalen Dimension, oder mit der Zeit. Daher ist es nützlich ein Standardmodell zu betrachten, die sogenannte Standardatmosphäre, welche die Struktur der Atmosphäre (im horizontalen und zeitlichen Mittel) mit der Höhe beschreibt.

Die Standardatmosphäre ist eine sogenannte Normalatmosphäre. Sie wurde von der ICAO (International Civil Aviation Organization) hauptsächlich für Luftfahrtbelange weltweit

verbindlich festgelegt. Sie beschreibt einen mittleren Zustand der Eigenschaften der Erdatmosphäre wie Druck-, Temperatur- oder Dichteverteilung im Bereich der gemäßigten Breiten, wobei der Wasserdampfgehalt des Gasgemischs gleich Null gesetzt wurde.



Exosphäre:

Die Exosphäre umfasst den äußersten Bereich der Erdatmosphäre (>500 km Höhe), hier können Gasmoleküle mit ausreichender Energie die Erdanziehungskraft überwinden und ins Weltall entfliehen.

Thermosphäre:

Die Thermosphäre schließt an die Mesosphäre an. Sie ist, durch die Absorption kurzwelliger Strahlung an N₂ und O₂ Molekülen, durch mit der Höhe zunehmende Temperatur geprägt.

Mesosphäre:

The Mesosphäre erstreckt sich von der Stratopause zur Mesopause (in Höhe von ca. 80-90 km). Die Schicht ist durch rasche vertikale Durchmischung und abnehmende Temperaturen gekennzeichnet. Die Mesopause beschreibt das kälteste Niveau in der Atmosphäre.

Stratosphäre:

Die Stratosphäre erstreckt sich von der Tropopause zur Statopause (in 45-55 km Höhe). Die Stratosphäre ist durch mit der Höhe zunehmende Temperatur gekennzeichnet, daher ist die vertikale Durchmischung langsam. Die Temperatur an der Stratopause (ca. 271 K) ist nur etwas kühler als die mittlere Erdoberflächentemperatur (ca. 288 K).

Troposphäre:

Charakterisiert durch abnehmende Temperatur und rapide vertikale Durchmischung. Erstreckt sich bis zur Tropopause (8-18 km Höhe) welche die Troposphäre zur Stratosphäre hin abgrenzt.

Im Jahr 1974 zeigten Mario Molina and Sherwood Roland, dass zunehmende Konzentrationen von Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffen (FCKW) die Ozonschicht bedrohen. FCKW Moleküle sind chemisch inert in der Troposphäre.

Im Jahr 1985 wurden von Joseph Farman und seinen Kollegen des British Antarctic Survey ein Fachaufsatz veröffentlicht dessen Inhalt die wissenschaftliche Gemeinschaft und Öffentlichkeit in Atem hielt. Die Autoren berichteten über eine stetige Abnahme der Ozonschichtdicke über der Antarktis im Frühling. Messungen zu allen anderen Jahreszeiten

zeigten keine Veränderung in der Ozonschichtdicke. Diese Entwicklung konnte durch die bekannte Stratosphärenchemie nicht erklärt werden.

In den späten 1980er Jahren wurde eine Reihe von Flugmesskampagnen durchgeführt, um den Ursachen des Antarktischen Ozonverlusts auf die Spur zu kommen. Die Messwerte zeigten, dass der O₃ Abbau mit ungewöhnlich hohen ClO Konzentrationen einhergeht.

Der konzeptionelle Durchbruch in der Erklärung des antarktischen Ozonlochs gelang nun als man erkannte, dass an der Oberfläche dieser PSCs Halogen-haltige Reservoirestoffe in aktive katalytische Substanzen umgewandelt werden.

Polare Stratosphärenwolken benötigen für ihre Entstehung eine Temperatur von mindestens -78 °C. Diese Temperaturen findet man in der winterlichen Stratosphäre innerhalb des Polarwirbels in einer Höhe von 15 bis 30 km.

Einheitensysteme, meteorologische Elemente, Skalen Koordinatensysteme und Gradienten:

Wenn man physikalische Gleichungen auswertet so müssen alle Variablen und andere Terme im selben Einheitensystem angegeben werden. In der Meteorologie benutzt man meistens das sogenannte SI-System.

| Basisgröße | Einheit | Symbol |
|-----------------|-----------|--------|
| Länge | Meter | m |
| Masse | Kilogramm | kg |
| Zeit | Sekunde | s |
| el. Stromstärke | Ampere | A |
| Temperatur | Kelvin | K |
| Stoffmenge | Mol | mol |
| Lichtstärke | Candela | cd |

Meteorologische Elemente:

- Skalare (nur ein Wert, z.B. Temperatur)
- Vektoren (drei Werte, z.B. der Wind mit den drei Richtungskomponenten)
- Matrizen (z.B. Schubspannungstensor)

| Element | Symbol | SI-Einheit | ungefährer Wert in Bodennähe | Bedeutung |
|---------------------------|-------------|----------------------------|------------------------------|-------------------------------|
| Luftdruck (S) | p | kg/(ms ²) = Pa | 101325 | Antrieb für die Luftbewegung |
| Luftdichte (S) | ρ | kg/m ³ | 1,2 | Masse, Trägheit |
| Lufttemperatur (S) | T | K | 288,15 | Wärmeenergie |
| Luftfeuchte (S) | verschieden | verschieden | variabel | Wolken, Niederschlag, Energie |
| Windgeschwindigkeit (V) | | m/s | 0 - 20 | Impuls der Luft |
| Schubspannungstensor (T) | τ | kg/(ms ²) | sehr variabel | Reibung |
| Strahlungsflussdichte (S) | F | W/m ² | 0 - 1000 | Wärmequelle |

Raumskala (L) und Zeitskala (T) sind nicht unabhängig!

Kolmogorov-Gesetz der Energiedissipation:

Die Energiedissipation ist über alle Skalenbereiche konstant, sie bestimmt den Zusammenhang zwischen den atmosphärischen Größenordnungen in Raum und Zeit.

Kartesische Koordinaten:

Der Nullpunkt ($x=y=z=0$, oder $(0,0,0)$) ist beliebig.

- x nimmt in östliche Richtung zu und westliche Richtung ab
- y nimmt in nördliche Richtung zu und südliche Richtung ab
- z nimmt nach oben hin zu und nach unten hin ab

Polarkoordinaten:

Da die Erde eine Sphäre ist müssen wir jedoch ein rotierendes Polarkoordinatensystem anstelle von kartesischen Koordinaten verwenden.

- Breitengrad ϕ
- Längengrad λ
- Höhe z über Meer.

In diesem System werden die Winkel oft durch die Distanzen $dx \approx r d\lambda \cos\phi$ und $dy \approx r d\phi$ ersetzt.

Positive und negative **zonale Strömungen** werden als West- (von Westen) und Ostwinde (von Osten) bezeichnet.

Positive und negative **meridionale Strömungen** werden als Süd- bzw. Nordwind (in beiden Hemisphären) bezeichnet.

Grundlagen der atmosphärischen Thermodynamik:

Ein thermodynamisches System unterscheidet sich von einem mechanischen System dadurch, dass in ihm die Temperatur und die Prozesse der Wärmeübergänge ins Spiel kommen. Der **nullte Hauptsatz der Thermodynamik** definiert die Temperatur als Zustandsgröße.

„Es gibt eine Zustandsgröße, die Temperatur. Ihre Gleichheit ist Bedingung des thermischen Gleichgewichtes zweier Systeme oder zweier Teile desselben Systems“.

Dies erweist sich als fundamental für die experimentelle Messung der Temperatur (Herstellen eines thermischen Gleichgewichtes zwischen einem Versuchskörper, dessen Temperatur ermittelt werden soll, und einem Messfühler (= Thermometer)).

Der **erste Hauptsatz der Thermodynamik** definiert die im System enthaltene innere Energie als Zustandsgröße:

„Jedes thermodynamische System besitzt eine für dasselbe charakteristische Zustandsgröße, die innere Energie.“

Diese

- wächst nach Maßgabe der dem System zugeführten Wärme
- nimmt ab um die von dem System nach außen geleisteter Arbeit, und
- ändert sich auch durch chemische Umwandlungen im System und Teilchenaustausch mit der Umgebung.

Für ein abgeschlossenes System gilt der Satz von der Erhaltung der Energie

Der **zweite Hauptsatz der Thermodynamik** sagt etwas darüber aus, wie sich der Umsatz von Wärme in Arbeit vollzieht.

„Es ist unmöglich, in einem Kreisprozess Wärme von einem heißen Reservoir in Arbeit umzusetzen, ohne gleichzeitig einen Teil der Wärme einem kälteren Reservoir zuzuführen.“

Er führt dann aus dieser Erkenntnis heraus eine weitere Zustandsgröße, **die Entropie**, ein.

„Jedes thermodynamische System besitzt eine Zustandsgröße, die Entropie. Man berechnet sie durch reversible Vorgänge. Bei den wirklichen Vorgängen nimmt die Entropie eines nach außen abgeschlossenen Systems zu“.

Thermische Zustandsgleichung idealer Gase:

Die Gleichung beschreibt den Zustand des idealen Gases bezüglich der Zustandsgrößen Druck, Volumen, Temperatur und Stoffmenge (bzw. Teilchenzahl oder Masse)

$$pV = mRT$$

wobei p der Luftdruck (Pa),

V das Volumen (m³),

m die Masse (kg),

T die absolute Temperatur (K) des Gases und R die Gaskonstante für 1 kg des Gases ist.

R ist abhängig vom betrachteten Gas da $m/V = \rho$, wobei ρ die Dichte des Gases kennzeichnet.

Weil Luft ein Gemisch von Gasen ist gilt Dalton's Gesetz der Partialdrucke.

Die hydrostatische Grundgleichung sagt also, dass der Luftdruck mit der Höhe abnimmt (negatives Vorzeichen) und dass diese Abnahme proportional zur Schwerebeschleunigung g und zur Dichte ρ ist.

Man kann die Grundgleichung auch als ein Gleichgewicht zweier Kräfte verstehen, nämlich der vertikalen Komponente der Druckgradientkraft und der Schwerkraft.

Das Geopotential:

Das Geopotential Φ (Einheit J kg⁻¹ oder m²s⁻²) an jedem Punkt in der Erdatmosphäre ist definiert als die Arbeit, die entgegen dem Gravitationsfeld verrichtet werden muss, um 1 kg von Meeressniveau auf das Niveau dieses Punktes zu heben.

Die Kraft (in Newton) die auf 1 kg in der Höhe z wirkt ist also gleich g .

Die Arbeit (in J) um nun 1 kg von z nach $z + dz$ zu heben entspricht gdz ;

Für die Temperatur wollen wir nun zwei verschiedene Ansätze betrachten:

Isotherm (Temperatur ist konstant) und **temperaturabhängig**. Daraus folgt die barometrische Höhenformel (für die isotherme Atmosphäre). Im Mittel nimmt vielmehr die Temperatur mit **der Höhe um 0,65 °C/100 m ab**.

Barometrische Höhenstufe:

Höhendifferenz, in welcher sich der Luftdruck um 1 hPa ändert.

Mächtigkeit und Höhe von konstanten Druckflächen: Da der Druck monoton mit der Höhe abnimmt, überschneiden sich Druckniveaus (imaginäre Flächen konstanten Drucks) niemals.

Isobaren:

Linien gleichen Luftdruckes, üblicherweise im Abstand von 5 hPa gesetzt.

Isobaren Karten geben ein Bild von der Luftdruckverteilung, bezogen auf das Meeresspiegel-Niveau. Der Abstand der Isobaren gibt einen Hinweis auf die Stärke des horizontalen Druckgefälles in einem Gebiet. Enge/weite Isobaren -> starkes/schwaches Druckgefälle.

- **Druck nimmt mit der Höhe ab**

- **Druck nimmt stärker in kalter, dichter Luft ab, als warmer, leichter Luft.**

Spezifische Wärme:

Führt man einem Gas Wärme zu, dann steigt seine Temperatur T auf $T + dT$.

Dabei stellt sich die Frage nach der Wärmemenge, die notwendig ist, um die Temperatur der Einheitsmasse 1 kg eines bestimmten Gases um 1 K zu erhöhen.

Im Allgemeinen wird die **spezifische Wärme c** bezeichnet.

Die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck c_p ist größer als bei konstantem Volumen c_v .

Enthalpie:

Wenn bei konstantem Druck Wärme zugeführt wird, so dass das spezifische Volumen von α_1 auf α_2 zunimmt, dann ist die verrichtete Arbeit $p(\alpha_2 - \alpha_1)$.

Die Enthalpie eines thermodynamischen Systems ist die Summe aus der inneren Energie des Systems und dem Produkt aus Druck und Volumen des Systems.

Die Enthalpie h entspricht der Wärme, die zugeführt werden muss, um die Temperatur eines Materials bei konstantem Druck von 0 auf T K zu erhöhen.

Adiabatische Prozesse:

Wenn sich der physikalische Zustand eines Materials ändert (z.B. Druck, Volumen, Temperatur) ohne dass Wärme zu- oder abgeführt wird, dann wird diese Änderung als adiabatisch bezeichnet.

Eine isotherme Transformation würde zu einer Bewegung entlang der Linie AB führen.

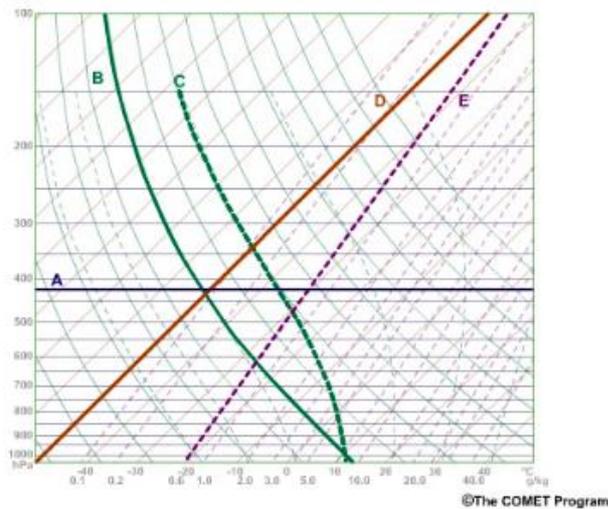
Wenn das gleiche Material nun dieselbe Volumsänderung unter adiabatischer

Transformation erfährt so würde dies zu einer Bewegung entlang der Linie AC führen. Diese Linie wird als Adiabate bezeichnet. Der Grund für die steilere Steigung der Adiabate als Isotherme ist, dass durch die adiabatische Kompression die innere Energie zunimmt.

Potentielle Temperatur:

Die potentielle Temperatur θ ist eine fiktive Temperatur, sie ist ein Maß für die Summe aus innerer Energie (örtlicher Temperatur) und potentieller Energie (Höhenlage) eines Luftpakets. Sie ist definiert als die Temperatur, die ein abgeschlossenes Luftpaket annehmen würde, wenn es adiabatisch auf Normaldruck (1000 hPa), gebracht würde.

(A) Isobaren, (B) Trockenadiabaten, (C) Feuchtadiabaten, (D) Isothermen und (E) Sättigungsmischungsverhältnisse



Luftfeuchtigkeit:

Der Wasserdampf in der Atmosphäre gehört nicht zu den Gasen, die homogen verteilt sind. Sein Anteil an der wirklichen Luft liegt zwischen 0 und 4%. Der Wasserdampf spielt eine überragende Rolle in der Atmosphäre. Ohne ihn gäbe es keine Wolken- und Niederschlagsbildung, keinen Nebel und keine Ablagerungen am Boden (Tau, Reif, Beschlag, Raureif).

Das Wasser in der Atmosphäre ist auch deshalb so bedeutsam, weil es der einzige Stoff ist, der in der Atmosphäre in allen drei Phasen vorkommt. Bei den Phasenumwandlungen werden große Energiebeträge gebraucht oder freigesetzt. Hinzu kommt die energetische Wirksamkeit bei der Strahlungs-Emission und -Absorption (v.a. im infraroten Spektralbereich) durch die Wasserdampf-Moleküle.

Wasserdampfmischungsverhältnis:

Definiert als das Verhältnis der Masse (Dichte) des Wasserdampfes zur Masse (Dichte) des trockenen Anteils der Luft $w \equiv m_v / m_d$

Sättigungsdampfdruck:

Der Sättigungsdampfdruck (auch Gleichgewichtsdampfdruck) eines Stoffes ist der Druck, bei dem der gasförmige Aggregatzustand sich mit dem flüssigen oder festen Aggregatzustand im Gleichgewicht befindet. Der Sättigungsdampfdruck ist also direkt von der Temperatur abhängig.

Der Sättigungsdampfdruck ist ein Maß für die maximal mögliche Wasserdampfmenge, die bei einer bestimmten Temperatur in einem Luftvolumen gehalten werden kann, ohne dass es zur Kondensation bzw. Deposition kommt. Der Sättigungsdampfdruck [hPa] über ebenen

Wasser $es(T)$ oder Eisflächen $esi(T)$ kann mit Hilfe der empirischen Magnus- Formel bestimmt werden:

$es(T) > esi(T)$.

Spezifische Feuchte:

Ist definiert als die Masse des Wasserdampfes im Verhältnis zur Masse der feuchten Luft im gleichen Volumen oder als das Verhältnis der Dichte des Wasserdampfes zur Dichte der feuchten Luft.

$$q = \rho_w / \rho_d$$

Relative Feuchte:

Ist definiert als Verhältnis zwischen dem Mischungsverhältnis und dem gesättigten Mischungsverhältnis bei vorliegender Temperatur.

Der **trockenadiabatische Temperaturgradient** gilt für adiabatisch-reversible und damit isentrope Bedingungen, ohne dass es zu Änderungen des Aggregatzustands kommt. Er beträgt 0,98 Kelvin bzw. Grad Celsius / 100 m Höhenunterschied und wird für Höhenänderungen eines Luftpaketes verwendet, solange die relative Luftfeuchtigkeit unter 100 Prozent bleibt, also keine Überschreitung des Taupunkts und folglich Kondensation erfolgt. Als Vereinfachung veranschlagt man meist einen Gradienten von einem Kelvin je hundert Meter.

Der **feuchtadiabatische Temperaturgradient** gibt die Änderung aufsteigender Luft, in welcher Wasserdampf kondensiert (0,5 – 0,7°C / 100m Höhendifferenz). Die Abkühlung infolge der Ausdehnung (trockenadiabatischer Temperaturgradient) wird teilweise durch die freiwerdende Verdunstungswärme des Wassers kompensiert.

Die Differenz zwischen dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten und dem aktuellen ist ein Maß für die thermische Stabilität der Schichtung gegenüber Vertikalbewegungen.

Die **Latente Wärme** (Umwandlungswärme) bezeichnet die Wärmemenge, die bei der Änderung fester, flüssiger oder gasförmiger Aggregatzustände verbraucht oder freigesetzt wird. In der Klimatologie wird mit latenter Wärme, die bei der Verdunstung des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes verbrauchte Energie bezeichnet, die bei der Kondensation des Wasserdampfes in fühlbare Wärme überführt wird. Je nach Art der Zustandsänderung spricht man auch von **Verdunstungswärme** (flüssig in gasförmig), **Schmelzwärme** (fest in flüssig) oder **Sublimationswärme** (fest in gasförmig)

Das statische Gleichgewicht ist labil, da sich ein trockenadiabatisch aufwärts bewegtes Teilchen langsamer abkühlt als dem Temperaturgefälle der Umgebung entspricht. Es ist folglich wärmer als die Umgebung und erfährt einen zusätzlichen Auftrieb.

Ist die aktuelle Temperaturabnahme kleiner als 0,98 K/100 m (unteradiabatisch), dann erfolgt eine Zunahme der potenziellen Temperatur mit der Höhe, es existiert ein statisch stabiles Gleichgewicht.

Während des Weiteren Aufstiegs nach dem Trajektorienschnitt (B) ist das Luftpaket kälter als die Umgebungsluft, es besitzt also eine höhere Dichte. Hört die erzwungene Hebung auf,

so sinkt das Luftpaket entsprechend dem Archimedischen Prinzip wieder ab. Je größer der Temperaturunterschied ist, desto schneller sinkt die Luft nun ab – es entsteht ein Fallwind.

Nimmt die Temperatur des Luftpakets entsprechend dem trockenadiabatischen (feuchtadiabatischen) Gradienten ab, so spricht man von einer trockenstabilen (feuchtstabilen) Schichtung. Tritt bei der Hebung eines Luftvolumens Kondensation des Wasserdampfes ein, wird latente Wärme (Verdampfungswärme) freigesetzt, sodass sich die adiabatische Abkühlung verringert.

In einer neutral geschichteten Atmosphäre kühlt ein aufsteigendes Luftpaket genauso schnell ab wie die umgebende Atmosphäre. Diesem Zustand würde in der Realität eine sehr gut durchmischte Atmosphäre am nächsten kommen.

Wärmetransport durch Wärmeleitung, Konvektion und Strahlung:

Transportprozesse durch Wärmeleitung und Konvektion beruhen auf lokalen Temperatur- und damit Dichteunterschieden. Wärmeleitungsprozesse sind an ein Temperaturgefälle gebunden. Konvektion stellt eine makroskopische Bewegung in Gasen und Flüssigkeiten dar, bei der die auftretenden Strömungen durch den Auftrieb der wärmeren Bereiche ausgelöst werden. Die Wärmeübertragung durch Strahlung erfordert dagegen keinen materiellen Träger, sondern sie erfolgt mittels elektromagnetischer Wellen und hängt allein von der Temperatur und der Oberfläche des Strahlers ab.

Konvektion:

Unter Konvektion versteht man den vertikalen turbulenten Transport von Eigenschaften, in unserem speziellen Fall den Transport fühlbarer und latenter Wärme. So führt der fühlbare Wärmestrom zur Erwärmung der Atmosphäre infolge turbulenter Wärmeleitung, die von der Erdoberfläche ausgeht und nach oben hin fortschreitet. In Analogie zu den molekularen Wärmeleitungsprozessen erfolgt nach einer Parametrisierung, bei der man die schwierig zu handhabenden turbulenten Zusatzterme durch leicht zugängliche mittlere Größen ersetzt, die Beschreibung des fühlbaren Wärmestroms mithilfe des vertikalen Gradienten der potenziellen und vereinfachend der aktuellen Temperatur mit als turbulenten Diffusionskoeffizienten, der selbst in Nähe der Erdoberfläche 2 bis 6 Ordnungen größer als der molekulare Wärmeleitfähigkeitskoeffizient der Luft ist.

Vertikalbewegungen in der Atmosphäre resultieren aus:

- Konvektion

Wärmeübertragung erfolgt durch die Strömung von Materie (Gasen oder Flüssigkeiten), welche thermische Energie mitführt. Grund für die Konvektion ist die Sonneneinstrahlung, die bodennahe Luftschichten erwärmt, welche dann aufgrund ihrer geringeren Dichte aufsteigen können. Sobald ein Luftpaket leichter ist als seine Umgebung, beginnt es aufzusteigen. In größeren Höhen sinkt der Druck, die Luft dehnt sich aus und wird dadurch kälter. Somit verändert sich die Dichte des Luftpakets durch interne Prozesse. Die Dichte der Umgebungsluft ändert sich jedoch ebenfalls entsprechend den atmosphärischen Bedingungen. Sobald die aufgestiegene Luft wieder dieselbe Dichte hat wie die Umgebung, verschwindet der Antrieb der Konvektion, auch wenn es aufgrund der Trägheit noch ein Überschießen über diesen Punkt hinausgeben kann.

- Konvergenz oder Divergenz horizontaler Strömungen
In der Meteorologie bezeichnet man hiermit das Zusammen bzw. Auseinanderfließen von Luftmassen.
- horizontaler Strömung über Gelände (orographische Hebung)
Durch die orographische Hebung der Luft beim Hinaufströmen auf ein Gebirge entsteht Abkühlung und damit Kondensation, Wolkenbildung und gegebenenfalls Niederschlag.
- Auftrieb durch die Freisetzung latenter Wärme durch Verdunstung.

Hoch- und Tiefdruckgebiete

Bodentief (thermisches Tiefdruckgebiet): Die Dichte der Luft nimmt in Bodennähe durch Erwärmung (Einstrahlung) ab. Folglich steigt die erwärmte Luft auf und es folgt ein Druckabfall in Bodennähe. Im Gegenzug steigt in den höher gelegenen Luftschichten der Luftdruck durch die aufsteigende Warmluft (Höhenhoch). Der Druckabfall in Bodennähe führt zu einer Zuströmung, es entsteht Wind.

Höhentief (thermisches Tiefdruckgebiet): Wenn kalte Luft aus der Höhe absinkt, verringert dies den Luftdruck in den höheren Schichten, erhöht jedoch den Luftdruck am Boden.

Dynamisches Tiefdruckgebiet: Luftströmungen konvergieren in tieferen Schichten der Atmosphäre und divergieren in der Höhe, wobei die Luft im Zentrum des Tiefs gehoben wird.

Bodenhoch (thermisches Hochdruckgebiet): Absinkende Luftmassen erwärmen sich adiabatisch und divergieren auf Bodenniveau (in Richtung Zonen tiefen Drucks).

Kältehoch (thermisches Hochdruckgebiet): Eine Luftmasse kühlt ab und erreicht eine höhere Dichte, sie übt daher einen größeren Druck auf den Boden aus.

Höhenhoch (thermisches Hochdruckgebiet): Tritt immer verbunden mit einem Bodentief auf. Durch Erwärmung der Oberfläche wird der vertikale Temperaturgradient abgeschwächt und mit zunehmender Höhe stellt sich relativ zur horizontalen Umgebung hoher Luftdruck ein.

Dynamisches Hochdruckgebiet: entsteht durch Rossby-Wellen (Polarfrontjetstream).

Winde auf Bodenniveau und in der Höhe in 10 Schritten auf den Folien der Einheit 08 anschauen!

Corioliskraft:

Die Corioliskraft ist eine Trägheitskraft die in einem rotierenden Bezugssystem auftritt. Die Corioliskraft tritt genau dann in Erscheinung, wenn der Körper sich in dem rotierenden Bezugssystem bewegt und wenn diese Bewegung nicht parallel zur Rotationsachse bzw. zum Vektor der Winkelgeschwindigkeit verläuft. Die Corioliskraft steht senkrecht zur momentanen Bewegungsrichtung des Massepunkts im rotierenden Bezugssystem und bewirkt daher keine Vergrößerung oder Verkleinerung seiner Geschwindigkeit, sondern eine Ablenkung zur Seite.

In einem erdfesten Bezugssystem tritt nur die Corioliskraft in Erscheinung. Sie hat maßgeblichen Einfluss auf die großräumigen Strömungsphänomene. Beispiele aus der Meteorologie sind die Drehrichtungen der Windfelder um Hoch- und Tiefdruckgebiete und die Ausbildung globaler Windsysteme wie Passatwinde und Jetstream.

Bei der Corioliskraft handelt es sich im Grunde um eine Kraft, die nur aus Sicht eines Beobachters auf der Erdoberfläche aufgrund der Erdrotation entsteht. Im Gegensatz zu "echten" physikalischen Kräften (mechanische Kräfte, Gravitationskraft, elektromagnetische Kraft usw.) handelt es sich bei der Corioliskraft also um eine **Scheinkraft**. Sie entsteht nur scheinbar, nämlich aus Sicht eines Beobachters, der mit der Erdoberfläche rotiert (physikalisch: ein beschleunigtes Bezugssystem). Aus Sicht eines Beobachters im Weltall (ruhend Bezugssystem) gibt es dagegen keine Corioliskraft.

Eine Kugel, die sich um eine ihrer Achsen dreht, hat an jedem Punkt ihrer Oberfläche eine andere Drehgeschwindigkeit. Konstant ist allein die sog. Winkelgeschwindigkeit, d.h. der Winkel des sich bewegenden Punkts zur Rotationsachse wird in der gleichen Geschwindigkeit geöffnet.

Durch ein entgegengesetztes Gleichgewicht von PGF (Drift vom Hoch- zum Tiefdruckgebiet) und CF entsteht der sogenannte **geostrophische Wind**, dieser tritt jedoch nur in größerer troposphärischer Höhe auf. Besonders stark ausgeprägt als Jetstream.

Atmosphärische Zirkulation:

Eine idealisierte Betrachtung zum Start: Zirkulation auf einer nur durch einen Ozean bedeckten Erde mit der Sonne direkt über dem Äquator.

3 Annahmen:

- Die Erde ist gleichmäßig mit Wasser bedeckt.
- Die Sonne steht immer direkt über dem Äquator.
- Die Erde rotiert nicht (es ist also nur die Druckgradientkraft von Bedeutung)

Die sich ausbildende Zirkulation wird als **Hadley Zelle** (nach George Hadley) bezeichnet. Den **äquatornahen Regionen der Erde wird viel Energie pro Fläche zugeführt**, den polaren Regionen wenig. In den Tropen steigt warme Luft auf und folglich bildet sich am Boden ein Tiefdruckgebiet (die äquatoriale Tiefdruckrinne, ITCZ). In großer Höhe bildet sich ein Hoch. Die kalte Luft sinkt an den Polen ab, es bildet sich ein Polarhoch und in größerer Höhe ein Tiefdruckgebiet. **Der Temperaturgradient zwischen den Tropen und Polen führt also zu einem Luftdruckgefälle.** Als Ausgleichsbewegung für diesen Druckgradienten fließt kalte polare Luft in den Niederungen Richtung Äquator.

Solch einfache Zirkulation existiert nicht auf der Erde.

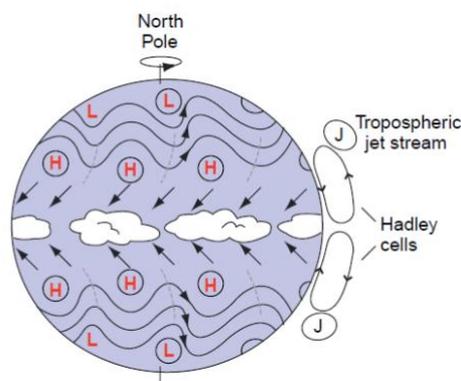
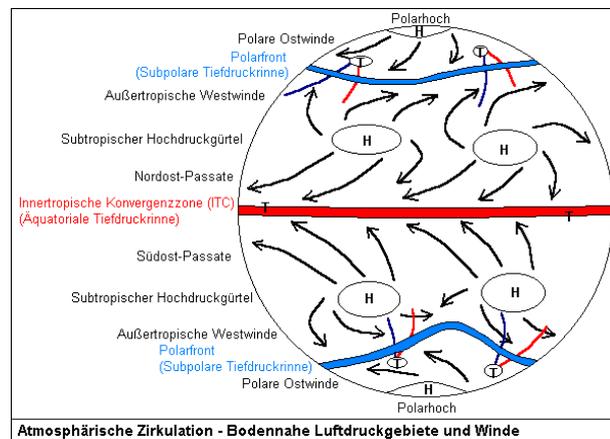
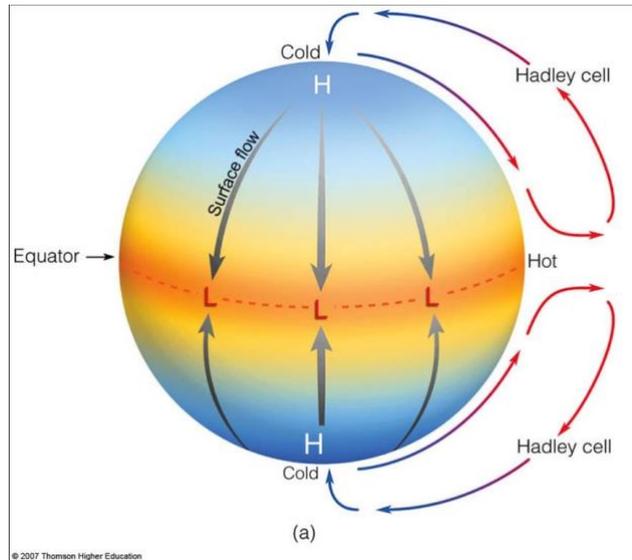
Zum einen muss die **Coriolis-Kraft** berücksichtigt werden, welche die Luftmassen in der Nordhemisphäre nach rechts ablenkt.

Die Coriolis-Kraft lenkt die polwärts strömende Luft ab, und Westwinde bilden sich aus.

Diese Konvergenz führt zum Anstieg des Luftdrucks, und erklärt die Ausbildung des Gürtels **subtropischer Hochdruckgebiete**.

Aus diesen Hochdruckgebieten strömen in Richtung des Äquators die Passatwinde und polwärts die außertropischen Westwinde. Diese Westwinde transportieren Hoch- und Tiefdruckgebiete nach Osten.

Die Zone der außertropischen Westwinde, wo die warme tropische Luft auf die kalte Polarluft trifft, wird auch als **planetarische Frontalzone** bezeichnet.



Luftmassen:

Die Atmosphäre hat über weite Bereiche sehr ähnliche Eigenschaften in Bezug auf Temperatur, Feuchtigkeit und Schichtung. Luft mit solch homogenen Eigenschaften wird in der Meteorologie als Luftmasse bezeichnet. Damit eine Luftmasse solch homogene Charakteristik aufweisen kann muss die Quellregion in Bezug auf das Terrain flach sein und es müssen in Bodennähe schwache Winde vorherrschen.

Ideale Quellregionen sind also die Zonen ausgeprägter Hochdruckgebiete, d.h. die Schnee- und Eisbedeckten polaren Ebenen im Winter und die subtropischen Ozeane im Sommer. Die mittleren Breiten stellen durch die große Variabilität in Bezug auf Temperatur und Feuchte keine gute Quellregion dar.

Klassifikation von Luftmassen:

Luftmassen werden üblicherweise klassifiziert nach

- der Temperatur (kalt vs warm)
- der Feuchte (trocken vs humid)
- der Oberflächenbeschaffenheit der Quellregion (kontinental, maritim) dem Breitengrad der
- Quellregion (polar, tropisch, äquatorial).

Die Grenze zwischen zwei Luftmassen wird als Front bezeichnet und trägt damit wesentlichen Information für Wettervorhersagen.

Fronten:

Die Atmosphäre ist im Allgemeinen immer und überall horizontal inhomogen. Das folgt aus der ungleichmäßigen Verteilung der Quellen und Senken von Energie, Wasserdampf und Impuls und gilt für alle Größenskalen.

- Temperaturgefälle vom Äquator zu den Polen
- Temperaturgefälle von einem besonnten Waldrand zum davor liegenden freien Feld

Eine Front ist ein drei-dimensionales Gebiet in einem Fluid (hier: in der Atmosphäre), in dem der horizontale Gradient einer Zustandsvariablen (Größe, Eigenschaft) deutlich höhere Werte besitzt als in der Umgebung.

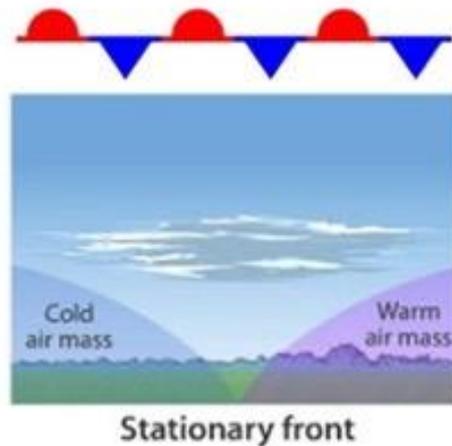
In der Meteorologie ist eine Front als **schmale Grenzzone zwischen verschiedenen Luftmassen** definiert. Im Frontbereich kommt es zu relativ sprunghaften Änderungen des Luftdrucks, der Temperatur, der Feuchte und des Windes. Auch ist mit einer Front reibungsbedingt eine linienhafte Windkonvergenz verbunden, die sich bei zusätzlich auftretender Hebung noch verschärft.

An einer Front treten auch charakteristische **Änderungen der Wolkenformationen und Witterungsbedingungen** auf. Idealisiert wird die Front im Raum als Fläche und in der Fläche als Linie dargestellt.

Stationäre Fronten:

Eine stationäre Front zeigt wie der Name sagt kaum Bewegung, man spricht daher auch von einer quasi-stationären Front. Üblicherweise wird eine Front als quasi-stationär bezeichnet, wenn sie sich mit weniger als 2,5 m/s bewegt.

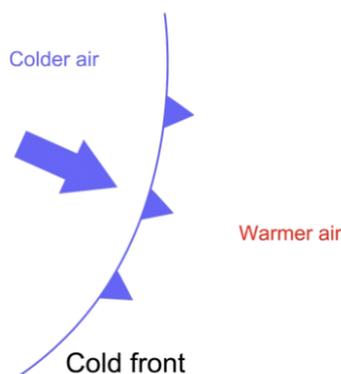
In Wetterkarten werden quasi-stationären Front durch alternierende rot-blaue Linien gekennzeichnet.



Kaltfronten:

Die Kaltfront ist eine Luftmassengrenze, der im Allgemeinen eine Abkühlung folgt. Dabei schiebt sich kalte Luft keilförmig unter die wärmere Luftmasse. Eine Kaltfront beschreibt also die Grenzfläche zwischen warmen und kalten Luftmassen, wobei die kältere Luft die wärmere verdrängt. Die Front stellt die Schnittlinie der Frontfläche mit der Erdoberfläche dar. Ist diese Abkühlung nur auf höhere Schichten begrenzt, spricht man von einer Höhenkaltfront.

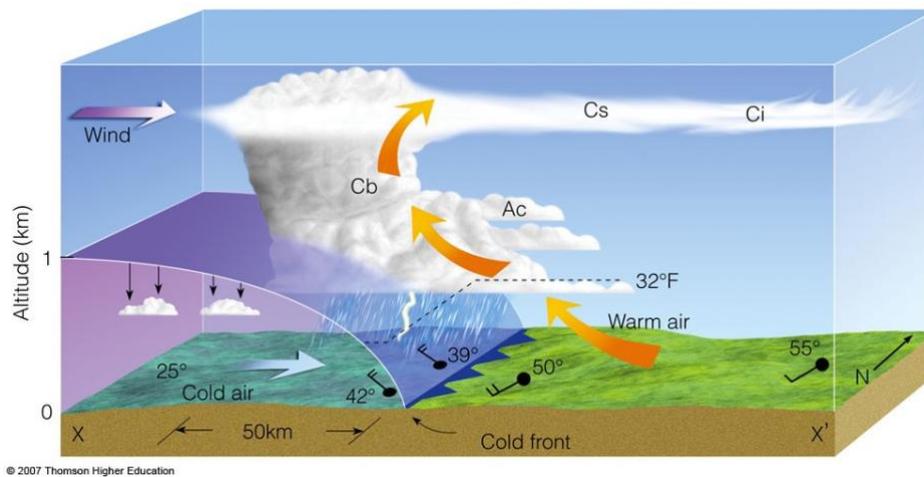
In Wetterkarten sind Kaltfronten durch blaue Linien dargestellt, mit den Pfeilen in Bewegungsrichtung der Front.



Kaltfront – Seitenansicht:

An der Kaltfront schiebt sich eine kalte Luftmasse unter warme Luft, und zwingt somit die warme Luftmasse zum Aufstieg. Beim Aufstieg der Luftmasse kommt es zur Wolkenbildung. Eine Kaltfront ist meist durch vorauseilende Cirrostratus (Cs) und Cirrus (Ci) Wolken gut ersichtlich. An der Front selbst bildet sich ausgeprägter Cumulonimbus (Cb) und es kommt zu starken Regenfällen und böhigem Wind.

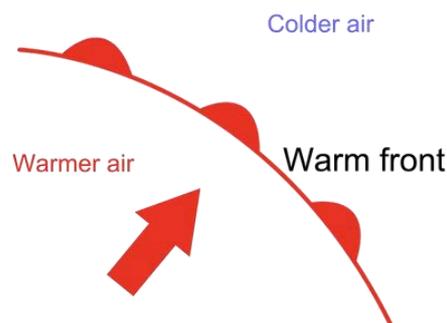
Im Rücken der Front kühlt die Luft rasch ab und der Wind dreht (meist von Südwest nach Nordwest), der Niederschlag nimmt ab und es bilden sich Cumulus Wolken.



Warmfront:

Eine Warmfront beschreibt die Grenzfläche zwischen warmen und kalten Luftmassen, wobei die warme Luftmasse auf die Kaltluft aufgleitet.

In Wetterkarten sind Warmfronten durch rote Linien dargestellt, mit den Halbkreisen in Bewegungsrichtung der Front.



Die durchschnittliche Geschwindigkeit einer Warmfront beträgt ~ 5 m/s. Sie ist also nur ca. halb so schnell wie eine Kaltfront. Der Grund hierfür liegt darin, dass die schwere und dichtere Kaltluftmasse die warme und leichte Luft vor der Kaltfront viel leichter vor sich herschieben kann als eine Warmfront die vor ihr liegende Kaltluft.

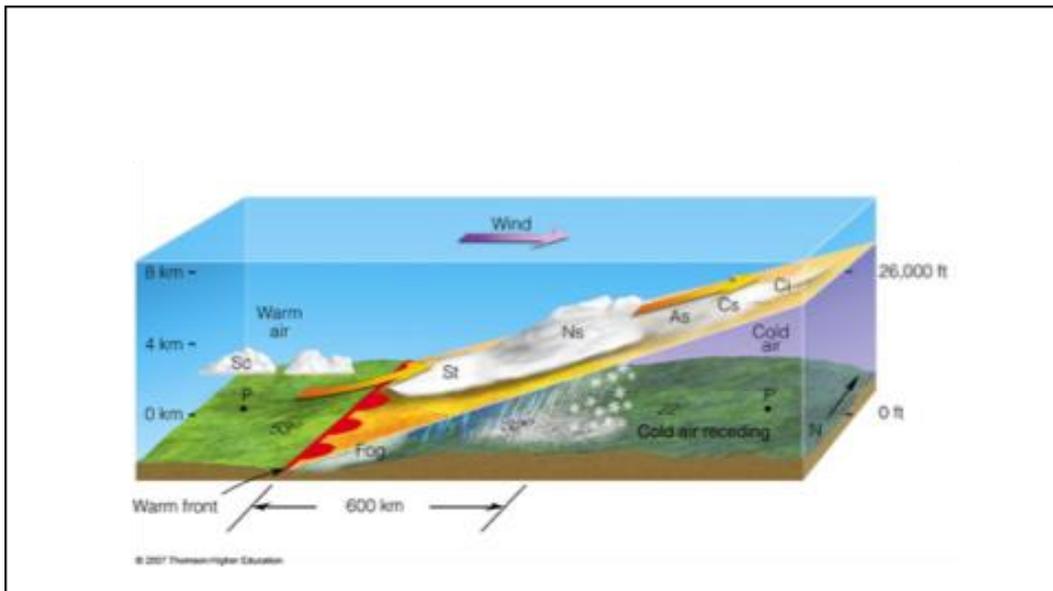
Unter Tags tritt rege Durchmischung an beiden Seiten der Warmfront auf und sie bewegt sich deutlich rascher als nachts. Nachts kühlt die Luftmasse durch langwellige Ausstrahlung ab und es bildet sich relativ kalte und schwere Luft hinter der Front. Die Vorwärtsbewegung der Warmfront ist durch diese kalte Luftmasse behindert. Die Aufgleitbewölkung einer

Warmfront zeigt sich zuerst durch einzelne hohe Cirruswolken, Altocumulus, Stratus und schließlich durch Nimbostratus mit kräftigen, zum Teil länger andauernden Niederschlägen.

Warmfront – Seitenansicht:

Warme, weniger dichte Luft überläuft eine kalte Luftmasse. Dieses ‘overrunning’ führt zu Wolken- und Niederschlagsbildung an und vor der Warmfront.

Nun erreichen wir die Kante der Warmfront. Beim Durchgang der Front ist eine Wetteränderung bemerkbar, jedoch nicht so drastisch als bei der Kaltfront.

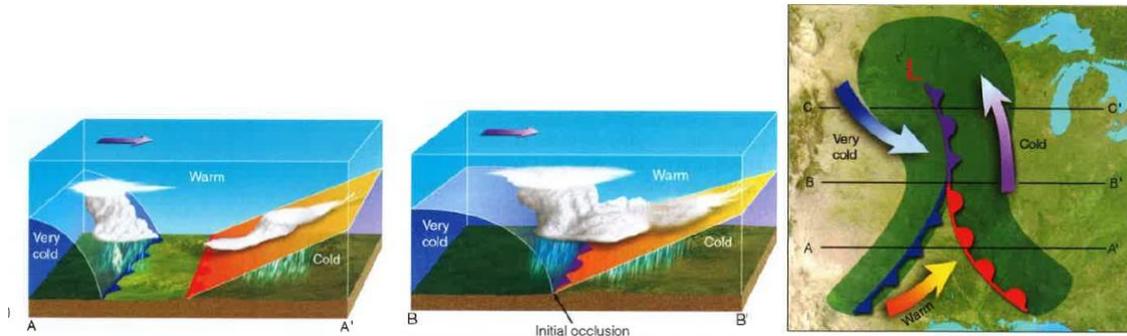
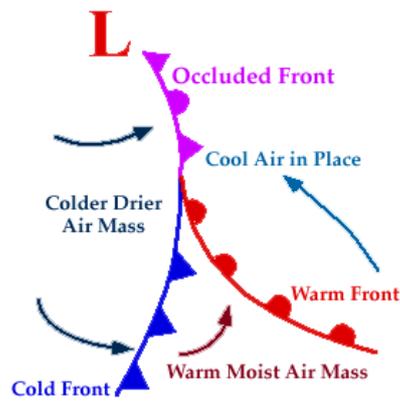


Okklusionen:

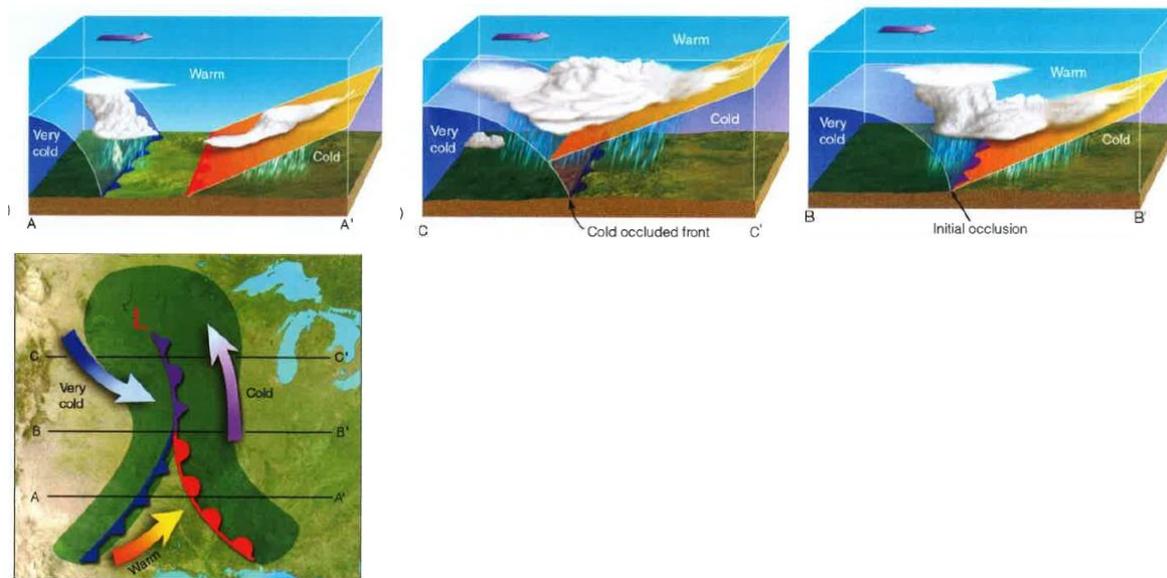
Eine Okklusion ist eine Front, die nur durch Vereinigung einer Kaltfront mit einer Warmfront entsteht.

Okklusionen können grundsätzlich nur im Reifestadium eines Tiefdruckgebietes vorhanden sein. Ursache für die Okklusionsentstehung ist, dass aufgrund des unterschiedlichen Frontenaufbaus eine Kaltfront schneller als die ihr vorgelagerte Warmfront im selben Drehsinn um das Tief zirkuliert. Der Abstand zwischen Warm- und Kaltfront ist dabei im Tiefzentrum viel geringer als in den Außenbereichen des Tiefs.

Die Kaltfront holt die Warmfront in der Nähe des Tiefzentrums viel eher ein als in den äußeren Bereichen. Der zwischen den Fronten liegende Warmsektor wird im Laufe dieser Entwicklung immer mehr eingeengt, bis er vom Boden abhebt. Damit ist dann die Frontumwandlung abgeschlossen und aus ursprünglich zwei Fronten wurde eine einzige Bodenfront, die Okklusion.



A-A' : die Kaltfront nähert sich rasch der langsamer vorrückenden Warmfront.
 B-B' : Die Kaltfront erreicht und übernimmt am Okklusionspunkt die Warmfront.



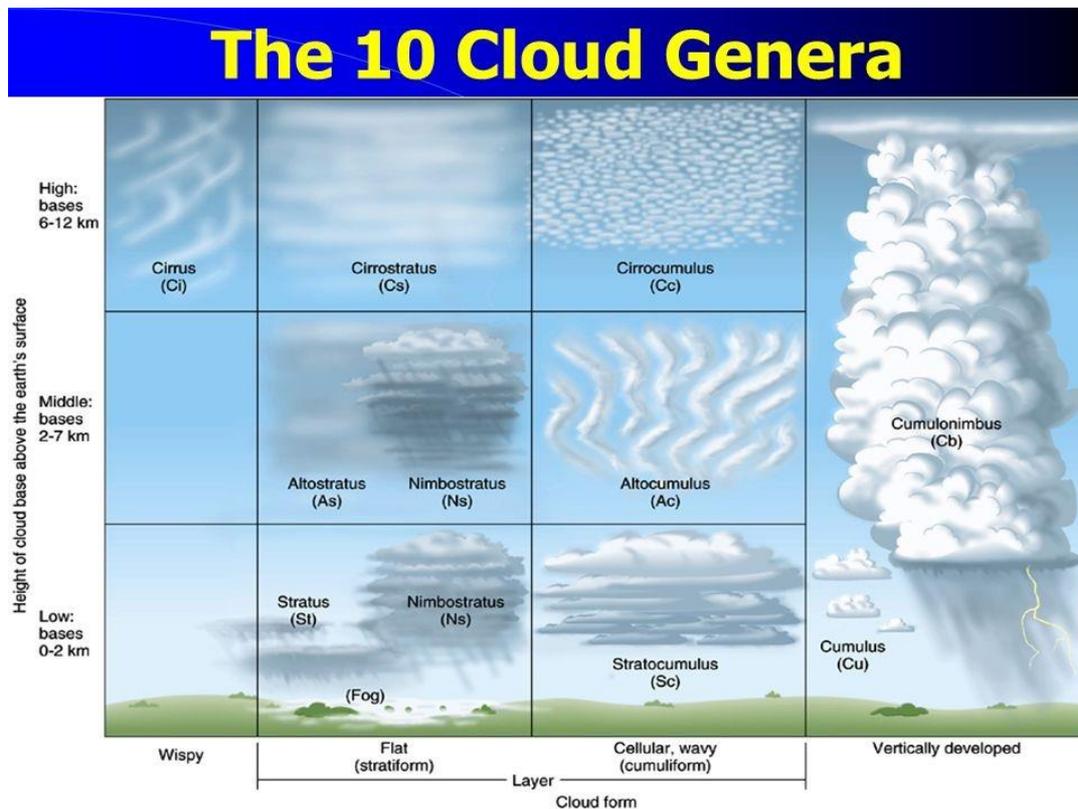
A-A' : die Kaltfront nähert sich rasch der langsamer vorrückenden Warmfront.
 B-B' : Die Kaltfront erreicht und übernimmt am Okklusionspunkt die Warmfront.
 C-C' : Die Kaltfront unterläuft Warmfront und hebt sie an.
 Die Warmfront wird auf der Bodenwetterkarte „überrollt“, es bildet sich im Frontverlauf und zur Linie von Okklusion und Kaltfront ein Knick.

Polarfront Theorie:

- Vilhelm Bjerknes (14.3.1862-9.4.1951) oft als "Vater der modernen Meteorologie" bezeichnet und Formulierung der hydrodynamischen Grundgleichungen.

Die Polarfront Theorie entstammt der Bergener Schule, und beschreibt ein idealisiertes Modell wonach eine Instabilität an der im Raum geneigten Frontfläche der Polarfront zum Ausgangspunkt einer kleinen zyklonalen Störung wird, die sich verstärkt, während sie entlang der Front zieht, und dabei zu einem Tiefdruckwirbel anwächst, der den typischen Lebenszyklus der Frontenzyklone durchläuft.

Nachfolgend sind die Lebensphasen einer Frontenzyklone aus der Bodenperspektive dargestellt. Deren Entstehung und Entwicklung wird als **Zyklognese** bezeichnet. **Diese Zyklognese beginnt mit der Situation an einer schwachen und noch nicht sehr scharfen Front.** Diese wird als Übergangszone zwischen zwei in sich einheitlichen Luftmassen, z.B. einer subtropischen (im S, unten) und einer polaren (im N, oben), betrachtet, die sich relativ gegeneinander bewegen.



Gewitter:

Die als Gewitterwolke bezeichnete Cumulonibus-Wolke entsteht bei unterschiedlichen Abkühlungs- oder Erwärmungsvorgängen. **Für die Bildung hochreichender konvektiver Bewölkung und damit von Gewittern ist eine entsprechend labile Schichtung und ein Hebungsantrieb erforderlich.** Hinsichtlich der Auslösemechanismen wird zwischen Luftmassen- und Frontgewitter unterschieden.

Luftmassengewitter treten innerhalb in einer einheitlichen feuchtwarmen Luftmasse (kaum horizontale Temperaturunterschiede) auf, wobei in vertikaler Richtung (mit der Höhe) die Temperatur hinreichend stark abnehmen und es zu einer starken Erwärmung der

bodennahen Luftschicht kommen (thermische Auslösung) muss. Hierbei wird wiederum zwischen Wärmegewitter und Wintergewitter unterschieden.

Wärmegewitter entstehen in Mitteleuropa praktisch nur im Sommerhalbjahr, wenn durch die intensive Sonneneinstrahlung der Erdboden und die darüber befindliche Luftschicht stark aufgeheizt werden und auch relativ viel Wasser verdunstet. Daher werden diese Gewitter auch oft als Sommergewitter oder Konvektionsgewitter bezeichnet.

Die Temperatur steigt vor allem am Boden stark an, während sie in höheren Schichten nahezu konstant bleibt. Dadurch erhöht sich der vertikale Temperaturgradient stark im Tagesverlauf.

Ab einer bestimmten Auslösetemperatur beginnen Warmluftblasen in die Höhe zu steigen, da sie wärmer und somit leichter sind als die Luft in ihrer Umgebung. Da es einige Zeit benötigt, um die Auslösetemperatur zu erreichen entstehen **Wärmegewitter meist erst in den Nachmittagsstunden oder am frühen Abend**. Auch sind Wärmegewitter ortsgebunden (5 - 50 km) und treten im Gegensatz zu Frontgewittern meist einzeln auf. Ein Wärmegewitter hat eine typische Lebensdauer zwischen 30 Minuten und 2 Stunden.

Wintergewitter entstehen prinzipiell analog zu Wärmegewittern, durch die fehlende Einstrahlung entsteht der ausgeprägte Temperaturgradient jedoch durch starke Abkühlung in der Höhe. Diese Abkühlung geschieht durch Zufuhr von Höhenkaltluft, die meistens polaren Ursprungs ist.

Frontgewitter entstehen durch dynamische Hebung an der Grenze von zwei unterschiedlichen Luftmassen, also an einer Front. Hier sind besonders die Eigenschaften der durch die Front voneinander getrennten Luftmassen ausschlaggebend.

Generell sind **Kaltfronten bei der Auslösung von Gewittern wesentlich wirksamer als Warmfronten**, da vertikale Umlagerungen bzw. vertikale Winde an Warmfronten aufgrund der stabileren Luftschichtung eher unterdrückt werden. Grundsätzlich sind Frontgewitter jedoch an allen Fronttypen möglich, sofern ausreichend labile Luftmassen vorhanden sind.

Für die Entstehung von Gewittern müssen 3 Grundvoraussetzungen vorhanden sein:

- Feuchte in der bodennahen Luftschicht
- labile Schichtung der Atmosphäre (ausreichende Temperaturabnahme mit der Höhe)
- Hebung mit Kondensation der Luftfeuchte, was letztlich zur Auslösung des Gewitters führt.

Es gilt also, umso größer die Labilität, desto größer ist auch das Gewitterpotential.

Erforderlich ist also ausreichend große vertikale Temperaturabnahme in der Troposphäre, d.h. die Temperatur muss mit zunehmender Höhe so stark abnehmen, dass ein Luftpaket durch Kondensation instabil wird und aufsteigt (potentiell labile Schichtung).

Entstehung einer labilen Luftschichtung:

- Einströmung kälterer Luft in der Höhe → Erhöhung des vertikalen Temperaturgradienten, die Schichtung wird labiler
- starke Bodenerwärmung, sogenannte "trockene" Labilität, die erst in größerer Höhe zur Kondensation führt
- Vorliegen einer "latent (potentiell) labilen Luftschichtung", hier ergibt sich die Labilität aus dem Feuchtegehalts der Luft. Eine labile Luftschichtung ergibt sich aber erst dadurch, wenn

die feuchte Luft durch Hebung kondensiert und freie Konvektion, d.h. ein vertikaler Luftmassentausch einsetzt. In unseren Breiten ist in den Sommermonaten oft die Luftfeuchte und nicht der vorliegende Temperaturgradient für die aufkommende Gewittertätigkeit verantwortlich.

Eine Gewitterzelle durchläuft immer drei Lebensstadien

- ein Aufbaustadium/Wachstumsstadium (engl. towering cumulus stage)

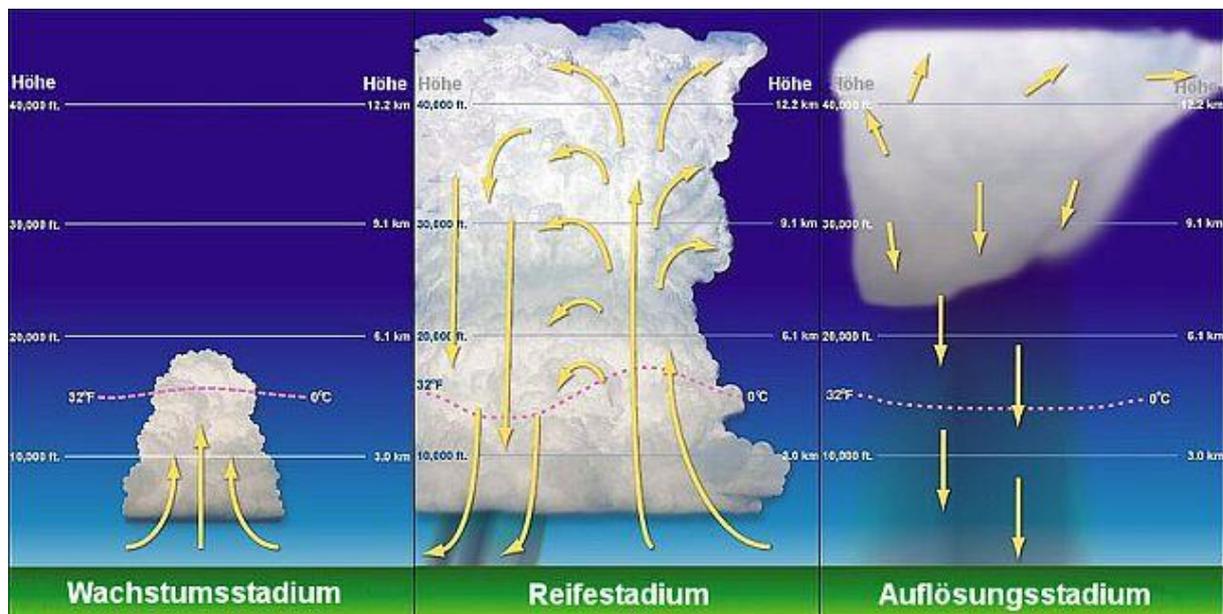
Im Aufbaustadium existiert nur Aufwind, welcher durch die Freisetzung von Labilitätsenergie erzeugt wird. Der auftretende Aufwind nimmt von unten nach oben hin zu und von innen nach außen ab. Der Ablauf der Wolkenbildung verläuft wie folgt: zuerst bildet sich aus einer Cumuluswolke ein Cumulus congestus, wenn dieser in den oberen Teilen vereist, entsteht ein Cumulonimbus, die eigentliche Gewitterwolke. Noch sind keine Abwinde vorhanden und es fällt kein Niederschlag aus der Wolke. Dieses Stadium dauert etwa 15 bis 20 Minuten.

- ein Reifestadium (engl. mature stage)

Im Reifestadium wird die Entwicklung der Gewitterzelle durch Niederschlagsbildung bestimmt, es existieren im Cumulonimbus sowohl Aufwinde als auch Abwinde. Tropfen oder Eiskörner fallen, werden aber (zumindest teilweise) wieder nach oben transportiert, wo sie erneut vereisen bzw. weiteres Eis ansetzen.

- in Auflösestadium/Zerfallsstadium (engl. dissipation stage)

Im Zerfalls- oder Auflösungsstadium ist jede Aufwindbewegung abgestorben und es existiert nur noch ein Abwind. Die Zelle regnet aus und der Cumulonimbus löst sich auf. Der vereiste Wolkenschirm (Cirrus oder Cirrostratus cumulonimbogenitus) kann aber noch über längere Zeit bestehen bleiben.



Böenwalzen:

Entstehen aus komplexen, gegenläufigen Strömungsvorgängen innerhalb von Gewitterwolken. In den unteren Schichten strömt Luft von vorne, in der Höhe dagegen von der Rückseite in die Gewitterzellen. Die in den unteren Bereichen einströmende Luft wird in die Aufwinde einbezogen, in welchen Kondensation erfolgt und sich Niederschlag bildet. Diese Aufwinde sind mit zunehmender Höhe entgegen der Zugrichtung geneigt, sodass der ausfallende Niederschlag fällt deswegen in von hinten in die Zelle einströmende Luft und kühlt diese ab.

Durch diese Abkühlung wird die Luftmasse noch dichter und schwerer und fällt schließlich beschleunigt nach unten und erzeugt einen heftigen Abwind (Downdraft). Am vorderen unteren Rand der Gewitterwolke bildet sich so ein Bereich, in dem die beiden Luftströme aufeinandertreffen. Dabei wird ein Teil des Aufwinds gewissermaßen nach unten gebogen und es entsteht eine Rotation um eine horizontale Achse, und da der Wasserdampf des aufwärts gerichteten Luftstroms kondensiert entsteht eine walzenförmige Wolke.

Blitz und Donner:

Ein Blitz ist die sichtbare elektrische Entladung, die durch ein Gewitter ausgelöst wird (innerhalb von Gewitterwolken, von Wolke zu Wolke, von der Wolke zum Boden). Blitze entstehen durch die hohen Vertikalwindgeschwindigkeiten innerhalb von Gewitterwolken und das Vorliegen von Eiskristallen welche unterschiedlichen elektrischen Ladungen transportieren.

An den Grenzflächen zwischen den Auf- und Abwinden kommt es zu einer Ladungstrennung da Eiskristalle durch den Aufwind stärker nach oben getrieben werden als die noch nicht gefrorenen Wassertröpfchen. Während sich die Gewitterwolke auftürmt, trennen sich in ihrem Innern die Ladungen durch Reibung, Stöße und Zerstäuben der Wasserteilchen: Die Eiskristalle laden sich positiv auf, die Tropfen negativ. Im oberen Teil der Gewitterwolke werden Partikel mit positiver Ladung, im unteren Teil Partikel mit negativer Ladung angehäuft.

Am Fuß der Wolke bildet sich nochmals ein kleines positives Ladungszentrum, durch Induktion (Elektronen im Boden werden durch negative Ladung in der Wolke abgestoßen). Aus physikalischer Sicht ist ein Gewitter also ein gigantischer elektrostatischer Generator mit Wassertröpfchen und Eisparkeln als Ladungsträger, der Sonnenstrahlung als Energielieferant und dem Aufwind als Ladungstransportmittel. Die sich ergebenden riesige Spannungsdifferenzen zwischen den Wolken und der Erde führen dazu, dass sich die Spannung als Blitz entlädt. Im Blitzkanal, durch den sich die Elektronen bewegen, wird durch die hohen Stromstärken die Luft schlagartig auf ca. 40.000 °C erhitzt, und dehnt sich explosionsartig aus, wodurch ein Knall entsteht, den man noch in weiterer Entfernung als Donnerrollen wahrnimmt.

Niederschlagsbildung:

Der Begriff Niederschlag bezeichnet in der Meteorologie das Wasser der Atmosphäre, das nach Kondensation oder Sublimation von Wasserdampf in der Lufthülle ausgeschieden wird.

Zur Niederschlagsbildung tragen 3 verschiedene Prozesse bei:

- Kondensation (nur kleine Tröpfchen)

Bei Kondensation wird wie wissen Energie freigesetzt, welche bei der Verdunstung von Wasser der Umgebung entzogen wurde.

- Sublimation in Mischwolken

- Kollisionen von Wolkenpartikel.

Die Arten fallender Niederschläge lassen sich entsprechend den zur Wolken- und Niederschlagsbildung notwendigen Hebungs Vorgängen der Luft in 3 Hauptformen gliedern:

- konvektiver Niederschlag

- advektiver Niederschlag

- orographischer Niederschlag

Tropische Stürme:

Für die Entstehung von tropischen Wirbelstürmen (regional unterschiedlich benannt: Hurrikan, Taifun, Zyklon) ist die Corioliskraft von Bedeutung. Diese bewirkt, dass bewegte Luft abgelenkt wird (auf der Nordhalbkugel nach rechts). Da Richtung Äquator die Corioliskraft abnimmt und an diesem verschwindet, kann sich eine zyklonale Rotation und damit ein tropischer Wirbelsturm erst ab einem Abstand von 5 – 8 Grad vom Äquator bilden.

In der Entstehungszone muss eine Anfangsstörung, ein organisiertes System, in dem durch Hebungsprozesse Energie freigesetzt wird, vorhanden sein.

Zur Entwicklung tropischer Wirbelstürme können beitragen z.B.:

- "Easterly Waves", d.h. Luftdruckwellen, welche in der tropischen Ostwindströmung westwärts wandern, z.B. die "African waves", die im äquatorialen Westafrika entstehen und mit einer Periode von rund 3 – 5 Tagen über den Nordatlantik wandern

- Mesoskalige Gewitter-Cluster die eine horizontale Ausdehnung von 100-200 km haben

- Monsuntrog (= Innertropische Konvergenzzone), wenn er in einzelne tropische Wirbel aufbricht

- Trog-, oder Tief mit kaltem Kern (Kaltlufttropfen), welcher Konvektion produziert und sich gelegentlich in einen tropischen Wirbelsturm mit einem warmen Kern umwandelt

- Äquatoriale Rossby-Wellen

- Subtropischer Sturm in einem sehr warmen Gebiet mit hoher Luftfeuchte und geringer vertikaler Windscherung

Im Vergleich zu extra-tropischen Stürmen, welche ihre potentielle Energie aus dem meridionalen Temperaturgradienten beziehen, stammt die potentielle Energie die tropischen Stürme antreibt aus dem Fluss latenter und fühlbarer Wärme.

Druck und Temperaturunterschiede innerhalb eines tropischen Sturms sind ausschlaggebend für die vernichtende Kraft dieser Stürme.

Strahlung:

Wärmeübertragung durch langwellige elektromagnetische Strahlung ist ein Vorgang, der ohne Transport von Materie auskommt und durch das Stefan-Boltzmann'sche und das Planck'sche Gesetz beschrieben wird.

Als Hauptenergieumsatzfläche (und damit als erstes Heizniveau der Atmosphäre) vereinnahmt die Erdoberfläche **kurzwellige Sonnenstrahlung** und erwärmt sich hierdurch. Des Weiteren erhält sie langwellige Gegenstrahlung durch Strahlungsemission von Wolken, Partikeln und Gasen. Diese insgesamt vereinnahmte Energie wird aber nur teilweise durch eine **langwellige Wärmestrahlung** wieder in die Atmosphäre zurückgeführt, sodass die Gesamtstrahlungsbilanz positiv wäre, wenn nicht die turbulenten Wärmetransporte (Strom fühlbarer und latenter Wärme) und der Bodenwärmestrom zu einem Ausgleich führen würden.

Verfügbarkeit solare Strahlung auf der Erde:

- Astronomische Faktoren
- Ellipsenförmige Erdbahn => unterschiedliche Entfernung Erde- Sonne
- Rotation der Erde um die eigene Achse => Tag/Nacht Wechsel
- „Kugelform“ der Erde
 - => Breitenkreisabhängigkeit der Strahlung
 - wegen des Einfallswinkels und der Länge des Weges durch die Atmosphäre
- Neigung der Erdachse um 23.5° => Verschiebung Breitenkreisabhängigkeit, Jahreszeiten

Solarkonstante:

Die Solarkonstante ist die Strahlungsleistung pro Quadratmeter bezogen auf eine Empfängerfläche senkrecht zur einfallenden Strahlung am "oberen Rand" der Atmosphäre.

Kurzwellige Strahlung 0,3 – 3 µm:

Globalstrahlung

- Direkte Sonnenstrahlung
- Diffuse (Streu-)Strahlung

Reflektierte Strahlung

Atmosphärische Strahlung

Strahlungsgenuss an der Erdoberfläche ist abhängig von:

- astronomischen Faktoren: geogr. Breite, Jahres-, Tageszeit, Solarkonstante
- Atmosphärischer Zusammensetzung: Bewölkung, Aerosole, Atmosphärische Gase, Dicke der Atmosphäre (Seehöhe)

Maximale Einstrahlung zum Zeitpunkt des Sonnenhöchststandes

Langwellige Strahlung > 3 μm :

Terrestrische Strahlung (Ausstrahlung der Erde)

Atmosphärische Gegenstrahlung infolge Absorption durch Atmosphäre (H_2O , CO_2 , ...)

Langwellige Strahlung an der Erdoberfläche abhängig von:

- Zusammensetzung der Atmosphäre (atmosphärische Gase, Bewölkung)
- Temperatur der Atmosphäre

Strahlungsabgabe 24 Stunden am Tag, abhängig von Temperatur Maximale Ausstrahlung zum Zeitpunkt der maximalen Temperatur

Schwarzer Körper:

Ein idealer schwarzer Körper absorbiert elektromagnetische Strahlung aller Wellenlängen vollständig und emittiert selbst Strahlung entsprechend dem Planck'schen Strahlungsgesetz. Die Strahlung eines Schwarzen Körpers hängt nur von dessen Temperatur und nicht von seiner materiellen Beschaffenheit ab.

Das Planck'sche Strahlungsgesetz:

Die Energie, die pro m^2 und Sekunde im Wellenlängenbereich $1 \mu\text{m}$ in den Raumwinkel von einem schwarzen Körper ausgestrahlt wird, also die spektrale spezifische Ausstrahlung ist eine Funktion der Wellenlänge und der Temperatur.

Stefan-Boltzmann Gesetz:

Die gesamte Strahlungsintensität eines Körpers ist proportional der 4. Potenz der (absoluten) Temperatur des strahlenden Körpers.

Boltzmann-Konstante $\sigma = 5,66 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$

Kirchhoffsche's Gesetz:

Der spektrale Absorptionsgrad und der spektrale Emissionsgrad eines Körpers (auch eines Gases) sind gleich.

Strahlungsmodifikation in der Atmosphäre**Absorption:**

Durch atmosphärische Gase Umwandlung von Strahlungsenergie in Wärme.

Streuung:

Ablenkung der Photonen ohne Energieumwandlung.

Reflexion:

am Boden und an Wolken.

Verfügbarkeit solarer Strahlung am Erdboden - Atmosphärische Faktoren (Durchlässigkeit der Atmosphäre):

- Bewölkung
- Absorption durch Gase
- Schwächung (Extinktion) durch Aerosole (Teilchen) 4. Schwächung durch Luftmoleküle

Das **Beersche Gesetz** beschreibt die **Schwächung der direkten Strahlungsintensität durch diese Prozesse**

Direkte Strahlung + Diffuse Strahlung = Globalstrahlung

Lambert Cosinus Gesetz:

Beschreibt wie die Strahlungsstärke mit flacher werdendem Winkel abnimmt.

Messung kurzwelliger Strahlung:

Globalstrahlung: mittels Pyranometer

Diffuse Strahlung: mittels Pyranometer

Direktstrahlung: mittels Pyrheliometer

Langwellige Strahlung: Pyrgeometer

Haupteinflussfaktoren auf die Energiebilanz:

- Änderungen der Strahlungseigenschaften (Albedo, Emissionskoeffizient)
- Änderungen der dynamischen Eigenschaften (Rauigkeitslänge des Untergrunds)
- Änderungen der thermischen und hygrischen Kennwerte des Untergrunds und Baumaterials
(Dichte, Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärme, Speichervermögen, Bodenwassergehalt)
- Emission von gasförmigen und festen Luftverunreinigungen
- Freisetzung von Energie

Kopplung der urbanen Wasserbilanz mit der urbanen Energiebilanz über die Evapotranspiration (*ET*)

$$P + F + W = ET + \Delta R + \Delta S + \Delta A \quad \Delta R \text{ Netto-Abfluss}$$

P Niederschlag

F Wasserfreisetzung durch Verbrennungsprozesse

W Wasserzufuhr aus Flüssen oder Staubecken

ΔS Netto-Speicherung

ΔA Netto-Feuchteadvektion

ΔR Netto-Abfluss

Ursachen für die Ausbildung der städtischen Wärmeinsel:

- Absorption kurzwelliger Strahlung (inkl. multipler Reflexionen)
- Absorption und Re-Emission langwelliger Strahlung durch Partikel und Gase
- Reduzierte langwellige Ausstrahlung durch den ‚urban canyon‘
- Freisetzung von Wärme durch anthropogene Prozesse (Verbrennung)
- Erhöhte Wärmespeicherung durch größere Oberfläche und Materialeigenschaften der Stadt
- Reduzierte Evapotranspiration (Verdichtung, Verbauung, Mangel an Grün- und Wasserflächen)
- Verminderter turbulenter Wärmetransport

„Die atmosphärischen Konzentrationen von Kohlendioxid, Methan und Lachgas sind auf Werte angestiegen, die seit mindestens 800.000 Jahren noch nie vorgekommen sind.“

Strahlungsantrieb und Klimasensitivität:

Strahlungsantrieb (engl. radiative forcing): ist ein Maß für die Veränderung der Energiebilanz der Erde und wird in W/m^2 angegeben. Der Begriff radiative forcing wurde eingeführt, um den Einfluss externer Faktoren auf die Strahlungsbilanz bzw. das Klimasystem der Erde zu beschreiben.

Klimasensitivität (engl. climate sensitivity): global gemittelte Temperaturänderung folglich einer Veränderung des Strahlungshaushalts. Wir unterscheiden zwei Arten von Klimasensitivität.

- **Gleichgewichtsklimasensitivität** (equilibrium climate sensitivity (ECS)):

Temperaturänderung in $^{\circ}C$ folgend einer Verdoppelung der CO_2 Konzentration, nachdem das Energiebudget und Klimasystem einen Gleichgewichtszustand erreicht haben.

- **Transiente Klimaantwort** (engl. transient climate response (TCR)): Temperaturzunahme, welche zu jenem Zeitpunkt eintritt, wenn die Verdoppelung der CO_2 Konzentration erreicht ist (bei gradueller 1% Zunahme).

- Veränderung des Orbits
- Veränderung der Sonnenaktivität
- Veränderungen der Vulkanaktivität
- Summe der natürlichen Komponenten
- Veränderungen in der Landnutzung
- Veränderung im Ozon
- Veränderungen im Aerosolgehalt
- Veränderungen in der Konzentration von Treibhausgasen
- Summe der anthropogenen Komponenten

**KLIMASYSTEM- UND KLIMAWANDELKAPITEL IN DEN FOLIEN DER 13. EINHEIT
NACHSCHAUEN**