

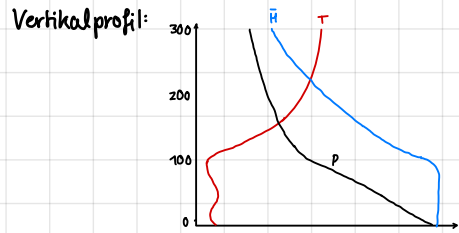
2. Zusammensetzung der Luft

Def Luft: Gemisch aus verschiedenen Gasen

- Volumenanteil trockener Luft bis ca. 100 km Höhe konstant (~ Beginn Thermosphäre) → **Homosphäre**

↳ Konstant der phy. Konstanten: molare Masse, spezifische Wärme, innere Reibung

↳ NICHT: H₂O (unteren Schichten dichter), Ozon (max. Boden nah + Stratosphäre)



2.1. Die Gase der Atmosphäre

Stickstoff N₂: ~78% molare Masse: 28 · 10⁻³ kg/mol
 Sauerstoff O₂: ~21% molare Masse: 32 · 10⁻³ kg/mol
 Argon Ar: ~1% molare Masse: 40 · 10⁻³ kg/mol

Mol: St-Einheit der Stoffmenge
 Avogadro-Konstante: 6,02 · 10²³ 1/mol
 molare Masse M: Masse eines Mols $M = \sum_i M_i \cdot \frac{V_i}{V}$

Treibhausgase: CO₂, Methan, Lachgas, Ozon, H₂O
 Spurengase
 ↳ schützt vor UV-Strahlung

Feuchte Luft: 0-4% Wasserdampf

2.2 Spurengase - Treibhauseffekt

Treibhauseffekt: Transmission solarer Strahlung, Absorption terrestrischer Strahlung durch Treibhausgase, natürlicher Treibhauseffekt: ~3K

→ Erde strahlt kugelförmig, da sie kälter als die Sonne ist

Mittlere Temperatur DE: 15°C (Eiszeit 11°C)

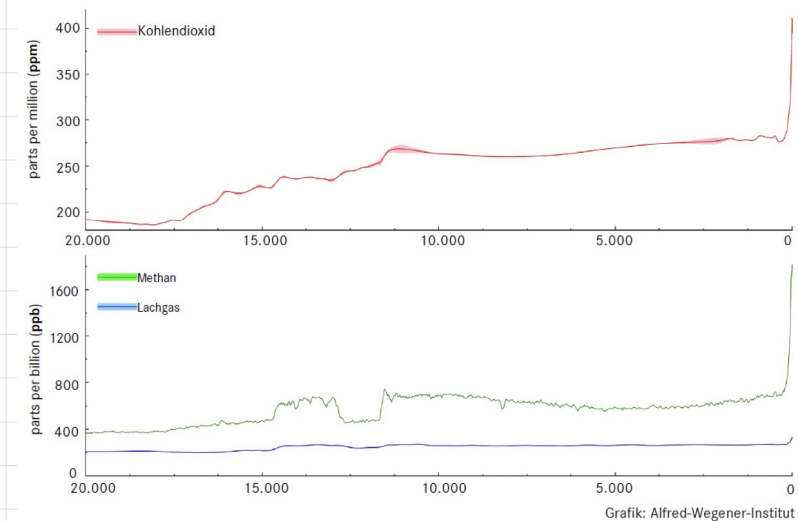
ohne natürlichen Treibhauseffekt: -18°C

Natürlicher Treibhauseffekt: H₂O: +20,6°C CO₂: +7,2°C Ozon: +2,4°C Methan: +0,8°C Lachgas: +1,4°C

Antropogen bed. Treibhausgase (+1°C): H₂O: 66% Methan: 17% Lachgas: 6% CFC-12: 5% CFC-11: 2%

↳ CFC-11 u. CFC-12 sind starke Treibhausgase die sich nicht leicht abbauen lassen

Anstieg von CO₂, Methan, Lachgas:



CO₂-Anstieg: 37% Industrie, 23% Transport (davon: 74% Straßenverkehr, 11% Luftverkehr, 11% Schifffahrt), 12% Haushalt, 11% Dienstleistung

↳ Anstieg seit Industrialisierung um ca. 50%

3. Zustandsvariablen, Zustandsgleichung und meteorolog. Größen

3.1 Zustandsvariablen und meteorolog. Größen

→ Alle Größen hängen von Ort u. Zeit ab → 4 Dimensional

Variable	Einheit	typ. Bodenwert	Bedeutung
Dichte ρ	kg/m ³	1,2 kg/m ³	Trägheit
Druck p	Pa	1013,25 hPa	Antrieb für Luftbewegung
Temperatur T	K	288,15 K	Fühlbarer Energiefluss
Feuchte r, q, RF			Wolken, Niederschlag, latenter Energiefluss
Windschw. v	m/s	10 m/s	Impuls/Austauschprozesse
Niederschlag P	mm		Wasserkreislauf

3.1 Meteorolog. Zustandsvariablen

Def. Zustandsvariablen: Makroskopische phy. Größen, die den momentanen Zustand eines betrachteten (thermodyn.) System beschreiben

→ Ein Zustand im thermodyn. Gleichgewicht (stationäre Zustand, kein Wärme- oder Massefluss, Gleichheit chem. Potentiale) ist vollständig bestimmt durch Angabe der Zustandsvariablen: Volumen/Dichte, Druck, Lufttemperatur

→ Bestimmung von zwei Zustandsgrößen reicht → dritte folgt aus Zustandsgleichung

Dichte

Def: Masse pro Volumen $\rho = \frac{m}{V}$ [ρ] = kg/m³

Reziprokwert: spezifisches Volumen: $\alpha = \frac{1}{\rho}$

je höher die Dichte, umso „zäher“ die Strömung

• groß betrachtet ist Luft annähernd inkompressibel
 ↳ ρ = const.

• Dichte nimmt bei Expansion des Volumens

(Hebung d. Luft) ab (kompressibel)

Luftdruck

Def: Kraft F pro Fläche A $p = \frac{F}{A}$ [p] = Pa bzw. hPa = mBar

• Ursache: Gewichtskraft der darüberliegenden Luftsäule

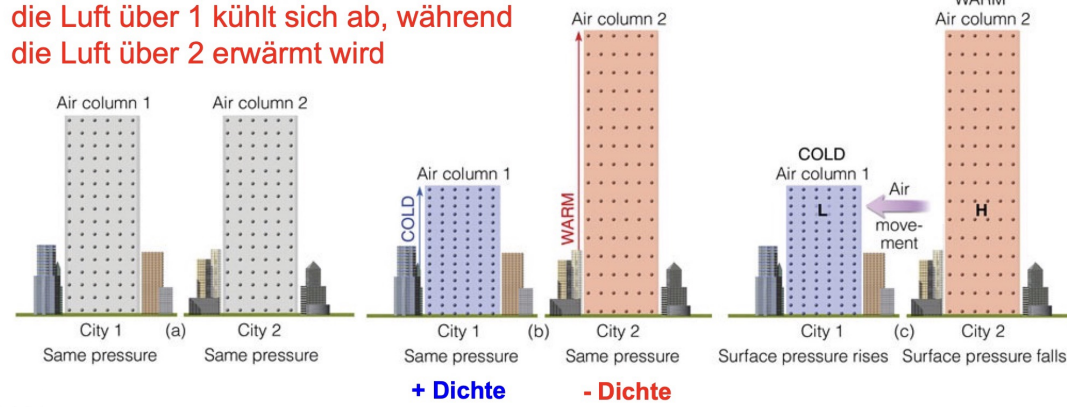
• Druck resultiert auf mikroskop. Ebene aus Stoßprozessen der Moleküle im Gas auf eine Fläche

• Druck entspricht der Masse von ca. 10T pro m²

• Horizontale Unterschicht (Druckgradient) ist die Ursache von Bew. in Atmosphäre

• geringer periodische Tagegang der Luft (~1h) (von Temperatur Schwankungen angetrieben)

Angenommen P_{sfc} bleibt gleich aber die Luft über 1 kühlt sich ab, während die Luft über 2 erwärmt wird



Temperatur

Kinetische Gastheorie: → Mikroskop. Zugang zur Wärmelehre

• Gasatome / -moleküle bewegen sich mit hoher Geschw. frei im Raum umher → stoßen oft miteinander

• Zwischen Stoßen: geradlinige Bewegung auf der Strecke der mittleren freien Weglänge

• Zusammenhang zw. Dichte, Druck, Temperatur, innerer Reibung

$$T = \frac{2}{3} \frac{W_{kin}}{k}$$

Def. Temp.: mittlere kinetische Energie der Moleküle eines Gases

$$\bar{W}_{kin} = \frac{3}{2} kT$$

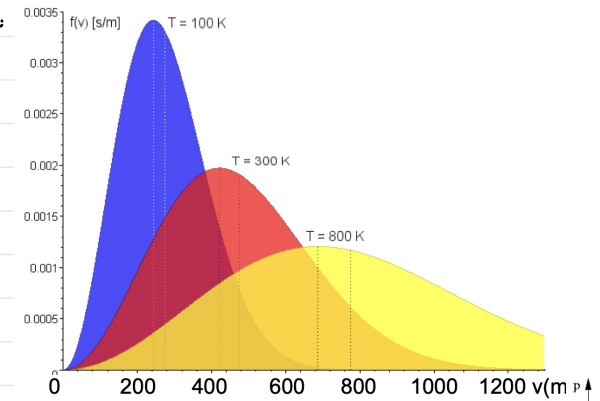
k: Boltzmannkonstante

$$\bar{W}_{kin} = \frac{1}{2} m \bar{v}^2$$

$$[T] = K \quad 0^\circ C = 273,15 K$$

Entropie: Maß für Unordnung

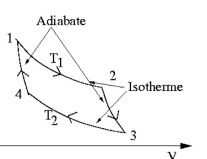
Maxwell-Boltzmann-Verteilung:



3.2 Zustandsgleichung für ideales Gas

• **Zustandsänderungen:** Übergang eines Systems von einem Zustand in einen anderen

↳ isobar (p = const.), isotherm (T = const.), isochor (V = const.), adiabatisch (kein Austausch von Wärmeenergie)



ideales Gas: Gasteilchen sind Massepunkte; keine Wechselwirkungen (Kräfte zw. Teilchen) → v = const., gerade Bew.; hochverdünnt

isobar: p = const $V \propto T$ $\frac{V}{T} = \frac{V_0}{T_0} = \text{const}$

isochor: V = const $p \propto T$ $\frac{p}{T} = \frac{p_0}{T_0} = \text{const}$

isotherm: T = const $pV = p_0 V_0 = \text{const}$

Annahme ideales Gas

⇒ p = ρRT Zustandsgleichung für ein ideales Gas (R = individuelle Gaskonstante)

Definition universeller Gaskonstante: $R^* = R \cdot M$ (Molare Masse)

$$\text{molares Volumen: } V^* = \frac{V}{n} = 22,4 \frac{m^3}{\text{mol}}$$

$$\Rightarrow pV^* = R^* T$$

3.3 Zustandsgleichung einer Mischung idealer Gase

• Gasgemisch ist auch ideales Gas

• keine Wechselwirkungen zw. den Gasen

für trockene Luft: $p = \rho R^* T$

3.4. Wind

• Vektor Einheit: $\frac{m}{s}$ oder $\frac{km}{h}$ Knoten ≈ 1,85 $\frac{km}{h}$

• Richtung: wo Wind her kommt

• Vertikalgeschw. wichtig für Entwicklung von Wettersystemen

• Mittler Wind (mittel über 10 Höhen), Böcngeschw. (im Moment)

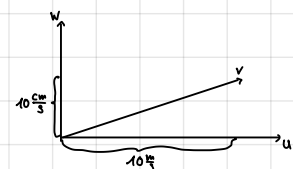
• Sturm: Windstärke: 9; 75-88 $\frac{km}{h}$ → hohes Brechen, kleine Schäden an Häusern

• Orkan: Windstärke: 12; > 118 $\frac{km}{h}$ → schwere Verwüstung

• Wind weht vom Hochdruckgebiet zum Tiefdruckgebiet → Druckgradientkraft: $PGF_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ $PGF_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$

• Reibung beeinflusst Windfeld bis zu einer Höhe von ca. 2km

• Schwerebesch. wirkt vertikal



3.5 Niederschlag

Unterscheidung nach Wolkenart:

• Mistel, Regen (Regen ab Tropfendurchmesser > 0,5mm) **Strahlform:** große räumliche Ausdehnung; mehrere Stunden bis Tage; geringe bis moderate Intensität; Entstehung: großräumige Hebung; Vertikalgeschw.: 0,05-0,5 $\frac{m}{s}$

• Eis, Schneefall **Konvektiv:** lokale Begrenzung, wenige Minuten bis Stunden, hohe - extreme Intensität, starke Variabilität; Entstehung: labile Schichtung; Vertikalgeschw.: 10-10 $\frac{m}{s}$

• Graupel, Hagel (unterschiedl. Dichten und Wuchsen) **Konvektiv:** lokale Begrenzung, wenige Minuten bis Stunden, hohe - extreme Intensität, starke Variabilität; Entstehung: labile Schichtung; Vertikalgeschw.: 10-10 $\frac{m}{s}$

• abgesetzter Niederschlag (z.B. Raif)

Globale Verteilung d. Niederschlags:

Jan: > 150 mm → süd. Tropen < 25 mm: Sahara, Ostasien, Kanada/USA Inneland

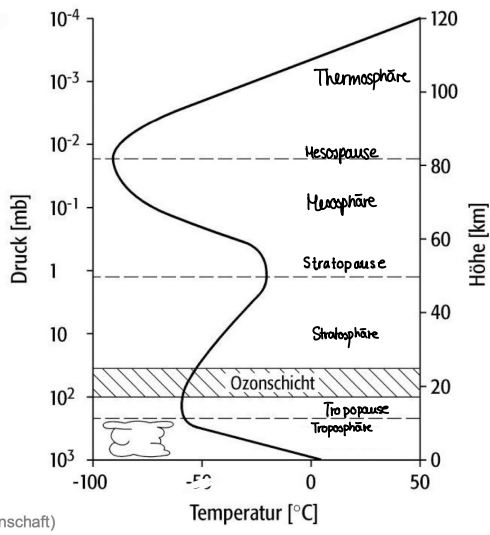
Juli: > 100 mm → nördl. Tropen < 25 mm: Nord- u. Südafrika, Australien

Niederschlagsbares Wasser: Niederschlagshöhe, wenn alles verdunstet. Wasserdampf einer vertikalen Luftsäule

4. Vertikaler Aufbau der Atmosphäre

4.1 Aufbau der Atmosphäre

Temperaturverlauf:



Vorgänge, die die Temperatur in einer Luftschicht beeinflussen:

- Strahlungsflussdivergenzen/Absorption
- Vertikalbewegungen (Hebung, Absinken)
- Ozonbildung
- Konvektion, Turbulenzen, Advektion → Transport u. Vermischungsvorgänge
- Kondensation u. Verdunstung

4.1.1 Troposphäre 0-8 km (Pole); 18 km (Äquator)

- Ort der Wettersysteme, Wolken-/Niederschlag
- Starke vertikale Durchmischung
- Temperaturabnahme mit der Höhe $\sim 0,0065 \frac{K}{m}$
- **planetare Grenzschicht:** bodennahe Luftschicht; ca. 500m (nachts) bzw. ca. 3000m (tag); darüber freie Atmosphäre → Grenze hat leichte Inversion
- Tagesgang der Temperatur: tag: Einstrahlung → Erwärmung; nacht: Ausstrahlung → Abkühlung

Molekulare Übertragung von Impuls & Wärme $\sim 10 \text{mm}$
 Windaufnahme $\sim 100 \text{m}$
 Windstreckung $\sim 1-5 \text{km}$
 Aufgeteilt in Laminare Schicht, Prandtl-Schicht, Ekman-Schicht, u. freie Atmosphäre (Grenzschicht, Wind)
Tropopause: $T: -40 \text{ bis } -60^\circ\text{C}$
 - in Tropopause konstante Temperatur; gekennzeichnet durch Zunahme der Temperatur (Inversion)
 - Höhe der Tropopause ist abhängig von Temperatur u. Geographischer Breite (incl. auch Temperatur)
 - Wolken durchbrechen Tropopause selten → Inversion
 - viele atmosphärische Bestandteile zeigen deutliche Konzentrationsänderung

4.1.2 Stratosphäre 18-50 km

- bestimmt auch Wettersysteme
- Temperaturzunahme bis ca. 0°C durch Ozonchemie
- **Polarwirbel:** großräumiges Tiefdruckgebiet mit Kaltluft über den Polen im Winter
- **Plötzliche Stratosphärenwärmung im Winter:** entsteht wenn Polarwirbel aus dem Takt → Verlagerung oder Aufspaltung in 2 Wirbel
 → Troposphäre: Umkehr der Westwinde in Ostwinde → kalte kontinentale Luft aus Osten
- **Ozon:** absorbiert UV-Strahlung
 → Entstehung oberhalb von 20 km durch Photodissoziation + Rekombination: $\text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{O} + \text{O}$ $\text{O} + \text{O}_2 + \text{M} \rightarrow \text{O}_3 + \text{M}$
 → Zerfall (natürlich): Photodissoziation + Rekombination $\text{O}_3 + h\nu \rightarrow \text{O}_2 + \text{O}$ $\text{O}_3 + \text{O} \rightarrow 2\text{O}_2$
 → Photochemisches Gleichgewicht durch Zerfall u. Neubildung (Chapman Zyklus)
 - maximum 20-30 km
 - Ozonabbau durch katalytische Reaktionen mit freien Radikale (umgibt z.B. $\text{Cl} + \text{O}_3 \rightarrow \text{O}_2 + \text{ClO}$ $\text{ClO} + \text{ClO} \rightarrow \text{O}_2 + 2\text{Cl}$)
 - CFC-11 u. CFC-12 (30-100 Jahre erhalten) zerstören Ozonschicht → Entstehung Ozonloch

4.1.3 Mesosphäre 50 km - 80 km

- geringe Ozonkonzentration → Abnahme der Temperatur → Schwache Verbrennungen durch UV-Licht
- Stärkste Temperaturabnahme im Sommer, wegen der Zirkulation vom Sommer zum Winterpol
 - gleiche Konz. von N_2 u. O_2 , aber geringere Dichte
 → deutlich tiefere Temperaturen im Sommer als im Winter, da Hebung im Sommer

Leuchtende Nachtwolken: (Mesopause Bereich) Eiskristalle, die sich am Meeresstaub bilden

4.1.4 Thermosphäre 80-400 km → darüber: Ionosphäre

- Starke Temperaturzunahme bis ca. 1000 K
- wenig Gase, Entmischung Gase (Heterosphäre)

Polarlichter: geladene Teilchen treffen auf schwere Ionen der Atmosphäre → Änderung der Elektronenkonfiguration

4.2 Hydrostatische Approximation

→ Ersetzen der Bewegungsgleichung für die Vertikalgeschw. durch die statisch. Grundgleichung

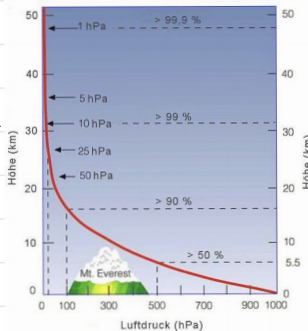
Balance zw. vertikaler Druckgradientkraft (nach oben) und Gewichtskraft (nach unten)

$$\downarrow d(\rho \cdot \vec{r}) = -\frac{dP}{dz} dz \quad \downarrow \rho g dz \quad \Rightarrow \frac{dP}{dz} = -\rho g$$

- Bedingung: keine Vertikalbeschleunigung, Vernachlässigung der Kompressibilität der Luft
- Gültig im Mittel für große Raumskalen

Aussage: Druck hängt nur von der Höhe ab

Verlauf Luftdruck in der realen Atmosphäre: exponentielle Druckabnahme mit der Höhe wg. Kompressibilität der Luft



4.3 Modellatmosphären

Homogene Atmosphäre: isobare Modellatmosphäre ($V = \text{const.}$); lineare Druckabnahme mit der Höhe; hat Obergrenze

↳ genutzt für Abschätzung der Druckänderung in unteren Höhen: $\sim 1 \text{hPa}/8 \text{m}$

isotherme Atmosphäre: $T = \text{const.}$; vertikaler Druckverlauf: $p(z) = p_0 \exp(-\frac{\rho_0 g z}{p_0})$ (exponentiell)

barometrische Höhenformel: $z = \frac{R_0 T}{g} \ln(\frac{p_0}{p(z)})$; $z = \frac{R_0 T}{g} \ln(\frac{p_0}{p(z)})$ $p(z) = p_0 \exp(-\frac{g}{R_0 T} z)$

Barometerreduktion: bei nicht isothermen Mittelwert verwenden $\frac{1}{R_0 T}$

Polytrope Atmosphäre: Annahme: konstante lineare Temperaturabnahme $p(z) = p_0 (\frac{T_0 - \gamma z}{T_0})^{\frac{1}{\gamma}}$ $\gamma = -\frac{0,65 \text{ K}}{100 \text{ m}}$

Normalatmosphäre: $T_0 = 15^\circ\text{C}$ $p_0 = 1013,25 \text{ hPa}$ $\rho_0 = 1,225 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$

↳ ermöglicht einheitliche Bezugsgrößen (z.B. def. Lufthöhen); weicht von Realität ab

Höhenwetterkarten: wird die Höhe von Flächen mit konst. Druck angegeben

↳ Tüpe → Tiefdruckgebiet \hookrightarrow Rücken → Hochdruckgebiet

5. Wasserdampf in der Atmosphäre

5.1 Wasserdampf und Feuchte Maße

Bedeutung Wasserdampf: Energieträger

Dampfdruck e , Sättigungsdampfdruck E :

- jedes Gas i übt einen Partialdruck p_i aus $\Rightarrow p = \sum p_i$
- Partialdruck von Wasserdampf: Dampfdruck e
- e hat Obergrenze abhängig von T → Sättigungsdampfdruck

virtuelle Temperatur: Temperatur, die trockene Luft

besitzen muss um gleichen p und ρ zu haben wie feuchte Luft $e(T) = E(T_v)$

Absolute Feuchte a : Masse Wasserdampf pro Volumeneinheit

$$a = \rho_a \quad [a] = \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

- gibt direkten Wasserdampfanteil der Luft wieder

Relative Feuchte f : Verhältnis von gemessenem Dampfdruck zu Sättigungsdampfdruck $f = \frac{e}{E} \cdot 100$ in % (100% gesättigt)

- Grad der Feuchteanreicherung; abhängig von Temperatur ($T \rightarrow R_f$)
- keine Aussage über tatsächlichen Anteil an Wasserdampf in der Luft
- Wasserdampfgehalt erhöht → höher R_f

Taupunkt T_d o. t : Definiert als Temperatur, ab der es bei isobarer Abkühlung der Luft zur Sättigung kommt $e(T) = E(T_d)$

Mischverhältnis r : $r = \frac{\text{Masse Wasserdampf}}{\text{Masse trockene Luft}}$

Spezifische Feuchte q : $q = \frac{\text{Masse Wasserdampf}}{\text{Masse Luft}}$
 ↳ im Sommer höher ↳ ändert sich beim Aufsteigen/Absinken nicht
 ↳ heiße „trockene“ Saharaluft enthält bis zu 2x mehr Wasserdampf als kalte Polarluft über Europa

Tagesgang: alles kaum Tagesgang außer T_p u. r gering; rel. Feuchte invers zur Temperatur

5.2 Vertikale Verteilung des Wasserdampfes

- exponentielle Abnahme des Dampfdrucks mit der Höhe \hookrightarrow Halbwertshöhe Dampfdruck: ca. 2 km

5.3 Koexistenz von Flüssigkeiten und Dampf

Voraussetzung: Abgeschlossenes System

Verdunstung: Übergang der Moleküle von Flüssigwasserphase in Dampfphase → Abnahme Temperatur im Wasser (oder Energiezufuhr) $e < E$

Kondensation: Übergang der Moleküle von Dampfphase in Flüssigwasserphase → Zunahme Temperatur im Wasser (oder Energieabgabe) $e > E$

Sublimation: Übergang der Moleküle von Festkörperphase in Dampfphase

Verdampfungsenergie: Benötigte Energie, damit eine bestimmte Stoffmenge verdunstet

$L_v > \Delta$ ↳ **spezifische L_v :** Energiemenge, um 1 kg einer Flüssigkeit isotherm zu verdampfen

↳ **molare Δ :** Energiemenge, um 1 mol einer Flüssigkeit isotherm zu verdampfen

Clausius-Clapeyron-Gleichung: Zusammenhang zw. Temperatur u. Dampfdruckkurve: $\frac{dE(T)}{dT} = \frac{L_v}{T} \frac{1}{e - e_s} \Rightarrow \alpha = \frac{1}{T}$

Magnusformel: berechnet Sättigungsdampfdruck

↳ Aussage: Exponentieller Zusammenhang zw. E u. T (nimmt zu)

5.4 Koexistenz von Festkörper und Flüssigkeit

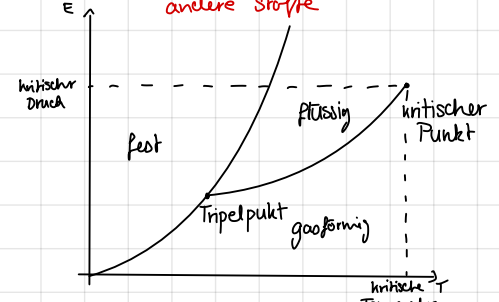
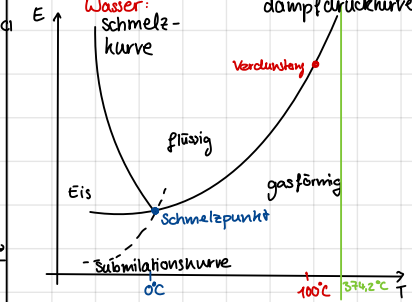
Dichte von Wasser: (am dichtesten 4°C : $\rho = 1000$) → Seen frieren nicht durch

→ Durch Druck kann Eis schmelzen



5.5 Koexistenz dreier Phasen

Gleichgewichtskurve: Sättigungsdampfdruckkurve



5.6 Thermodyn. Phänomene, Kondensationsprozesse

Kondensationsprozesse in Atmosphäre: Kondensation, wenn Taupunkttemperatur erreicht wurde durch Abnahme d. Temperatur oder Zunahme von Feuchtigkeit (z.B. Advektion)

5.6.1 Dunst

- Einschränkung Sichtweite $\geq 1 \text{km}$
- Streustrahlung; Streupartikel sehr klein $r = 0,1-1 \mu\text{m}$
 ↳ z.B. Wassertropfen, Aerosole (trockener Dunst)

5.6.2 Nebel

- Einschränkung Sichtweite $< 1 \text{km}$, teilweise $< 10 \text{m}$
- Tröpfchenradius $5-10 \mu\text{m}$

Strahlungnebel: Abkühlung d. Ausstrahlung

↳ Thermische Ausstrahlung der Erdoberfläche

↳ irgendwann ist Taupunkttemperatur erreicht

Hochnebel: Anreicherung Wasserdampf in Grenzschicht

unter Inversion

- Streuung unabhängig von Wellenlänge → Nebel ist weiß

Advektionsnebel: Abkühlung d. Überströmung kalter Oberflächen

↳ warme Meeresluft überströmt kalte Luft auf dem Festland → Nebel

Frontnebel, Seerauch: Wasserdampfzufuhr und Abkühlung

↳ Verdunstung warmes Wasser in Kaltluft → Kondensation

↳ Niederschlag fällt von Warmluft in Kaltluft

5.6.3 Wolkenklassifizierung

Wolkenfamilie: Klassifizierung nach Höhe:

Alto, Cirro, Strato, große Vertikalerstreckung

Wolkenart: (10) Klassifizierung nach Form/Struktur

cumulus (Haufenwolke) u. stratus (ausgedehnt, strukturlos)

Wolkenarten: 14; unterschieden nach Ausdehnung

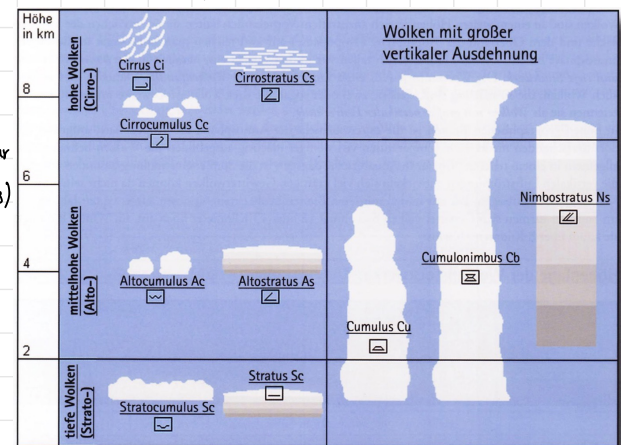
- div. Unterarten/Sonderformen

Masse einer Schönmutterwolke: ca. 1t

Wieso fallen Wolken nicht einfach zu Boden:

Wolken entstehen dort wo Auftriebskraft ist. Wenn sie

zu schwer wird regnet sie ab



6. Strahlung

6.1 Einführung und Definition

Wichtige Strahlungskörper:

- ↳ **Sonne:** Strahlungstemperatur ca. 6000K; kurzwellige Strahlung (sichtbar) ↳ **Atmosphärische Gase:** Linienpektrum
- ↳ **Erde:** Strahlungstemperatur ca. 290K; langwellige Strahlung (unsichtbar)
- ↳ Wolken-, Niederschlags- & Aerosolteilchen

elektromagn. Welle: gekoppelte Schwingung von E- u. B-Feldern $c = \lambda \cdot f$ $k = \frac{1}{\lambda}$ $\omega = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f$

↳ c ist in Luft unabhängig von λ → Brechung nicht

Spektrum elektromagn. Wellen:

Linienpektrum: Manche Stoffe können nur Strahlung mit gewissen Wellenlängen aussenden

Kontinuierliches Spektrum: Gesamtheit aller möglichen monochromatischen Bestandteilen der Gesamtstrahlung (Sonne)

- Spektrum: $10^{15} - 10^7$ m Wellenlänge

Sichtbares Licht: 380nm - 780nm **Wichtig für Atmosphäre:** 0,2 μ m - 100 μ m (Absorbiert diese quasi nicht)

Strahlung: Einheit: J transportiert Energie

Strahlungsflussdichte F: Strahlung pro Zeit- u. Flächeneinheit $[F] = \frac{W}{m^2}$

↳ F ändert sich bei senkrecht orientierter Fläche



umgekehrt prop. zum Abstand zur Quell. konst.

Strahlungsfluss E: Strahlung pro Zeiteinheit; $[E] = \frac{J}{s} = W$

Strahlendichte B: Strahlung pro Zeit- u. Flächeneinheit und Rauminhalt

keil $[B] = \frac{W}{m^3 \cdot s}$ steradian

↳ Strahlendichte bleibt mit Abstand zur Quelle konst.



6.2 Schwarzkörperstrahlung und Strahlungsgesetze

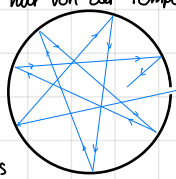
Schwarzer Körper: idealisierter Körper, der die gesamte einfallende Strahlung vollständig absorbiert (und emittiert)

↳ Strahlungskörper mit elektromagn. Strahlung mit charakt. Spektrum, die nur von der Temperatur abhängt; ist unabhängig von der Raumrichtung

Realisierung: **Hohlraumstrahlung**

↳ Permanente Absorption u. Emission an Wänden

↳ Strahlung im inneren im thermischen Gleichgewicht mit Wänden d. Körpers



↳ je höher die Temperatur, desto größer ist die Wellenlänge der Hohlraumstrahlung

Untersuchungen Plancks:

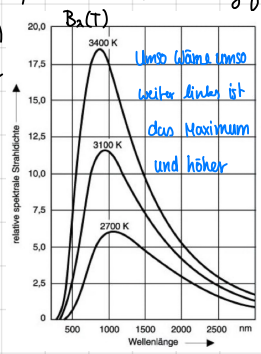
↳ gebundene Elektronen können nur bestimmte Energien annehmen

↳ Plancksche Wirkungsquantum $E = n \cdot h \cdot f$

↳ Energie wird nicht kontinuierlich, sondern in Quanten abgegeben → Wechsel in anderen Energiezustand

Plancksches Strahlungsgesetz: $B_\lambda(T)$

beschreibt die Intensitätsverteilung der elektromagn. Welle bzw. Dichteverteilung der Photonen in Abhängigkeit der Wellenlänge die von einem schwarzen Körper bei einer gewissen Temperatur ausgestrahlt wird



↳ Planckkurven schneiden sich nicht

Stefan-Boltzmann-Gesetz: Beschreibt Energieflussdichte eines schwarzen Körpers: $F(T) = \sigma T^4$

↳ wenn abs. T von Körper zunimmt → steigt Gesamtmenge an emittierter Energie

Wiensches Verschiebungsgesetz: gibt an, bei welcher Wellenlänge der schwarze Körper mit fixer Temperatur die größte Strahlungsrate hat → Maxima der Planckkurve

$$\frac{dB_\lambda(T)}{d\lambda} = 0 \quad \lambda_{max} = \frac{2898 \mu m \cdot K}{T}$$

Kirchhoffsches Gesetz: berücksichtigt ganze Körper: $E(\lambda) < 1$

Emission d. grauen Körpers → $E_\lambda(T) = \epsilon(\lambda) \cdot B_\lambda(T)$
↳ unabhängig vom Material

6.3 Solare Strahlung

6.3.1 Die Solarkonstante

Solarkonstante S_0 : solare Strahlungsflussdichte die am „Oberrand der Atmosphäre“ senkrecht auf 1m² ankommt ca. 1361 $\frac{W}{m^2}$

Schwankungen: Jahreszeiten Perihel, Sonnenfleckenzyklus (ca. 11 Jahre), Abstand Sonne-Erde (Milankovic-Zyklen)

6.3.2 Albedo

Albedo: Rückstrahlvermögen diffus reflektierender (nicht spiegelnder) Oberflächen; $A = \frac{\text{ref. Strahlung einfall. Strahlung}}$

Planetare Albedo: Mittel: $A = 0,313$

kurzwellige Albedo: Teil der einfallenden solaren Strahlung, der direkt an der Oberfläche reflektiert wird

↳ keine Wellenlängen Änderung; keine Absorption

↳ Wasser/Asphalt < Wald, Wiese, Felder < alter Schnee < Wolken < frischer Schnee (75-85%)

↳ Albedo von Wasser abhängig vom Auftreffwinkel (umso flacher umso höher die Albedo)

↳ 88% der planetaren Albedo resultiert aus Reflexion der Atmosphäre

6.3.3 Einfache Strahlungsmodelle

Anwendung: Berechnung Strahlungstemperatur der Erde

Annahme 1: Sonne u. Erde im Strahlungsgleichgewicht → $T_E = 278,6 K$ $T_S = \sqrt[4]{\frac{S_0}{4\sigma}}$

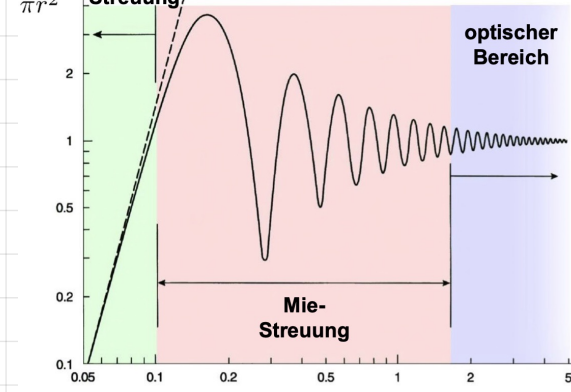
Annahme 2: Sonne u. Erde im Strahlungsgleichgewicht + planetare Albedo: $A = 0,313$ → $T_E = \sqrt[4]{\frac{S_0(1-A)}{4\sigma}}$ $T_E = 253,7 K$

Annahme 3: Sonne u. Erde im Strahlungsgleichgewicht + planetare Albedo + Atmosphäre → $T_E = 253,7 K$ $T_0 = 301,9 K$

6.3.4 Streuung

Wieso ist der Himmel blau und abends rot: Der Weg des Lichtes ist tagsüber kürzer als abends. Das blaue Licht wird stärker gestreut, weswegen man es tagsüber mehr sieht. Abends ist der Weg zu lang und kommt nicht mehr an, das rote wird dann auch gestreut

$\frac{\sigma}{\pi r^2}$ **Rayleigh-Streuung** (abhängig von Strahlungskörper)



Streuung: Umverteilung der Strahlungsenergie in alle Richtungen
Keine Absorption/Emission.
Ist abhängig von Wellenlänge, Radius der Partikel (z.B. Aerosole, Wolken tröpfchen, Niederschlag)

Rayleigh-Streuung: kleine Streukörper: $r \ll \lambda$ $S_\lambda \approx \lambda^{-4}$

↳ kürzere Wellenlängen werden sehr viel stärker gestreut als lange Wellenlängen (z.B. $\frac{S_\lambda}{S_\mu} = 3,45$)

↳ seitlich Streuung geringer als Vorwärts-, Rückwärtstreuung

Mie-Streuung: Streuung an größeren sphärischen Teilchen: Dunst, Staub, Rauch $S_\lambda \sim \lambda^{-1}$ $\lambda \in [0,5; 3]$

↳ Streuung der solaren Strahlung (unabhängig von λ): gestreutes Licht erscheint je nach Dichte als grau o. weiß (z.B. Wolken)

↳ Richtung der Streuung: Vorwärtstreuung überwiegt; umso kleiner der Partikel umso breiter streut das Licht

$\alpha = \frac{\text{Umfang}}{\lambda}$: wenn $\alpha > 1$: Mie; wenn $\alpha < 1$: Rayleigh

6.3.5 Absorption

Umwandlung von Strahlungs- in Wärme Energie

Absorption von Strahlung durch Gase durch: Elektronenübergänge des Moleküls, Anregung von Schwingungs- u. Rotationszuständen

Absorptionsvermögen abhängig von Freiheitsgraden → je komplexer der Aufbau, umso größer das Absorptionsvermögen

Emission abhängig von Temperatur des Moleküls (Wellenlänge, Intensität)

Solare Streuung absorbiert vor allem von O_3, H_2O, CO_2

6.3.6 Extinktion der Strahlung:

Extinktion = Absorption + Streuung → Abschwächung der Strahlung

Beer-Bouguer-Lambert-Gesetz: Abnahme der Strahlendichte: exponentiell

6.3.7 Globalstrahlung

Globalstrahlung G: Summe aus direkter Sonneneinstrahlung $S = I \cdot \sin(\theta)$ und diffuser Himmelsstrahlung D (Streustrahlung)

↳ Im Sommer höher als im Winter (Jan.: ca. 0,4-0,8 $kWh/m^2/Tag$; Juli: 5-5,5 $kWh/m^2/Tag$ (Wolken: 2,8 $kWh/m^2/Tag$))

6.4 Terrestrische Strahlung

Infrarotstrahlung: Erdoberfläche/Gase strahlen abhängig von der Oberflächentemperatur ab. Strahlungseigenschaften von Gasen, Wasser, Wolken, Schnee im Infrarotbereich sind wichtig für die Interpretation von Satellitenbildern.

Reflexionsvermögen abhängig von Wellenlänge und Material: Spektrales Reflexionsvermögen im sichtbaren und nahen Infrarot

Wasser: geringe Reflexion

Pflanzen: abrupter Anstieg Reflexion sichtbares Licht bei $\lambda > 700nm$ (nicht mehr grün oder blau)

Wolken: hohe Reflexion; kaum spektrale Unterschiede

Schnee: hohe Reflexion im sichtbaren, gering im IR (⇒ hohe Absorption, Emission)

Emissionsvermögen abhängig von Wellenlänge und Material:

↳ Spektrales Emissionsvermögen im IR-Bereich: Hohes Emissionsvermögen aller Oberflächen (Wasser: $\epsilon > 0,7$; Schnee: $\epsilon > 0,95$)

⇒ Alles was nicht absorbiert wird, wird reflektiert → Hohe Emission/Absorption = geringe Reflexion

Absorption d. langwelligeren (terrestrischen) Strahlung:

↳ Spektrale Absorption durch verschied. Treibhausgase in Abhängigkeit von der Frequenz

↳ Treibhausgaspotential: abhängig von Freiheitsgrad der Moleküle u. Besetzung der jeweiligen Spektralbereiche

↳ Sehr geringe Absorption im Bereich atmosphärisches Fenster: $\sim 8-13 \mu m$

Atmosphärische Gegenstrahlung:

↳ Abstrahlung der durch Treibhausgase absorbierten langwelligeren Strahlung in alle Richtungen

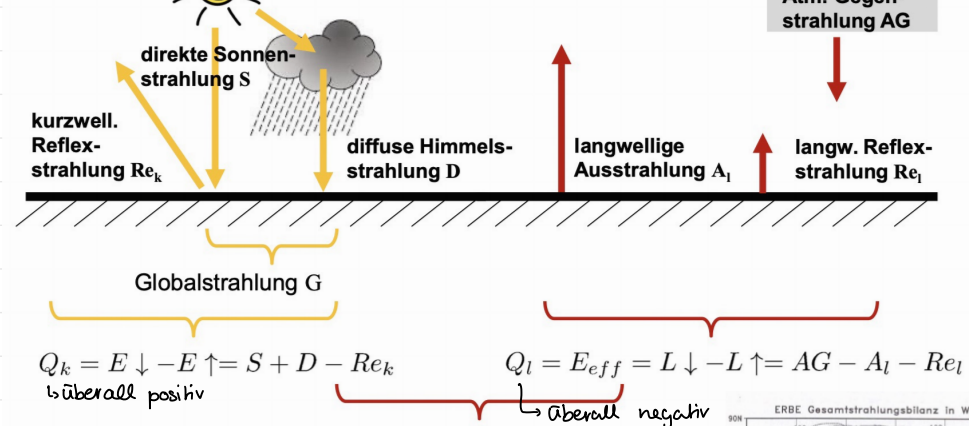
↳ Teil in Richtung Erdoberden: **atmosphärische Gegenstrahlung AG**

$$E_{eff} = \epsilon \sigma T_E^4 - AG \quad (\text{Diff. zw. Aus- u. Gegenstrahlung})$$

↳ Energieverlust d. Erde (v.a. im Bereich d. atmosphärischen Fensters); Ausgleich durch solare Strahlung

6.5 Strahlungs- u. Energiebilanz

Strahlungsbilanz Q: Summe der Strahlungsflussdichten d. Erdoberfläche



$$Q = Q_k + Q_l = S + D + AG - Re_k - Re_l - A_l$$

positiv: Tag/über, Sommer

negativ: Winter/Nachts

Globale Breitenmittel Strahlungsbilanz

• Niedrige Breiten: positive Strahlungsbilanz

• Mittlere/hohe Breiten: negative Strahlungsbilanz

Energiebilanz: Ausgleich d. Strahlungsbilanz durch Flüsse von fühlbarer/latenter Wärme

Energiebilanz der Erdoberfläche:

↳ Bodenwärmestrom B im Mittel $B = 0$

↳ sehr hohe räumliche Variabilität durch Inhomogenität der Oberflächenart

global ist die Energiebilanz ausgeglichen

• fühlbare Wärme u. latente Wärme: tagsüber negativ (von Erde ausgerichtet); nachts positiv (zur Erde gerichtet)

$$Q + B + H + E = 0$$

Bodenwärmestrom latenter Wärmefluss

6.6 Optische Phänomene

Reflexion: Treffen Wellen auf Grenzfläche zw. zwei Medien, entstehen neue Wellen, die sich von der Grenzfläche weg bewegen → Ausfallswinkel = Einfallswinkel

↳ Anteil d. Energie die reflektiert wird, hängt vom Einfallswinkel, Orientierung d. E-Felds in Welle u. von der Lichtgeschw. im Medium ab

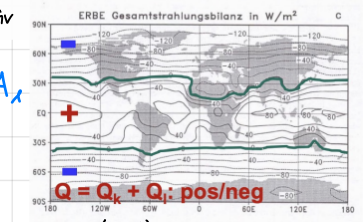
Brechung: Richtungsänderung eines Strahles der in ein Medium eintritt $n = \frac{c}{c_{Medium}}$ $\lambda = \frac{c_{Medium}}{f} = \frac{c}{f} \cdot \frac{1}{n} = \frac{\lambda}{n}$ $n_1 \sin(\theta_1) = n_2 \sin(\theta_2)$

↳ Beispiel: Fata Morgana

Totalreflexion: $\sin(\theta_k) = \frac{n_2}{n_1}$

↳ optisch dichter → dünner Medium: Brechung vom Lot weg

↳ optisch dünner → dichter Medium: Brechung zum Lot hin



Dispersion: Brechung abhängig von n und λ → längere Wellen werden schwächer gebrochen als kurze
 ↳ Spektrale Zerlegung des Lichtes beim Durchgang durch optisch dichteres Medium, Primärer: max. 42°
sekundärer Regenbogen: zweifache Totalreflexion im Tropfen; Beobachtungswinkel 51°; 2ter hat umgekehrte Farbreihenfolge; schwächer wegen 2-facher Reflexion
Halos: entstehen, wenn das Licht an Eiskristallen bricht und gebeugt wird
 ↳ Verschiedene Arten durch andere Ausrichtung und Form der Eiskristalle

7. Einführung in die Dynamik d. Atmosphäre

7.1 Newtonsche Axiome

- Ein Körper behält seine Bewegungsform bei, wenn keine Kraft auf ihn wirkt → Trägheit → Impulserhaltung
- Die Änderung d. Bewegung ist prop. zur Einwirkung der Kraft und geschieht in Richtung d. Kraft → $\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F}$
- Actio = Reactio ; $F_{12} = -F_{21}$

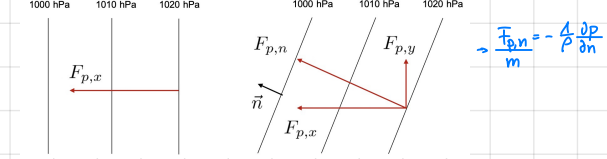
7.2 Kräfte / Beschleunigung in der Atmosphäre

7.2.1 Druckgradient-Beschleunigung

Druckgradient: Ursache von Bewegung in der Atmosphäre; Beschleunigung linear prop. zum Druckgradienten

$$\vec{F}_p = -m \frac{1}{\rho} \nabla p \rightarrow a = \frac{\vec{F}_p}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla p$$

→ \vec{F}_p geht vom Hoch zum Tief; ∇p ist vom Tief zum Hoch
 ↳ Windgeschwindigkeit ist prop. zum Druckgradienten



7.2.2 Schwerkraftbeschleunigung

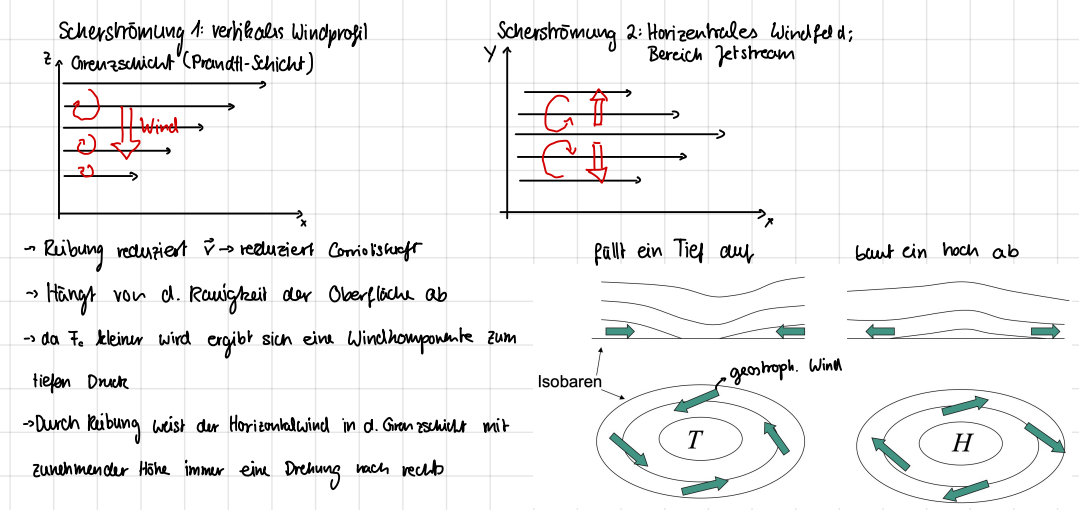
- Vertikale Beschleunigung eines Luftpaketes in Folge von Schwerkraft
 $a = \frac{\vec{F}_g}{m} = -g \vec{e}_z$
- Schwerebeschl. in der Regel abhängig von Höhe z (Abstand zum Erdmittelpunkt) und geografischer Breite φ
- Unterschiede d. Schwerebeschl. aufgrund des inhomogenen Aufbaus d. Erde werden i.d.R. vernachlässigt

7.2.3 Zentrifugalbeschleunigung (Scheinkraft)

- Führt zur Abplattung der Erde $F_z = m \frac{v^2}{R}$
- Änderung von g

7.2.4 Reibungskraft

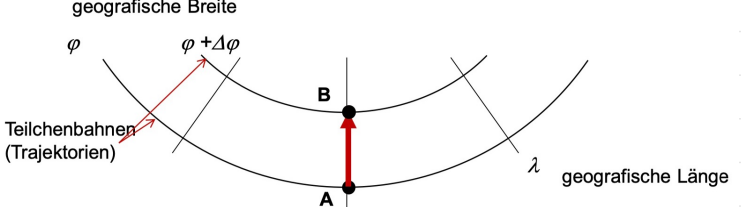
- Reibung am Boden verursacht Schubspannung (Kraft pro Flächeneinheit parallel zur Fläche), die entgegen d. Bewegung wirkt
- Übertragung in Luft:** Luftteilchen aus schnelleren Bereichen übertragen Impuls an Schichten mit gering. Geschw.
 ↳ Turbulenter Austausch



7.2.5 Coriolisbeschleunigung (Scheinkraft → verrichtet keine Arbeit)

↳ Resultat der Rotation der Erde

Ohne Rotation der Erde:



mit Rotation:

- Teilchen A besitzt Rotationsgeschw v_1 durch Erde. Weg nach Norden → $v_2 < v_1$
- ↳ Aus Trägheitsgründen versucht es v_1 zu behalten → Ablenkung nach Osten, in Bewegungsrichtung

- **Coriolisbeschleunigung:** (y-Komponente): Scheinkraft, die auftritt bei Bewegungen relativ zur rotierenden Erde; senkrecht auf \vec{v}
- Rechtsablenkung bei horizontalen Bewegungen (NHK); SHK → linksablenkung (Grund: Änderung der Zentrifugalkraft)

Corioliskraft: 3D-Vektor; linear abhängig von v ; nimmt mit höheren Breiten zu; bei Kleinräumigenbau nicht dominant

7.3 Bewegungsgleichungen

$$\begin{cases} a_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f_y \cdot v + a_{xR} \\ a_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + f_x \cdot v + a_{yR} \\ a_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + a_{zR} \end{cases} \quad \frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f \vec{k} \times \vec{v} - g \vec{k} + \vec{a}_R$$

$f = 2 \cdot \omega \cdot \sin(\varphi) \leftarrow$ Coriolisparameter

7.4 Skalenanalyse und vereinfachte Balancen

Skalenanalyse: Hintergrund und Ziel

Abschätzen der Größenordnung (Skalen) von den Termen d. Bewegungsgleichungen je nach Wettersystemen; liefert vereinfachte Balancen (Geostrophischer Wind, Thermischer Wind, Gradientwind, ...) und analytische Gleichungen

7.5.1 Hydrostatische Approximation

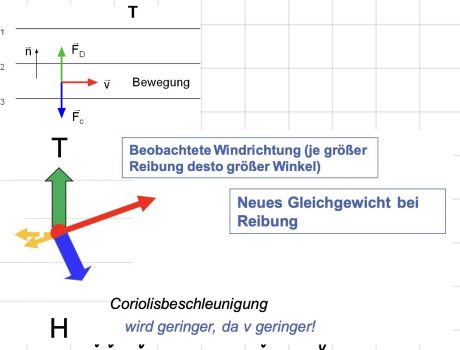
- Bewegungsgleichung für Vertikalkomponente W
- Balance vertikale Druckgradientenkraft und Schwerkraft: **hydrostatische Approximation** → $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$

7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

- Bewegungsgleichung für Horizontalkomponente U, V
- Balance: Druckgradientenkraft und Corioliskraft:
- Gleichgewicht: **Geostrophischer Wind** $\vec{v}_g = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \nabla_h p$ für beliebige Orientierung: $v_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial n}$

Eigenschaften Geostrophischer Wind:

- beschleunigungsfrei → parallel zu Isobaren
- prop. zum Druckgradient → höchste Windgeschw. bei stärkster Drängung der Isobaren
- ermöglicht kein Druckgleich
- nimmt Richtung Äquator zu (Corioliskraft nicht)



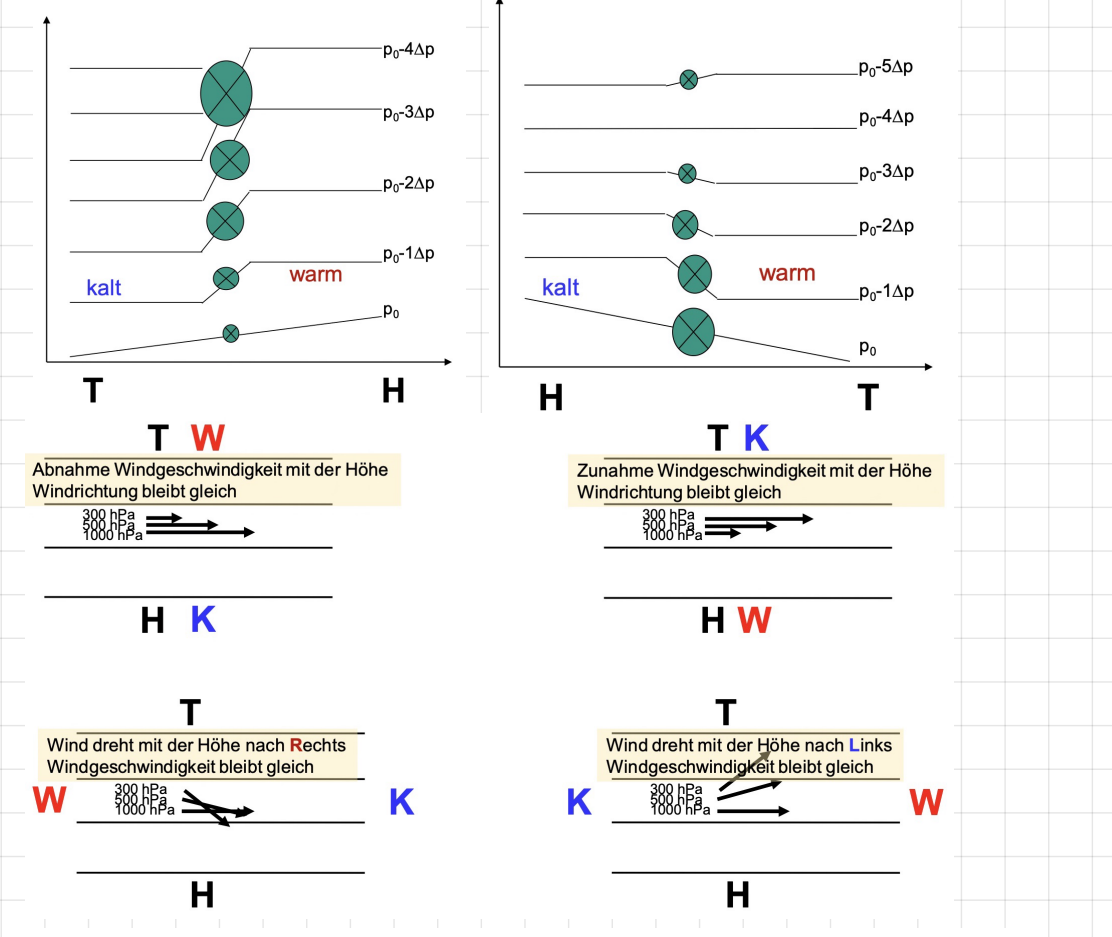
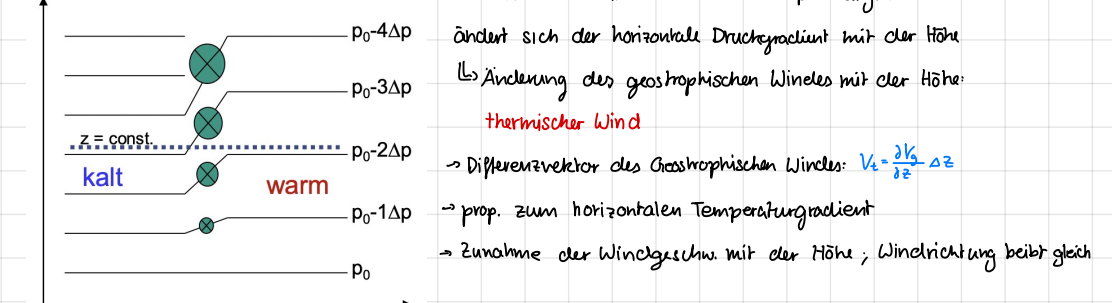
Reibung: Reibung → v wird kleiner → F_c wird kleiner → Richtungsablenkung

Geostrophischer Wind: stellt sich ein, wenn Druckgradientkraft und Coriolisbeschleunigung gleich sind. In Bodennähe gibt es Reibung wodurch v kleiner wird und somit auch die Corioliskraft die Richtung und den Betrag ändert.

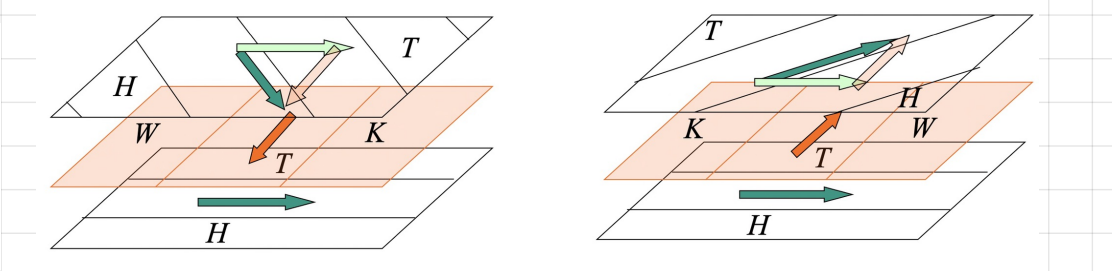
→ ist gute Approx. des wahren Windes in der freien Atmosphäre (außerhalb d. plan. Grenzschicht)

7.5.3 Thermische Winde

→ horizontaler Druckgradient und horizontaler Temperaturgradient:



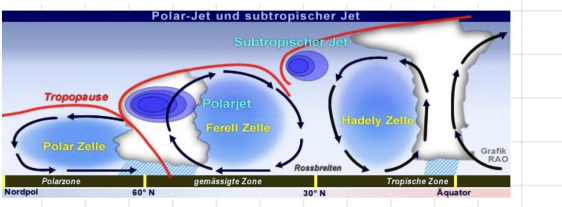
.. als Indikator für Temperaturadvektion



Frontalzone: begrenztes Gebiet mit starker horizontaler Temperaturdifferenz

Jetstream: Lage im Bereich eines hohen horizontalen Temperaturgradienten (z.B. Frontalzone)

↳ wichtig für: Steuerung Tiefdruckgebieten, Zyklonogenese; Entstehung Tiefdruckgebiete



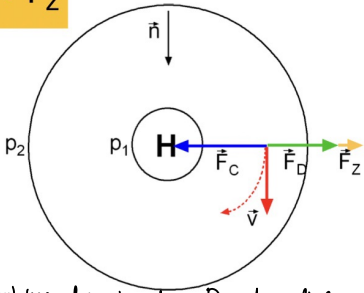
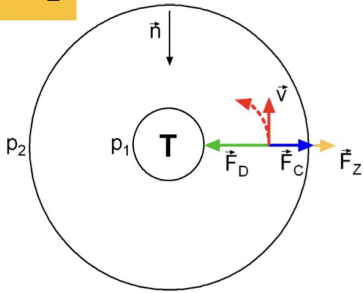
7.5.4 Gradientwind

zyklonal subgeostroph. Geschw.

antizyklonal supergeostroph. Geschw.

$$F_C = F_D - F_Z$$

$$F_C = F_D + F_Z$$



Annahme: konstanter Druckgradient
supergeostrophisch:
höher als geostrophisch

Konvergenz der Horizontalströmung
in der Höhe führt zu **Absinken** unterhalb



Divergenz der Horizontalströmung
in der Höhe führt zu **Hebung** unterhalb

Geopotential
in 300 hPa

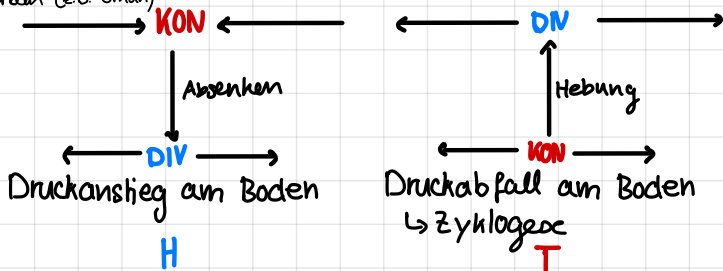
subgeostrophisch:
geringer als geostrophisch

→ Bewegungsgleichung Horizontalkomponente U(v)

→ Bei gekrümmten Isobaren (Beschleunigung): GG zw. Druckgradientkraft, Corioliskraft, Zentrifugalkraft (horizontal wegen gekr. Isobaren)

→ Da $F_c \propto v$, was bei gleichem Druckgradienten v_{Hoh} kleiner sein als v_{Tief}

→ Im Hochdruckgebiet kann Druckgradient nicht beliebig groß werden → nur im Tief sehr hohe Windgeschw. erreicht werden (z.B. Orkan)



7.6 Skalenanalyse kleinräumiger Wettersysteme

- Gleichgewicht zw. Druckgradientkraft und Zentrifugalkraft → **zyklostrophisches Gleichgewicht**

7.6.1 Zyklostrophischer Wind

→ Kleinräumige Strömung: GG zw. F_D & F_Z → $\frac{v^2}{R} + \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} = 0$ → z.B. Tornado

Beschleunigung/Balance	Coriolis	Druckgradient	Zentrifugal	Besonderheiten
geostrophisch	X	X	-	<ul style="list-style-type: none"> beschleunigungsfrei geradlinige Isobaren $v \sim$ Druckgradient
Gradientwind	X	X	X	<ul style="list-style-type: none"> gekrümmte Isobaren Unterschied in v zyklonal / antizyklonal
zyklostrophisch	-	X	X	<ul style="list-style-type: none"> kleinräumig

8. Thermodyn. Grundlagen

Zustand eines Gases ist durch die Zustandsgleichung $f(p, T, V) = \text{const.}$ festgelegt

Thermodyn. System: offenes System: Austausch Energie, Arbeit, Masse · adiabatisches System: kein Massen- und · (mechanisch) geschl. System: kein Massenaustausch möglich Energieaustausch möglich

Zustandsänderungen im Volumen (=Luftpaket) durch Phasenübergänge, Energieaustausch mit Umgebung, Arbeit am Volumen

8.1 Der 1. Hauptsatz der Thermodynamik

Änderung der inneren Energie ist gleich Summe der Änderung zugeführten Wärme δq und Änderung der Arbeit δa (geschlossenes System): $du = \delta q + \delta a$ $\delta a = -p dv$ $du = c_v dT$ → Abkühlung bei Hebung

δq : z.B. Absorption von Strahlung

adiabatisch: kein Austausch der Energie mit der Umgebung: $\delta q = 0$ → $du = \delta a$ → $c_v dT + p dv = 0$

Spezifische Wärme c_p : Wärme Menge die nötig ist um die Temperatur einer Masseneinheit eines thermodyn. Systems um ein Kelvin zu erhöhen. → $c_p = c_v + R$ (Gaskonstante)
 spez. Wärme bei p-const

8.2 Trockenadiabatische Zustände

Potenitielle Temperatur θ : ist jene Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es von einer beliebigen Höhe trocken-adiabatisch auf 1000hPa gebracht wird

→ Berücksichtigt: thermische Energie + potentielle Energie

→ Vergleich vom Energiegehalt von Luftpaketen aus verschiedenen Höhen

→ bleibt bei Hebung/Absinken const. → invariant bei Vertikalbewegung (trockenadiabatisch)

Trockenadiabatischer Temperaturgradient T_d : $-\frac{dT}{dz} = T_d = \frac{g}{\alpha_p} = \frac{0,98 \text{ K}}{100 \text{ m}}$

→ Temperaturabnahme bei Hebung erfolgt ausschließlich durch Ausdehnung des Luftpaket → verbraucht Arbeit

$$\theta = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

8.3 Pseudoadiabatische Zustandsänderung

Pseudoadiabatischer Prozess: Hebung eines Luftpakets unter Sättigung ($f \approx 100\%$)

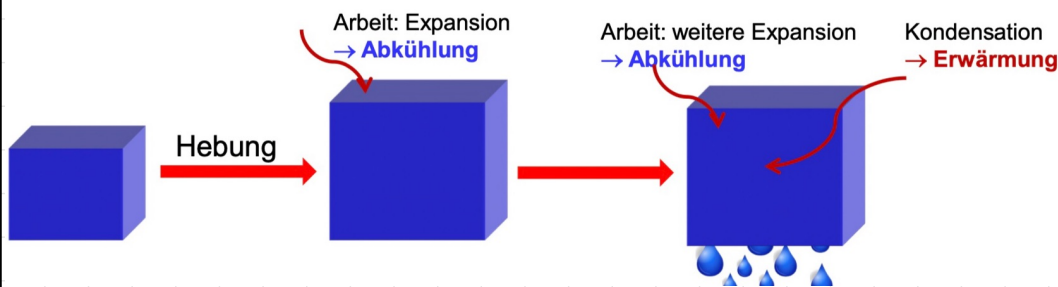
Annahme: Kondensat verlässt Volumen instantan

→ Kondensation von Wasserdampf (Phasenübergang): Freisetzung **latenter Wärme** → Erwärmung Volumens (bleibt im Volumen)

$$L_V dr_s$$

L_V : spezifische Verdampfungsenergie = $2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$

dr_s : Änderung (Differential) Sättigungsmischungsverhältnis



$$1. HS: du = dq + da$$

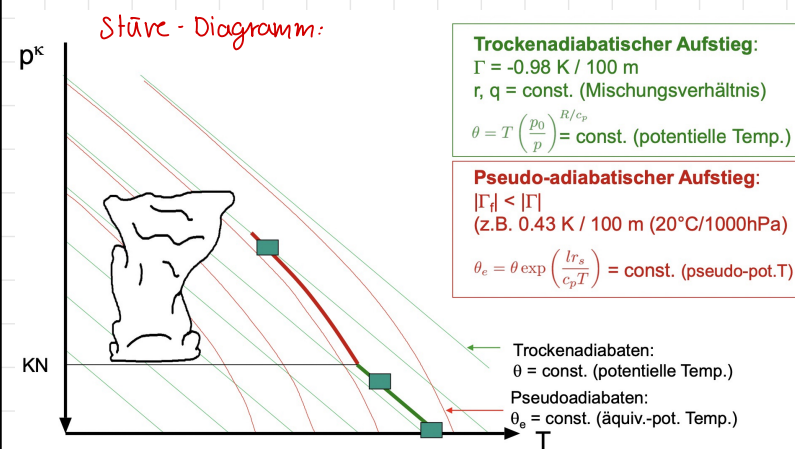
(Änderung innere Energie = zugeführte Wärme + Änderung d. Arbeit)

Pseudopotentielle Temperatur θ_e : ist jene Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es zunächst pseudo-adiabatisch gehoben wird, bis aller Wasserdampf kondensiert und aus dem Volumen heraus gebracht wird, und anschließend trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird $\theta_e \approx \theta \cdot \exp\left(\frac{L_V r_s}{c_p T}\right)$

Berechnung über 1.HS mit latenten Wärmeübergängen

θ_e ist invariant gegenüber Vertikalbeweg. unter Sättigung

↳ Berücksichtigt: thermische Energie, potentielle Energie, latente Wärme ↳ Hebung: r ändert sich, $\theta_e = \text{const.}$; T_s zu $\frac{0,4 - 1 \text{ K}}{100 \text{ m}}$



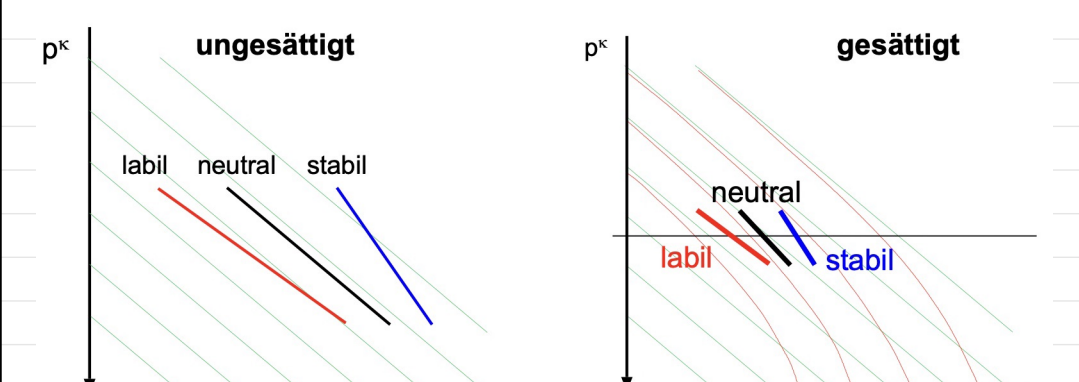
Hebungskondensationsniveau: Wolkenobergrenze

8.4 Stabilität und Labilität einer Luftschichtung

Stabil: kehrt zurück in die Ausgangslage zurück

Gehobenes Luftpaket hat geringere Temperatur als Umgebung

labil: entfernt sich weiter von der Ausgangslage; Gehobenes Luftpaket hat höhere Temperatur als Umgebung → Aufsteigend



Trockenstabil:
 - Luft steigt von U auf
 - Ab dem Punkt A haben die aufsteigende Luft und die Atmosphäre die gleiche Temperatur
 - Danach kühlt sich aufsteigendes Luftpaket schneller ab als umgebende Atmosphäre → dichter, sinkt wieder ab, bis es wieder unter A angelangt ist → Vorgang beginnt von vorne

Trockenlabil:
 - Luft steigt von U auf
 - Ab dem Punkt A haben die aufsteigende Luft und die Atmosphäre die gleiche Temperatur
 - Danach kühlt sich aufsteigendes Luftpaket langsamer ab als die Atmosphäre → Atmosphäre im Vergleich dichter, beschleunigt aufsteigende Luft, da diese weniger dicht

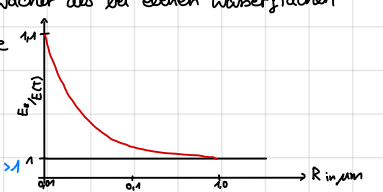
9. Kondensationsprozesse in der Atmosphäre

9.1 Krümmung u. Lösungseffekte bei Tröpfchen

Wassermoleküle eines Tröpfchens: Wassermoleküle auf gekrümmter Fläche haben geringere Bindungsenergie gegenüber der Moleküle im Innern; Lösungen verstärken die Bindung der Moleküle

Krümmungseffekt: Bindung d. Moleküle ist bei gekrümmten Oberflächen schwächer als bei ebenen Wasserflächen
 → Wassermoleküle gelangen leichter vom Wassertropfen in Dampfphase
 → Erhöhung des Sättigungsdampfdruckes
 → Für Kondensation ist Übersättigung notwendig → Übersättigung notwendig, damit der Tropfen nicht wieder verdunstet, da $\frac{E_k}{E(T)} \approx 1 + \frac{2\sigma}{R T r}$

Heterogene Nukleation: Beteiligung eines Partikels (Aerosol):
 a) Aerosol benetzbar: sehr kleine Oberflächenspannung zw. Aerosol und Wasser
 → Erhöhter Anfangsradius sorgt für Verringerung der notwendigen Übersättigung → Verringerung Krümmungseffekt
 b) Aerosol löslich: Lösung verringert Sättigungsdampfdruck E → Lösungseffekt

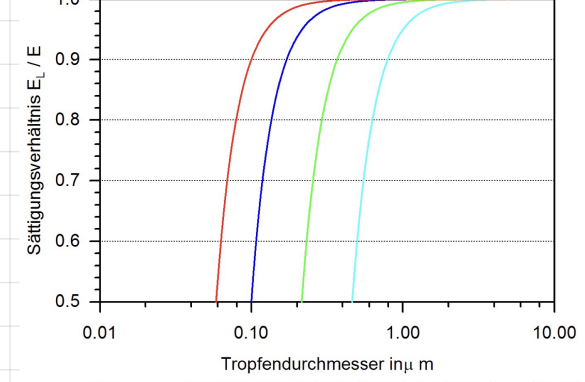


Aerosole für Nukleation/Kondensation: Chemische Rauchgase, Ruß, Aufwirbelung von feinem Staub (Sahara): $5 \cdot 10^2 - 10 \mu\text{m}$

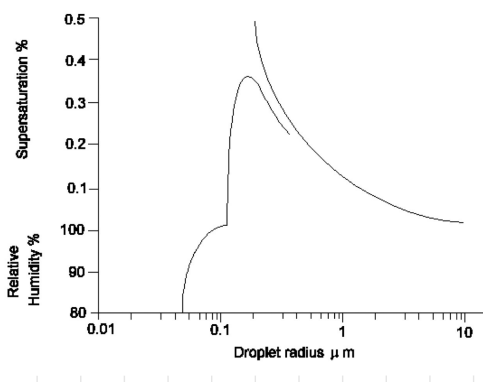
Lösungseffekt: Verringerung des Sättigungsdampfdruck E in Tröpfchenumgebung durch Lösung von Aerosolen im Wasser

Effekt: $\frac{E_c}{E_\infty} = 1 - \frac{c \cdot r}{R \cdot T}$ $\hookrightarrow E$ wird geringer

Lösungseffekt: Verschiedene Anfangskonzentration von NaCl



Köhlergleichung: $S = 1 - \frac{a}{R} - \frac{b}{R^2}$, ab \approx konstanten

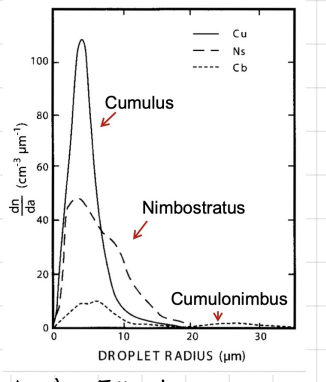


9.2 Wolkentropfen

Eigenschaften Wolken:

- Kollides System: Wolkentröpfchen gelöst in Gas
- hohe Wolkentröpfchenanzahldichte: $\sim 10^8 \frac{1}{\text{m}^3}$
- Tröpfchengrößenverteilung abhängig von: Intensität Vertikalbewegung (strahlform vs konvektiv); Turbulenzgrad in der Wolke; Umgebungstemperatur, Alter d. Wolke
- Da Bedingungen in Wolken nicht homogen sind \Rightarrow unterschiedliche Größenverteilung ($R = 1-50 \mu\text{m}$)
- Unterscheidung von Wolken-/Niederschlagsarten durch Aufwind \Rightarrow hält große Tropfen (Hygroakkretion) vom Fallen ab

Typischer Radius:



9.3 Tropfenwachstum in warmen Wolken

a) Kondensation und Diffusion: Diffusion von Wasserdampf der Umgebung zu Tröpfchen notwendig; dazu: größerer Wasserdampfpartialdruck in Umgebung ist höher als in direkter Umgebung der Luft

$F_{H_2O} = -D \frac{dp_{H_2O}}{dr}$

\rightarrow Antrieb: Gradient Wasserdampfdruck in Radiale Richtung

\rightarrow Kondensation: Freisetzung latenter Wärme $\rightarrow T_0$ wird größer

\Rightarrow Verlangsamung der Wachstumsrate \Rightarrow Begrenzter Radius d. Tröpfchen

b) Wachstum d. Tropfen durch Koaleszenz: Theorie von Langmuir

Kollision der Tropfen aufgrund unterschiedlicher Fallgeschw. \rightarrow Stokesche Reibung

\rightarrow Langmuir Prozess bei kleinen Tropfen

\Rightarrow Im Allg. sind a) u. b) wenig effizient bei Niederschlagsbildung: Außer: großer Vertikalgeschw., hoher Flüssigwassergehalt

9.4 Tropfenwachstum über Eisphase

9.4.1 Eiskristalle in Wolken

Wachstumsformen Eiskristalle

- Gefrieren; Basis: hexagonales Kristallsystem bildet Platten, Prismen; Molekülschichten werden nacheinander aufgebaut
- \rightarrow Langsamer Aufbau: geringe Übersättigung; jede Schicht wird ganzheitlich aufgebaut, vollständiger Kristall
- \rightarrow Schneller Aufbau: hohe Übersättigung; Zunahme vom Verhältnis Oberfläche/Volumen \Rightarrow Aussparungen der hexagonalen Plättchen \hookrightarrow Bildung von Dendriten \star

Homogene Eisnukleation

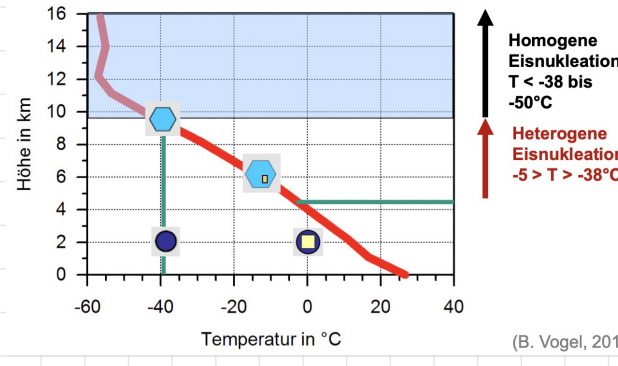
Gefriervorgang: rote Molekülkonfiguration durch zufälliges Zusammenstoßen mehrerer Wassermoleküle

\rightarrow Freisetzen von Gefrierwärme, instabil durch thermische Molekularbewegung

Konfiguration stabiler bei geringerer T :

\rightarrow homogenes Gefrieren für $T < -38^\circ\text{C}$

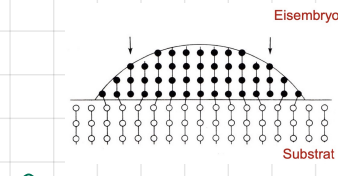
\Rightarrow Gefriervorgang ohne Eiskörner



Heterogene Eisnukleation:

- Eisphasenbildung durch Ablagerung von Wasserdampf Aerosol (= Eiskorn, Eis-Nucleating)

Anforderungen an Eis-Nukleus INP: gemat. Anordnung der Bindungen möglichst ähnlich zu der vom Eis; $r > 0,1 \mu\text{m}$; wasserunlöslich; Beispiel: Bakterien, Pollen, Mineralstaub, Eis



Eibildung am kristallinem Substrat mit Verzerrung an Schnittstelle

\Rightarrow Erhöhung d. freien Energie der Oberfläche

\Rightarrow Nukleation bei geringerer Temperatur

9.4.2 Bergeron-Findeisen-Prozess

Verringerung Sättigungsdampfdruck über (ebener) Eisoberfläche

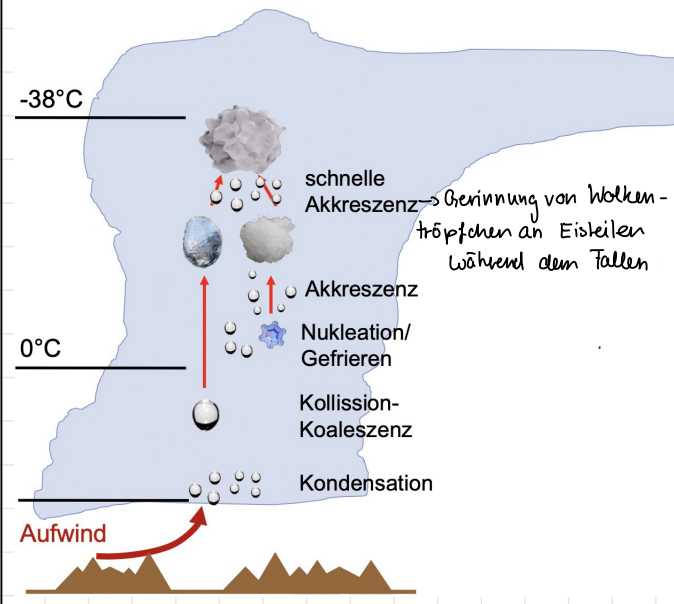
Ausgang: Mischwolke, Eisphase und unterkühlte Wolkentropfen nebeneinander

Wasserdampfdiffusion von Tropfen zu Eiskeilchen \rightarrow sehr schnelles Wachstum d. Eiskeilchen auf Kosten der Flüssigwassertropfen

\Rightarrow sehr effektives, schnelles Wachstum von Niederschlagsteilchen

9.5 Entstehung von Hagel

Aufbau: aus mehreren Schichten; Dichte: $0,8 - 0,9 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$; Durchmesser: $0,5 - 20 \text{cm}$



- Konzentration unter Beteiligung von Aerosolen: Seesalz, Mineralstaub, Ruß, Sulfat
- Heterogene Gefrierprozesse mit Aerosolen: Bakterien, Pollen, Mineralstaub
- Befreiung durch Akkretion unterkühlter Tropfen: Graupel/gefrorene Tropfen (Hagelkern)

Wachstumsregime Hagel:

- trockenes Wachstum ($T_s < 0^\circ\text{C}$): Lufteinschlüsse beim Befreiungsvorgang; opake (undurchsichtige) Schicht
 - feuchtes Wachstum ($T_s \approx 0^\circ\text{C}$): Gefrierwärme der Akkretion \rightarrow Anschmelzen; Eindringen von Flüssigwasser in Poren; klare, durchsichtige Schichten
- \rightarrow Wachstumsart ist abhängig von der Umgebungstemperatur u. Konzentration unterkühlter Tropfen

Klimatologie

Definitionen des Klimas:

- Wetter:** Augenblicklicher Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort
- Witterung:** Wetter im Mittel über einige Tage bis Wochen
- Klima „klimatische Definition“:** Klima ist „mittleres Wetter“. Die „Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgendeiner Stelle der Erdoberfläche kennzeichnen“
- Klima „statistischer Begriff“:** Wetter über min. 30 Jahre (Mittelwert und Variabilität von relevanten Faktoren)
- Klimatologie:** Sie erforscht die Gesetzmäßigkeiten des Klimas, also den durchschnittlichen Zustand der Atmosphäre an einem Ort sowie der darin wirksamen Prozesse.

Meteorologie: (altgr.: „Untersuchung der überirdischen Dinge oder Himmelskörper“) Es ist die Lehre der phys. Vorgänge und Gesetzmäßigkeiten in der Erdatmosphäre. \rightarrow Wetterbeobachtung, Atmosphärenphysik, chemische Prozesse in der Lufthülle. Anwendungsgebiete: Wettervorhersage, Klimatologie

Das Klimasystem:

- Atmosphäre:** Luft und Gas
 - \hookrightarrow geringe Wärmekapazität: „schnelles Klima-Subsystem“
 - \hookrightarrow Schwankungen auf kurzen Zeitskalen werden als „Wetter“ bezeichnet (Zeitskalen: Jahressaison)
- Hydrosphäre:** Alles mit Wasser (auch Tiere)
 - \hookrightarrow hohe Wärmekapazität, geringe Albedo
 - \hookrightarrow Teilung: Mischschicht: bis ca. 200m (Zeitskala: Wochen, Monate); Tiefer Ozean: (ab ca. 1000m) Zeitskala: 100-1000 Jahre
- Kryosphäre:** Eis und Schnee; auch Frost
 - \hookrightarrow hohe Albedo, geringe Wärmefähigkeit; größtes Frischwasserreservoir
 - \hookrightarrow Zeitskalen: Inlandeis: $10^4 - 10^6$ Jahre; Meer-Eis: 1-10 Jahre
- Biosphäre:** alle Landökosysteme (Tiere, Pflanzen), inklusive
 - Zeitskalen: „Tor in Stadtmauer“ \rightarrow Gaseinschluss d. Pflanzen
 - \hookrightarrow Bio-geophysik. Wechselwirkungen: Albedo, Verdunstung, Rauigkeit \hookrightarrow Physiologie (Reaktion der Stomata): Minuten
 - \hookrightarrow Bio-geochem. WW: Photosynthese u. Respiration von C; Einfluss auf \hookrightarrow Sukzession (Erbfolge) (z.B. Abfolge bei Neubestellung): 50-150 Jahre
 - CH₄ Emission (Methan) \hookrightarrow Migration: 300-1500 Jahre

Lithosphäre: Erdkruste u. oberster Erdmantel

- \hookrightarrow Zeitskalen: Aufkaltung Himalaya: 10^7 Jahre; Kontinentaltrieb: 10^6 Jahre
- \hookrightarrow Zeitskalen Pedosphäre (oberste Bodenschicht): Tagesgang: 10-30cm; Jahresgang: wenige Meter \rightarrow Austausch mit Atmosphäre

Antriebe: extern: Solare Einstrahlung, Vulkanische Gase-Partikel; anthropogen: Kraftwerke, Industrie

Größen die das Klimasystem beschreiben: Mittlere Temperatur, Monatsniederschlag

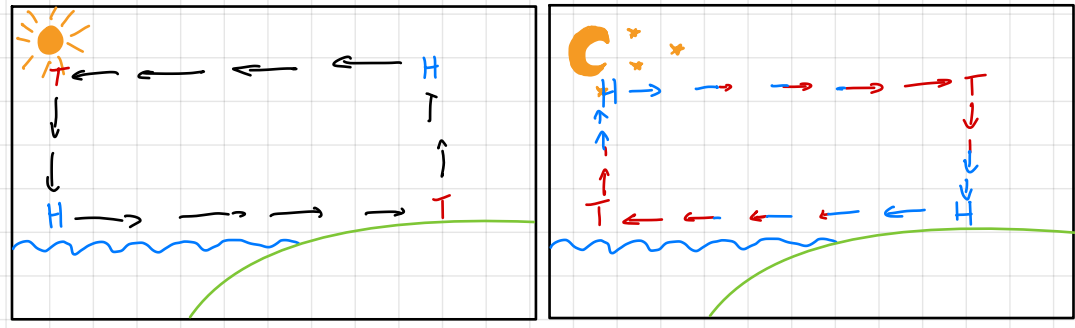
Strahlung:

- Was kommt von der Sonne:**
- Gesamte Ausstrahlung d. Sonne: $T = 5800 \text{K} \rightarrow F = \sigma T^4 = 6,4 \cdot 10^7 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \rightarrow F_{\text{Erde}} = 3,94 \cdot 10^{26} \text{W}$
- Solarkonstante: $S_{\text{Erde}} = \frac{F_{\text{Erde}}}{4\pi R^2} = 1367 \text{Wm}^{-2}$
- \hookrightarrow Auf der Erde kommt nur $\frac{1}{4}$ S_{Erde} an, da durch die Krümmung sich die Strahlung mehr aufteilt $\rightarrow A_{\text{Erde}} = \pi R^2$ $A_{\text{Erdbildung}} = 4\pi R^2$
- $\hookrightarrow F_{\text{Erde}} = \frac{1}{4} S_{\text{Erde}}$
- \hookrightarrow Bahnparameter ändern Solarconst. um 5-10%
- \hookrightarrow Solarflecken ändern Solaraktivität \rightarrow ca. alle 11 Jahre

Einschätzung d. Temperatur d. Erde

- $T_{\text{Erde}} = \sqrt[4]{\frac{F_{\text{Erde}}}{\sigma}} \sim 278 \text{K}$ in Wirklichkeit aber $T = 288 \text{K}$ \rightarrow Erde ist kein Perfekter Strahler
- \hookrightarrow schwarzer Körper
- zu 6.3.2
- Albedo:** Ist die Menge an einfallender Strahlung, die von einem Körper reflektiert wird \rightarrow liegt zw. 0 u. 1
- \hookrightarrow Abhängig von Wellenlänge, solarer Zenitwinkel, direkter u. diffuser Strahlung
- Emissivität ϵ :** Wieviel Strahlung emittiert ein Körper (F_1) im Vergleich zu einem schwarzen Körper (F_2): $F_1 = \epsilon \cdot F_2$
- $\hookrightarrow F_{\text{out}} = \epsilon \sigma T_{\text{Erde}}^4$ $T_{\text{Erde}} = 288 \text{K}$ $\Rightarrow \epsilon = 0,61$
- $F_{\text{in}} = \frac{1}{4} (1 - \text{Albedo}) S_0$

Landseewind zirkulation:

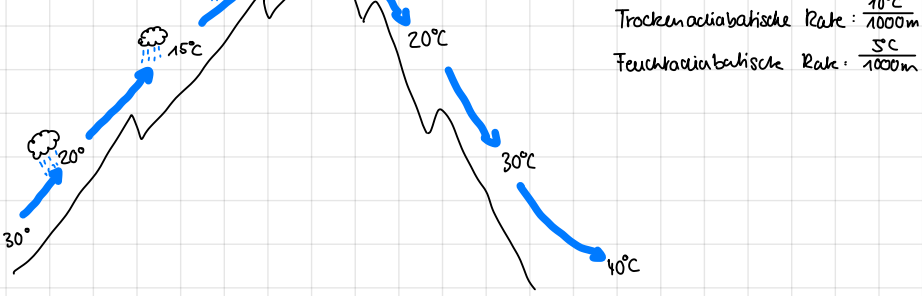


Hangwinde:

Bergflänge erwärmen sich während des Tages, dadurch steigt Luft auf und zieht warme Luft aus dem Tal hangaufwärts. Nachts kühlen die Hänge rasch aus und kalte Luft sinkt ins Tal herunter.



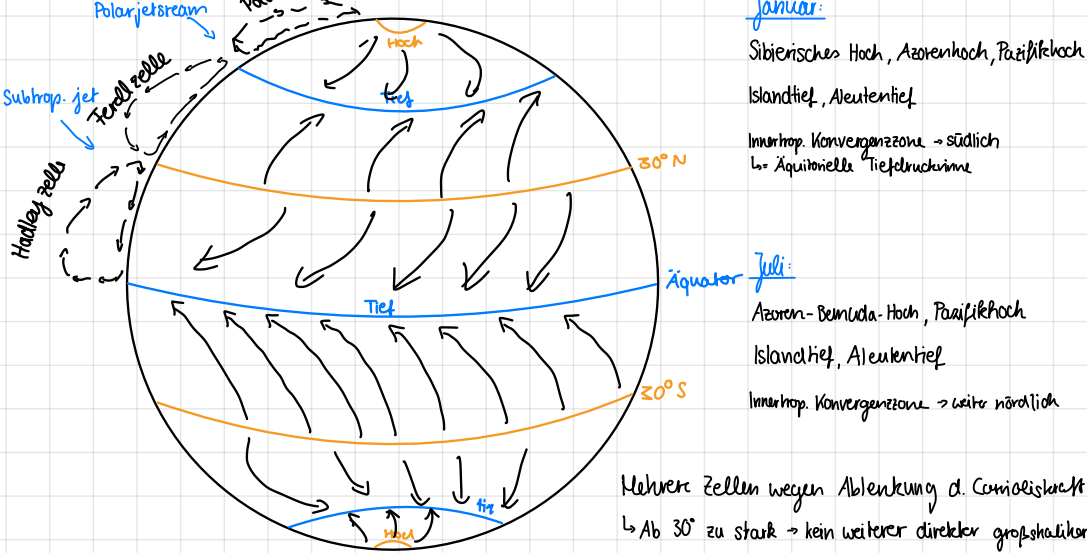
Föhn:



Katabatische Winde z.B. Bora (Kroatien)

Sehr kalte, dichte Luftmassen bilden sich auf hohen Plateaus. Luftmassen strömen unter Einfluss der Schwerkraft bergab -> trotz trockenadiabatischer Erwärmung kalter Wind.

Allg. Zirkulation:



-ITCZ verlagert sich immer mit Einstrahlungsmaximum.
Passatwinde: Trockenheiße Luft bewegt sich von 30° - Äquator. Am Äquator von Osten nach Westen -> Ostwinde. Grund für Sahara u. Kalahari.
 Warme Luft steigt am Äquator auf -> trockene Luftmassen sinken in Breiten (30°) ab.

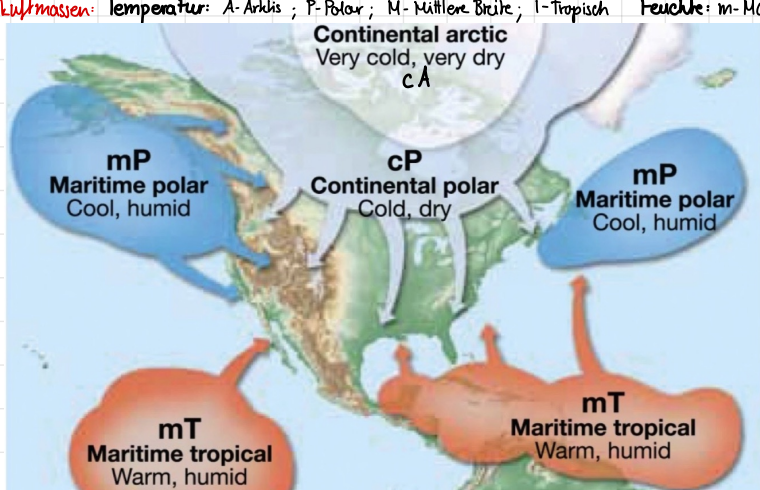
Westwinde: Windgürtel der mittl. Breiten zw. ~30-60°. An der Oberfläche strömt Luft aus den subtrop. Hochdrucksystem in Richtung des subpol. Tiefdruckgürtels.

Jet-Stream: Starkwindband in einer Höhe von ca. 8-15 km -> Tropopause. Druckunterschied zw. warmer u. kalter Luft + Einwirken d. Corioliskraft -> Westwind. Starker Temp./Druckgradient (Polarfront) produzieren d. polaren Jet Stream. kalte, dichte Luft strömt zum subpol. Tiefdruckgürtel.

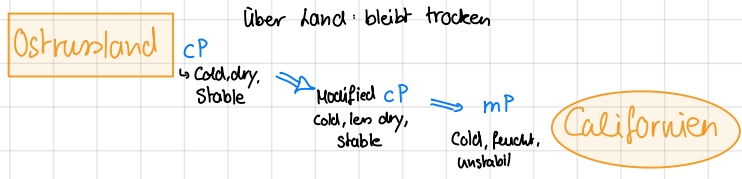
Rossby-Wellen: relative Vorticity. Krümmung, Scherung.

Luftmassen und Fronten:

-> Temperatur nimmt vom Äquator zum Pol nicht gleichmäßig ab.
Luftmassen: Gebiete mit nahezu homogenen Verhältnissen. Innerhalb ändert sich T, Feuchte, Stabilität u. Staubkonzentration nur geringfügig.
Fronten: schmale Zonen, die Luftmassen trennen, in denen sich auf geringer Entfernung die Eigenschaften stark ändern. -> die Analyse von Fronten u. Luftmassen sowie ihre Darstellung in Karten bilden die Grundlage der Wettervorhersage.
Klassifikation von Luftmassen: Temperatur: A-Arktis; P-Polar; M-Mittlere Breite; T-Tropisch. Feuchte: m-Maritim; c-Kontinental.



Umwandlung von Luftmassen: Über Ozean: wird in unteren Schichten durch Verdunstung feuchter.

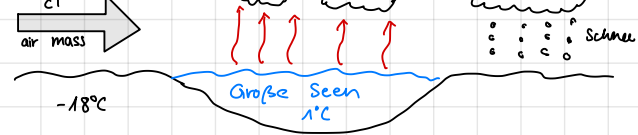


Über Land: bleibt trocken.

Warme Oberfläche: Polarluftmasse wird von unten erwärmt; Luftmasse wird instabil in unteren Schichten.

Kalte Oberfläche: Abkühlung in unteren Schichten; Zunahme der Stabilität in unteren Schichten.

-> Temp. nimmt Richtung Süden zu. c.A. c.P. -> trocken, kaltes Wetter.



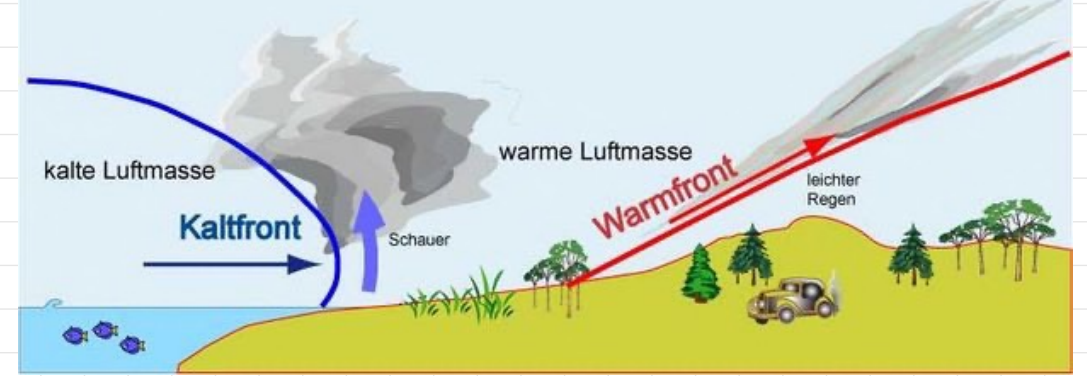
mP -> Kalt u. Feucht (Nordwest Atlantik, Nord Pazifik; Unstabil im Winter, stabil im Sommer)

mT -> Warm u. Feucht (Golf of Mexico, Karibik, West Atlantik, Pazifik)

cT -> heiß u. trocken (nord Mexiko, südwest USA)

Warmfront: davor: Cirrus, Stratuswolken; Kalt; Druckabfall. während: Keine oder Stratus; T steigt; Steig. Druck. danach: Klar o. Cumulus; Warm; Druck erst fallend, dann steigend.

Kaltfront: davor: Klar o. Cumulus; Warm; Druck erst fallend, dann steigend. während: Cumulonimbus; Shower drop; Druck steigt. danach: Keine; Kalt; Druck steigt.



Oklusion: Warm Kalt. Vereinigung von Warm- u. Kaltfront.

Ozean

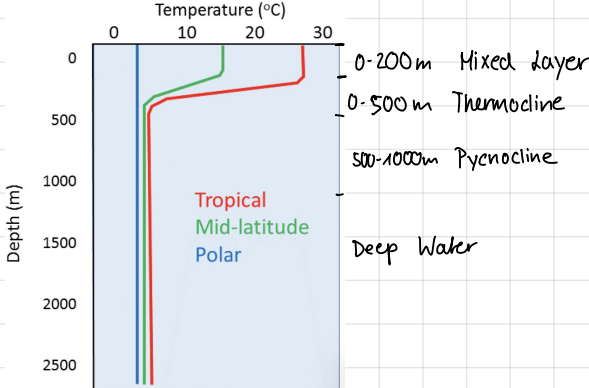
Geographische Einteilung

-> 71% der Erdoberfläche; 91% des Wassers.
 5 Ozeane: Pazifik, Atlantik, Indischer, Antarktisch, Arktisch.
Meerwasser Bestandteil: 1kg -> 965,6g H2O; 34,4g Salze.
Sauerstoffkonzentration: 100-200 µmol/kg. Zellatmung von Zooplankton, Bildung, Abbau von Biomasse.
Wie salzig?
 Süßwasser: 0-0,5 ppt
 Brackwasser: 0,5-30 ppt (ungenießbar) -> Vermischung von Süß- und Salzwasser.
 Ostsee, Schwarzes Meer
 Salzwasser: 20-30 ppt -> Mittelmeer, Rotes Meer
 Sole, Lake, Polark: 50+ ppt
Mangroven: binden CO2 -> wichtiger CO2-Speicher

Physikalische Eigenschaften des Meerwassers:

- Hohe Wärme Kapazität
 - Gefrierpunkt: -1,9°C bei 3,5% Salgehalt
 - Wärmeabgabe an Atmosphäre durch Verdunstung u. Sensiblen Wärmefluss
 - Dichte: Oberfläche: 1020-1029 kg/m³. In Tiefe bis zu 1050 kg/m³

Schichtung d. Ozeans:



Intensivierung Richtung Westen:

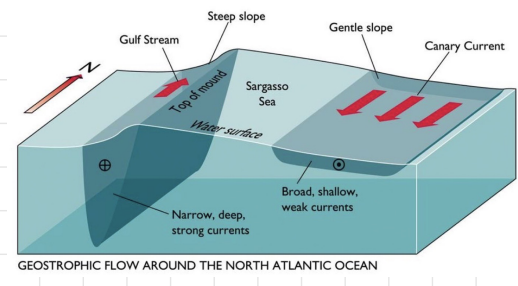
-> Oberflächenströmungen an den Westseiten deutlich stärker als an den Ostseiten. -> planetare Vorticity

Was man erwarten würde:



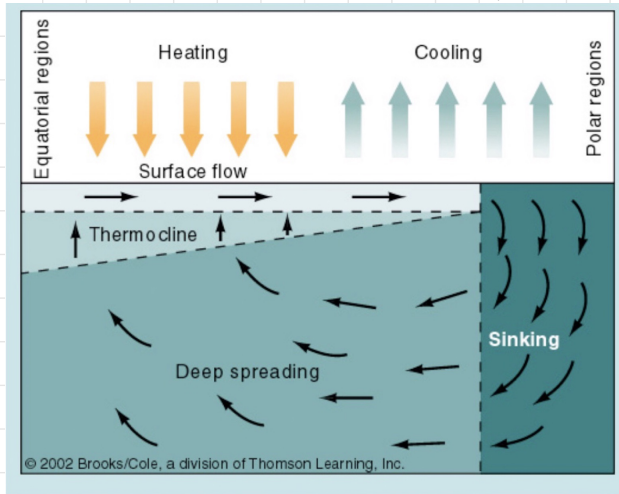
-> Die Stromlinien werden auf der Westseite des Ozeans gebündelt und die Meeresströmung verstärkt sich doch.

→ z.B. Golfstrom

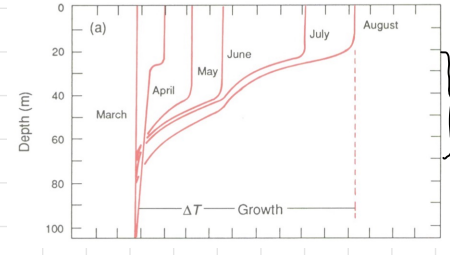
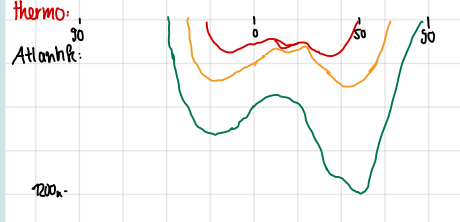


Golfstrom: 50-150 km breit; einig hundert Meter tief
 → hat Wirbel „Eddies“ → Lebensdauer von mehreren Monaten
Kuroshio: süd. von Japan, hat viele Wirbel und Kurven; bis zu 0,7 m/s

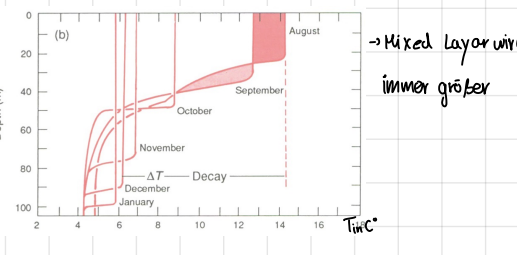
Thermohaline Zirkulation: thermo: Temperatur, halin: Salzgehalt



→ dichter: kalt o. viel Salz weniger dicht: warm u. salzig
 → wärmt sich an der Äquatorregion auf und strömt zu den Polen
 → gepolart teils → Wasser wird salziger → dichter → sinkt ab



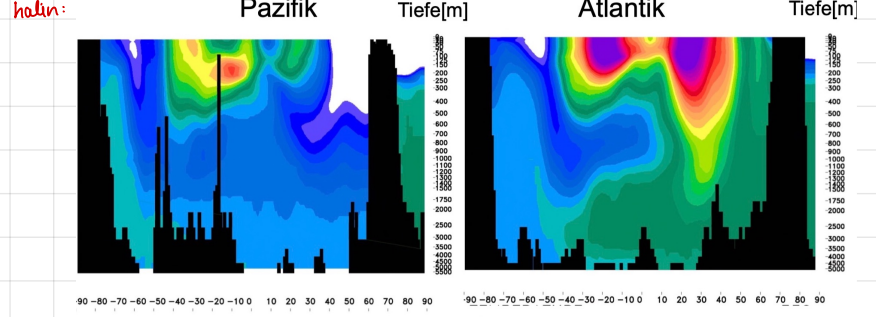
Thermocline wird im Sommer immer größer



→ Mixed Layer wird immer größer

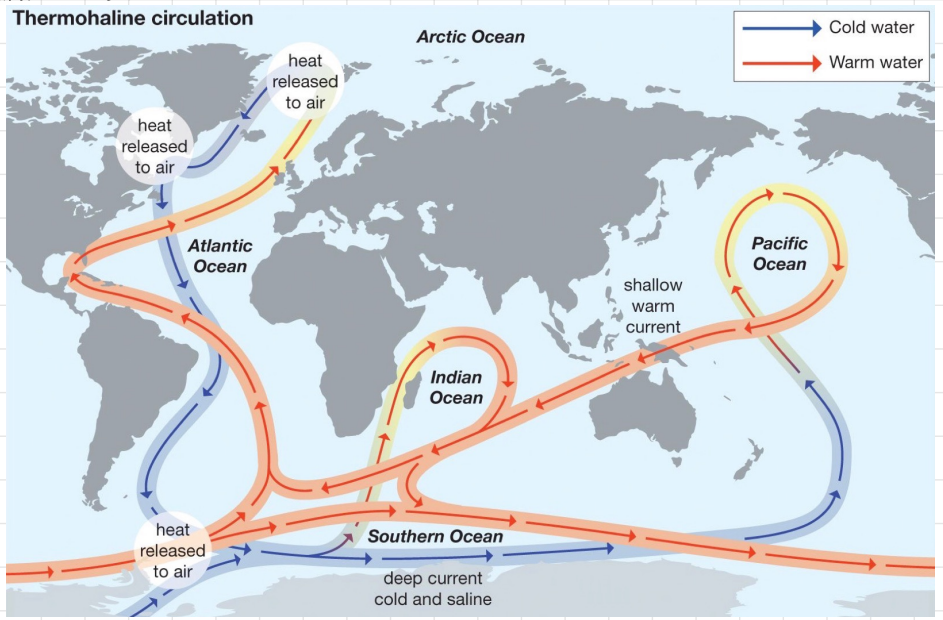
→ Atlantik besonders salzig

→ Am Äquator u. Poln mehr Niederschlag; Subtrop. mehr Verdunstung

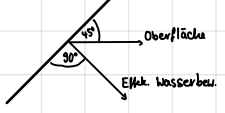


Tiefenwasserbildung: → kein Niederschlag + wenig Sonne → Temperatur sinkt, Salzgehalt nimmt zu → sinkt stark ab

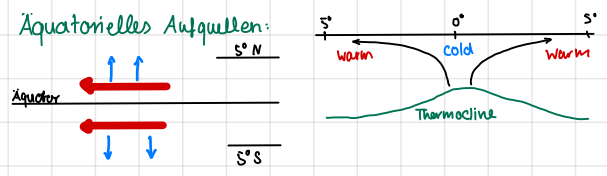
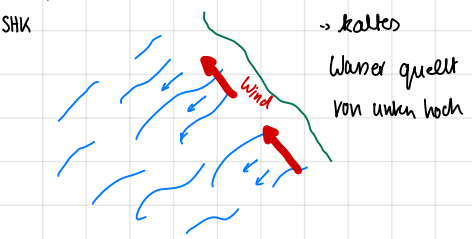
→ Marine Förderband:



Ekman-Spirale: Wind → Durch Reibung immer Ablenkung um 45° (NHK)



Auquellen an der Küste



Gzeiten: durch Fliehkraft, Anziehung d. Mondes und d. Sonne

→ Springflut bei Neu- u. Vollmond → Kräfte addieren sich

Ursachen d. Meeresspiegelanstieg:

- Thermische Ausdehnung
- Dyn. durch die Verlagerung von Strömungen → z.B. El Niño
- Zufuhr von Süßwasser → Abschmelzen von Gletschern (Antarktis: +58m)

Kryosphäre

→ ca. 2% des Weltwasservolumens
 → ca. 11% d. Landfläche; 7% der Ozeane

Physikal. Eigenschaften

- hohe Albedo
- Größtes Frischwasserreservoir (90%)
- geringe Wärmeleitfähigkeit → guter Isolator

Einfluss auf das Klima:

Rückkopplungsmechanismus: Schnee/Eis haben hohe Albedo; brauchen Energie beim Schmelzen → Wärme senken
 - Albedo über Schnee ↑ → unausgeg. Strahlungsbilanz → meridionaler Temp.-grad. ↑ → allg. Zirkulation ↑
 → Wenn Eis schmilzt wird Wärmesenke kleiner → wird wärmer → mehr Eis schmilzt → **Eis-Albedo-Rückkopplung**

Schnee

- hohe Albedo, meist neg. Strahlungsbilanz
- Schneedeckengröße variiert
- Energieverbrauch beim Tauen
- Empfindl. gegenüber Klimaveränderung

Eisbildung

- bei -1,9°C bilden sich kleine Eiskristalle → Sammlung an Wasseroberfläche (Eisbri) → Verdichtet sich zu Klumpen → rüben aneinander (Wind, Wellen) → 'Planhocken' → Zunahme von Dichte u. Durchmesser → Verschmelzung zu einer geschl. Eisdicke

Kontinental Eisschilder: Grönland- o. Antarktiseisschild; Gletscher



Proxys:

Umwandlung von Schnee zu Eis: Schnee verdichtet sich → Firn; schmelzen u. Frieren → körnig Firneis → Dichtezunahme → Gletschereis
 ↳ wenn eingeschlossene Luftbläschen sind konserviert mit Atmosphär. Informationen vom letzten Kontakt
 ↳ Temperatur anhand d. Struktur von Eis

Gletscher: Anlanggletscher: bildet sich am Rand von Eiskappen, wenn d. Eis durch schnelle Austare muss
 Talgletscher: Eismassen, die sich unter Einfluss d. Schwerkraft Talabwärts bewegen

Permafrost: Entsteht in Regionen, die im Jahresmittel kälter als -6°C/-8°C bleiben

↳ reagiert langsam auf Klimavariationen; beeinflusst/unterbindet Grundwasserneubildung u. -bewegung, Pflanzenwachstum

Biosphäre

Charakteristika

- terrestrisch:** Bio-geography: Albedo, Verdunstung, Rauigkeit; Biochem: Photosynthese, Einfluss auf Methan
- marin:** Kohlenstoffpumpe (Plankton)

Biom

Ökosystem: System von Lebewesen und deren anorg. Umwelt, das offen u. bis zu einem gewissen Grad sich selbst regulieren kann

Vegetationsindex: Reflexionswert d. roten sichtbaren Bereichs (620-700 nm) → je mehr Chlorophyll, desto mehr Reflexion

Proxys: Baumringe: Wenn Baum im Normalfall am dünnsten lebt reagiert er deutlich sensibler auf Klimavariationen → guter Proxy
 ↳ gut mit Witterung versorgt; kaum Dickenvariationen → kaum als Proxy geeignet

Rückkopplung: Biomasse ↔ CO₂; biochem.

1. Biomasse nimmt zu → Atmosphäre verliert CO₂ → Treibhauseffekt wird abgeschwächt → wird kälter → weniger Pflanzenwachstum/biomasse
 ⇒ negativ-stabilisierend
2. wird wärmer → Pflanzen sterben → Atmosphäre gewinnt CO₂ → Treibhauseffekt wird verstärkt → wird noch wärmer
 ⇒ positiv-aufschaukelnd

Albedo ↔ Vegetation biophysikalisch

mehr Pflanzen wachsen → Albedo geringer → Bodenfläche schickeln wärmer → besseres Pflanzenwachstum
 ⇒ positiv aufschaukelnd

Abholzung: biochem: mehr CO₂ → Temperaturzunahme **biophysikalisch:** höhere Albedo → Abkühlung

- ↳ bedeutet in Tropen globale Erwärmung
- ↳ bedeutet in borealen Breiten Abkühlung

C3, C4 und CAM-Pflanzen

C3: Bäume, Weizen, Roggen, Hafer, Reis → mehr Photosynthese bei höheren CO₂-Gehalt; nicht wärmeresistent

C4: Gräser, Mais, Zuckerrohr, Hirse → weniger Photosynthese; wärmeresistent

CAM: Sukkulenten (Kaktus) → kaum Photosynthese

Lithosphäre

↳ Erdkruste, Oberer Erdmantel

Vulkane: Große Ausbrüche schleudern Material → filtert solare Einstrahlung → senkt Temperatur in Troposphäre

Pedosphäre und Austauschprozesse

Logarithmische Windprofil d. Prandtl-Schicht:

↳ Abhängig von Oberflächenrauigkeit z₀ und Stabilität

$$U(z) = \frac{U^*}{K} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

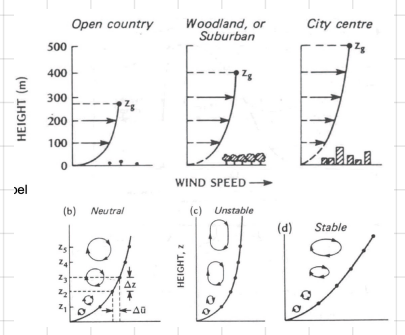
$$U^* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = \text{Schubspannungsgeschw.}$$

$$K = \text{Von-Karman-Konstante } (=0,4)$$

sensible/fühlbare Wärme Q_s: für Temperaturerhöhung aufgeb. Energiemenge

latente Wärme Q_e: bei einem Phasenübergang aufgen. oder abgeg. Energiemenge

$$\Rightarrow \frac{Q_s}{Q_e} = \text{Bowen Verhältnis}$$



Wärmeleitung → besser → besser
 ↳ Best. durch Dichte, Material, Wärmegradient
 ↳ Ab ca. 80cm Bodentiefe quasi konst. Temperatur
 ↳ Tageswelle: ca 3cm ; Jahreswelle ca 1,8m
 ↳ Bodentemperatur: tags > 0 ; nachts < 0

Feuchtbilanz
Sättigung: max. H₂O-Menge, die der Boden halten kann
Feldkapazität: max. H₂O-Menge, die der Boden gegen Schwerkraft halten kann
Welkspunkt: darunter können Pflanzen kein Wasser mehr aus Boden ziehen
 ↳ Vegetationsgrad, Rauheisböhlänge, Albedo, Stomatazustand, Blattflächenindex
 ↳ $\Delta W = \text{Niederschlag} - \text{Verdunstung}$
 ↳ $W \rightarrow$ Speicherung im Boden

Verdunstung
Steuerungsfaktoren: Grundwassererfügbarkeit; Wurzeltiefe + Fluss am Stamm; Abfangen bzw. Durchtropfen von Regenwasser, Wind, Feuchte, Strahlung, Niederschlag, Temperatur

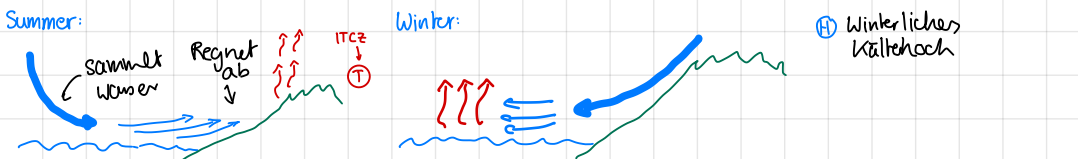
Oberflächenabfluss: wenn Boden mit Wasser gesättigt ist, Versiegelung, Niederschlag schneller fällt als versickert

Klimazonen

- A - trop Regenwald- o. Savannenklima ohne Winter: ($\bar{T} \geq 18^\circ\text{C}$)
- B - Trockenklima: Niederschlagsmenge unterschreitet d. Trockengrenze → Subtropen, Wüsten
- C - Warm-gemäßigtes Klima: $\bar{T}_{\text{min}} = \{-3^\circ\text{C} - 18^\circ\text{C}\}$ Niederschlag oberhalb Trockengrenze
- D - Boreales oder Schneeklima: $\bar{T}_{\text{min}} < -3^\circ\text{C}$ $\bar{T}_{\text{max}} \geq 10^\circ\text{C}$
- E - Schneeklima: $\bar{T}_{\text{max}} < 10^\circ\text{C}$ → kaum Niederschlag

Große Monsunwindssysteme

→ Saisonale Umkehr der Windrichtung
 Konvektive Zirkulation bedingt durch die Temperaturdifferenz zw. Wasser und Land



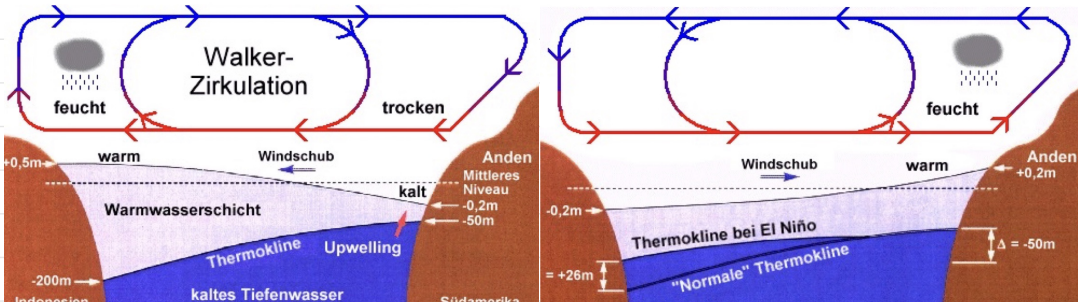
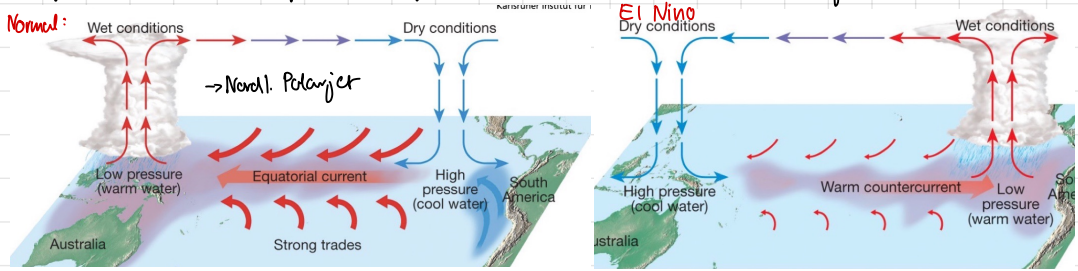
- Wintermonsun: Abkühlen der Landmassen, Vorstoß von Kaltluft nach Süden
 ↳ ITCZ (Äquatorhoch) verschiebt sich Richtung Süden → kalte Luft weht her von Norden
- Sommermonsun: feucht
 ↳ ITCZ verschiebt sich Richtung Norden → warme feuchte Luft vom Ocean → regnet vom Himalaya ab
 ↳ Himalaya schützt Indien vor Kaltluftinbrüchen, trockene kontinentale Luft (föhn), kaum Niederschlag
 ↳ ITCZ ist generell dort, wo die stärkste Bodenwärmung ist
 ↳ Starke Konvektion, Wolkenbildung, Niederschlag → verminderte Sonneneinstrahlung
- Klimawandel:** Erhöhung d. Sonnenniederschläge; intensiverer Starkregen; Anstieg der Niederschlagsvariabilität
 ↳ asiatischer Monsun ist bes. empfindlich

Einflussfaktoren: El Niño (3-7 Jahre), Sonnenzyklus (11)

EL Niño / South Oscillation (ENSO)

↳ Verursacht durch Abschwächung der Passatwinde → Auftrieb des kalten Wassers vor der Küste Perus schwächt ab → Erwärmung d. östl. Pazifiks vor Südamerika

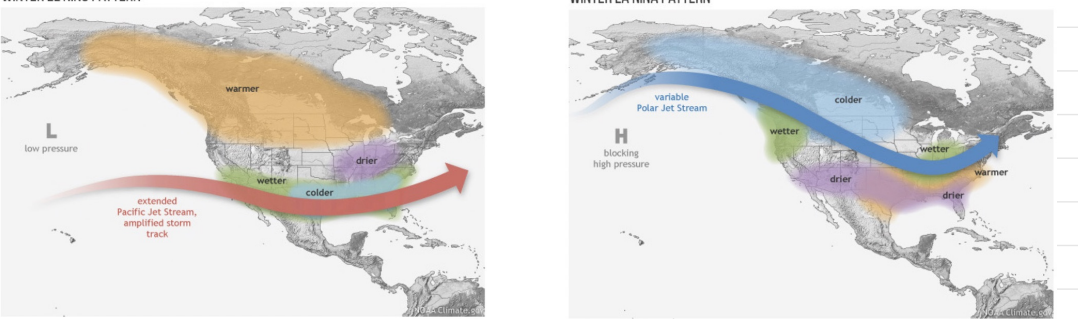
- Beginn zu Weihnachten alle 5-7 J.
 - Beeinflusst Wetter weltweit: z.B. feuchter in Kalifornien, Dürre in Australien



La Niña ist eine Verstärkung des normal Falls → kälteres Wasser vor Südamerika → Mehr Hurikans im Atlantik

Auswirkung: Dry and Warm: Süd. west. Afrika + Ozeanien; Dry: Nord. Australien, Nordbrasilien; Warm: Japan, Südkorea, Alaska, Südwest Kanada, Südbrazilien
 Wet: Süd USA, Argentinien, Mittel. west. Afrika; Japan, Südbrazilien

Auswirkung La Niña: Warm in Ozeanien; kalt: Rand um Elfenbeinküste, Nord USA, west. Kanada; Dry + Warm: Süd USA



SO-Index: gibt Hinweis auf die Entwickl. u. Intensität der El Niño u. La Niña Ereignisse im Pazifik
 ↳ Wird durch Druckunterschied zw. Tahiti und Darwin berechnet

Telekonnektion

↳ Zusammenhang zw. Wettervorgängen in zwei weit voneinander entfernten Gebieten. z.B. gegensät. Verhalten von p.u.T.

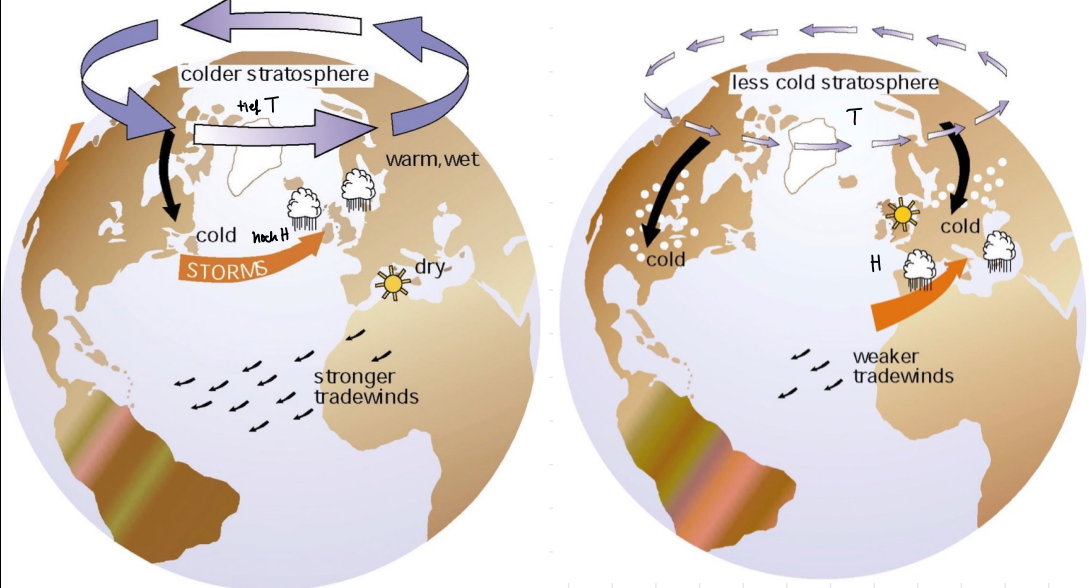
Nordatlantische Oszillation stark mit AO verbunden

→ Schwankung des Druckverhältnisses zw. Islandtief und Azorenhoch
 Positive Phase: Island niedrig + Azoren hoch: Sturm aus Süden → Mild, warm in Europa (nord-mittel) → starker Wind
 Negative Phase: Island "hohes Tief" + Azoren "niedrige Hoch": → Mild, warm in S. Europa/Mittelmeer
 ↳ Insiglichkeit für kalte Luft aus Osten nach Mitteleuropa → Schnee
 ↳ Periode: 2-5 Jahre
 ↳ Überlagerung mit: 12-15 J. (dekadelle Oszillation) u. etwa 70 Jahre (Atlantische Multidekaden Oszillation)

Pazifik-Nordatlantik-Muster

→ Luftdruckgegensätze zw. polaren u. äquatorialen Breiten des Pazifik sowie Nordamerika
 → Starke Verbindung mit El Niño u. La Niña
 Positive Phase → El Niño: hohe Geopotentialwerte = hoher Luftdruck am Boden über Hawaii
 geringe Geopotentialwerte = niedriger Luftdruck am Boden südlich d. Aleuten (südl. westl. von Alaska)
 ↳ Ostwärts Jetstream bis zum amerikanischen Festland verlängert
 ↳ kalte Luft im Westen Kanadas, Westen der USA höhere Temperatur
 Negative Phase → La Niña: Hawaii → Höhentief Aleuten → Höhenhoch
 ↳ kalte Luft in USA; wärmer im Westen Neuseelands
 ↳ in Westen wenig Regen; im Osten eher viel (USA)

Arktische Oszillation (AO)



Positive Phase: warme Atlantikluft nach Nordeuropa, Sibirien → Eis baut sich ab
 Negative Phase: Polarluft dringt weiter Richtung Süden vor
 ⇒ Kopplung mit Stratosphäre

Quasi-biennale Oszillation

→ Wind in der Äquatorialen Stratosphäre ändert seine Richtung in einem 26-monat. Zyklus

Äquatoriale Kelvinwelle

→ Welle mit ca. 200 km/Tag mit Temperaturschwankungen Richtung Osten

Madden-Julian-Oszillation

↳ Schwankung des Windes, der Meeresoberflächentemperatur, der Bewölkung u. des Niederschlags: 30-60 Tage Zyklus
 ↳ Ostwärts mit 4-8 $\frac{m}{s}$
 ↳ in den Tropen; Einfluss auf Monsunvariabilität und El Niño
 - Feuchte Phase mit verstärkten Regenfällen; trockene Phase in der der Niederschlag "unterdrückt" wird
 - Abhängig d. Oberflächentemperatur d. Ozeans → westl. Indik (warm): stark; östl. Pazifik (kalt) → fällt zusammen; lebt über Atlantik wieder auf

