

Luftfeuchtigkeit und Wolkenbildung

4. Vorlesung zur Einführung in die Meteorologie und Geophysik

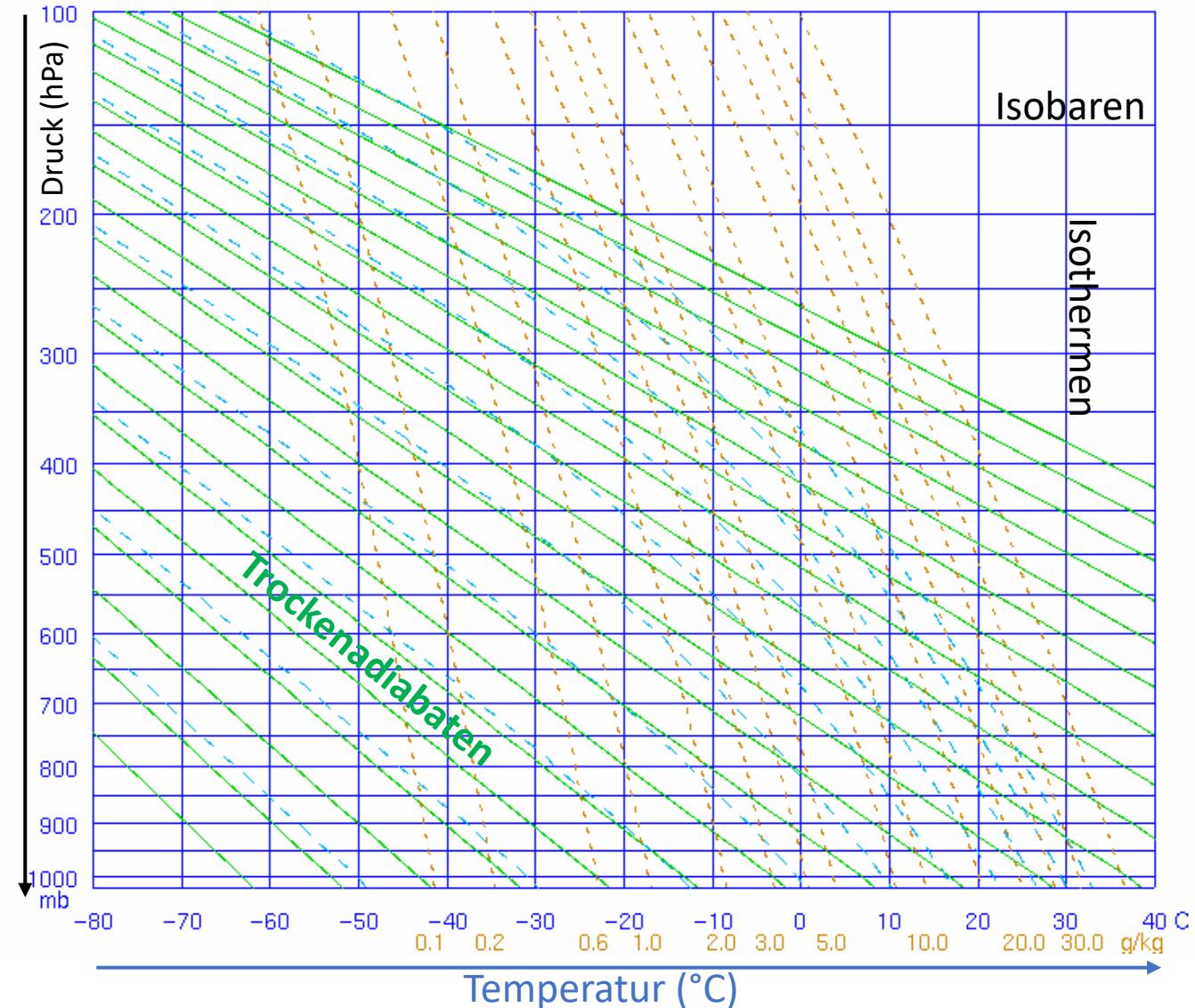
Wiederholung: Pot. Temperatur im vertikalen Diagrammpapieren

- Definition: Die Potenzielle Temperatur θ ist die Temperatur, die ein Luftpaket haben würde, wenn man es trockenadiabatisch auf 1000 hPa bringt. Es ist:

$$\theta(p_0) = T \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_l}{c_p}}$$

mit $p_0 = 1000 \text{ hPa}$, $\theta = T(p_0)$, $T = T(p)$

- Im Stüve-Diagramm sind die Trockenadiabaten Geraden (grüne Linien) mit (leicht) unterschiedlicher Steigung
- Ein trockenes Luftpaket würde beim Auf- bzw. Abstieg seine Temperatur „entlang dieser Linien“ ändern um ca. 1K/100m.
 - Erwärmen beim Absinken!
 - Abkühlen beim Aufsteigen!



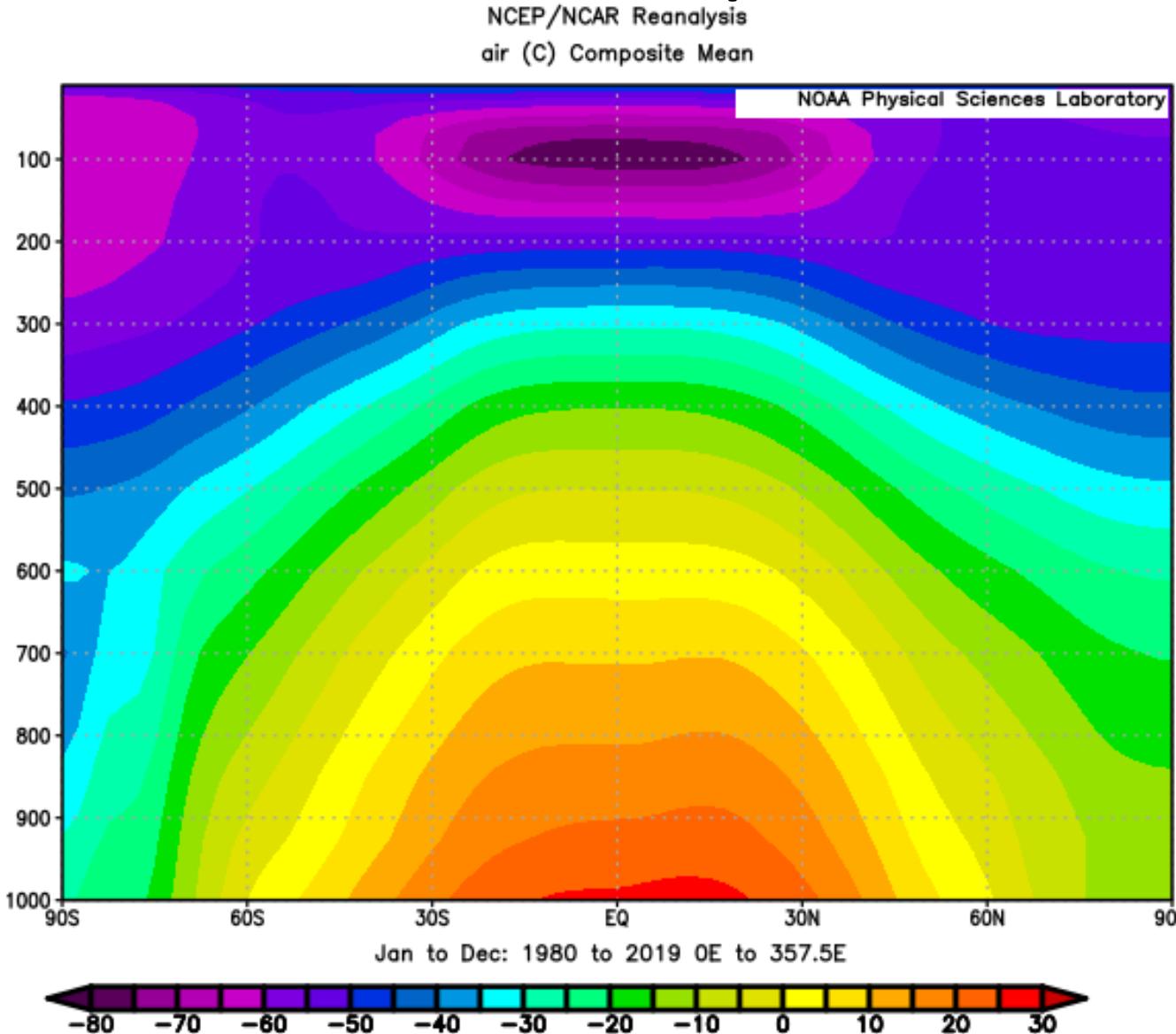
Trockenadiabatischer Temperaturgradient

- Der trockenadiabatische Temperaturgradient kann aus dem 1. Hauptsatz (in Enthalpieform) unter Annahme von Adiabasie hergeleitet werden. Es gilt:

$$\left. \frac{dT}{dz} \right|_{ad} = -\frac{g}{c_p} = -0,98 \frac{K}{100m}$$

- Die Temperatur nimmt im trockenadiabatischen Fall (trockene Luft) mit der Höhe um ca. 10 K/km ab!**

Vertikale Temperaturverteilung (global)



- Breitengradabhängigkeit der Temperatur
- Abnahme der Temperatur in der Troposphäre (bis ca. 300 (Pole) bis 100 (Tropen) hPa)
- Aufgabe: Schätzen Sie den Temperaturgradient in 45 N aus der Abbildung ab und vergleichen Sie mit dem trockenadiabatischen Gradienten!

Beobachtete vertikale Temperaturabnahme in der Atmosphäre

- Der **trockenadiabatische Temperaturgradient** beträgt 10 K/km.
- Der **beobachtete durchschnittliche vertikale Temperaturgradient in den mittleren Breiten** beträgt 6,5 K/km. Warum?

Grund: Die Atmosphäre ist nicht trocken sondern enthält Wasserdampf. Beim Kondensieren wird latente Wärme freigesetzt, die das Luftpaket zusätzlich erwärmt. So entsteht der geringere vertikale Temperaturgradient.

Globaler Wasserkreislauf & wichtige Prozesse

Kondensation: Prozess, bei dem Wasserdampf in die flüssige Phase übergeht (Gegenteil von Evaporation)

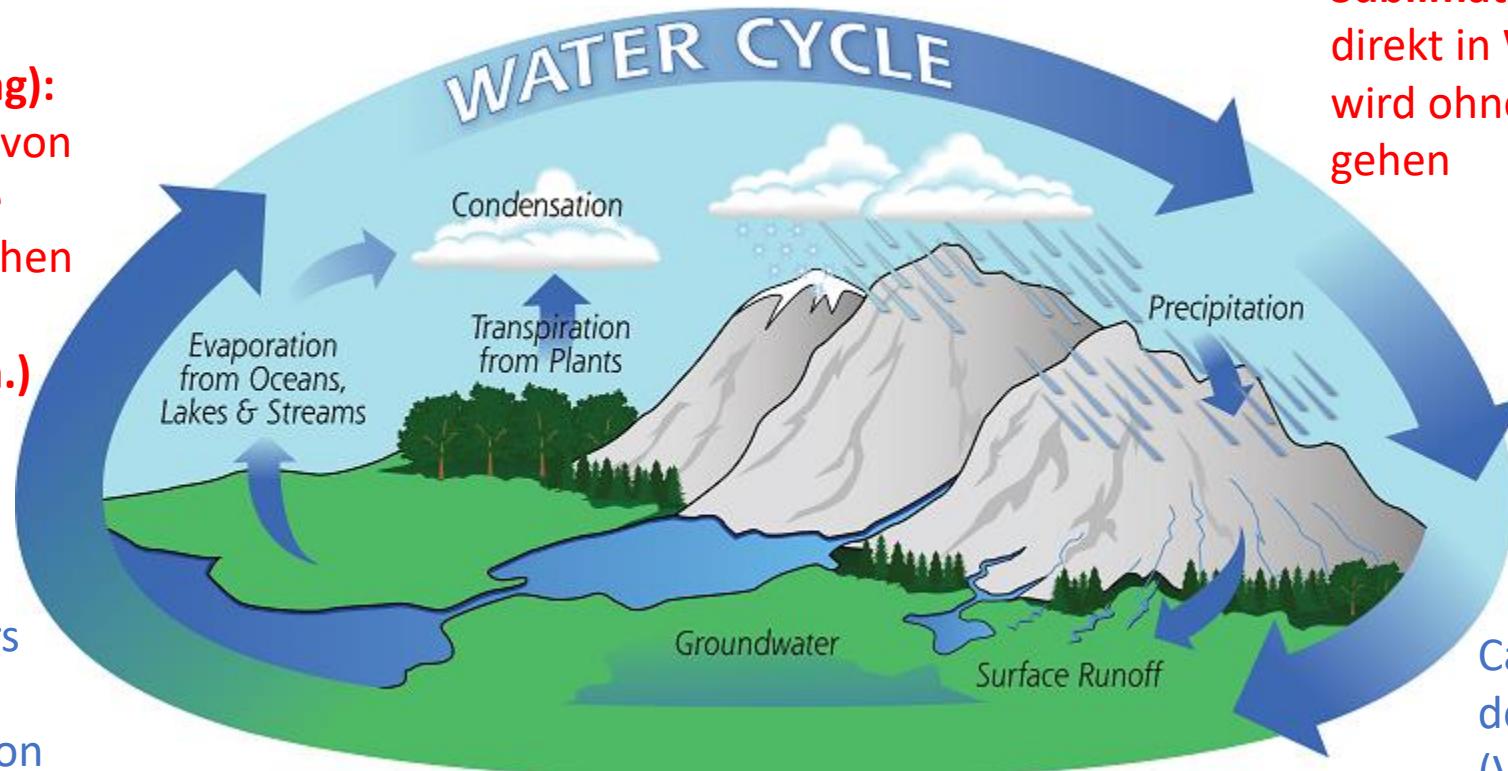
Evaporation (Verdunstung):
Prozess, bei dem Wasser von der flüssigen Phase in die gasförmige Phase übergehen
(wichtigste Quelle von Wasserdampf in der Atm.)

97% des Wassers in den Ozeanen
(Verweildauer von Wassermolekülen ca. 2800 Jahre)

Ca 3% des Wassers in Flüssen, Seen, Eisflächen, Gletschern, Grundwasser

Transpiration: Prozess, bei dem Pflanzen Wasserdampf an die Luft abgeben (sie transportieren Wasser von ihren Wurzeln zu den Blättern und „schwitzen“ dort das Wasser aus)

Sublimation: Prozess, bei dem Eis direkt in Wasserdampf umgewandelt wird ohne über die flüssige Phase zu gehen



Wasser kann in der Atmosphäre in allen **drei Phasen (flüssig, fest, gasförmig)** vorkommen.

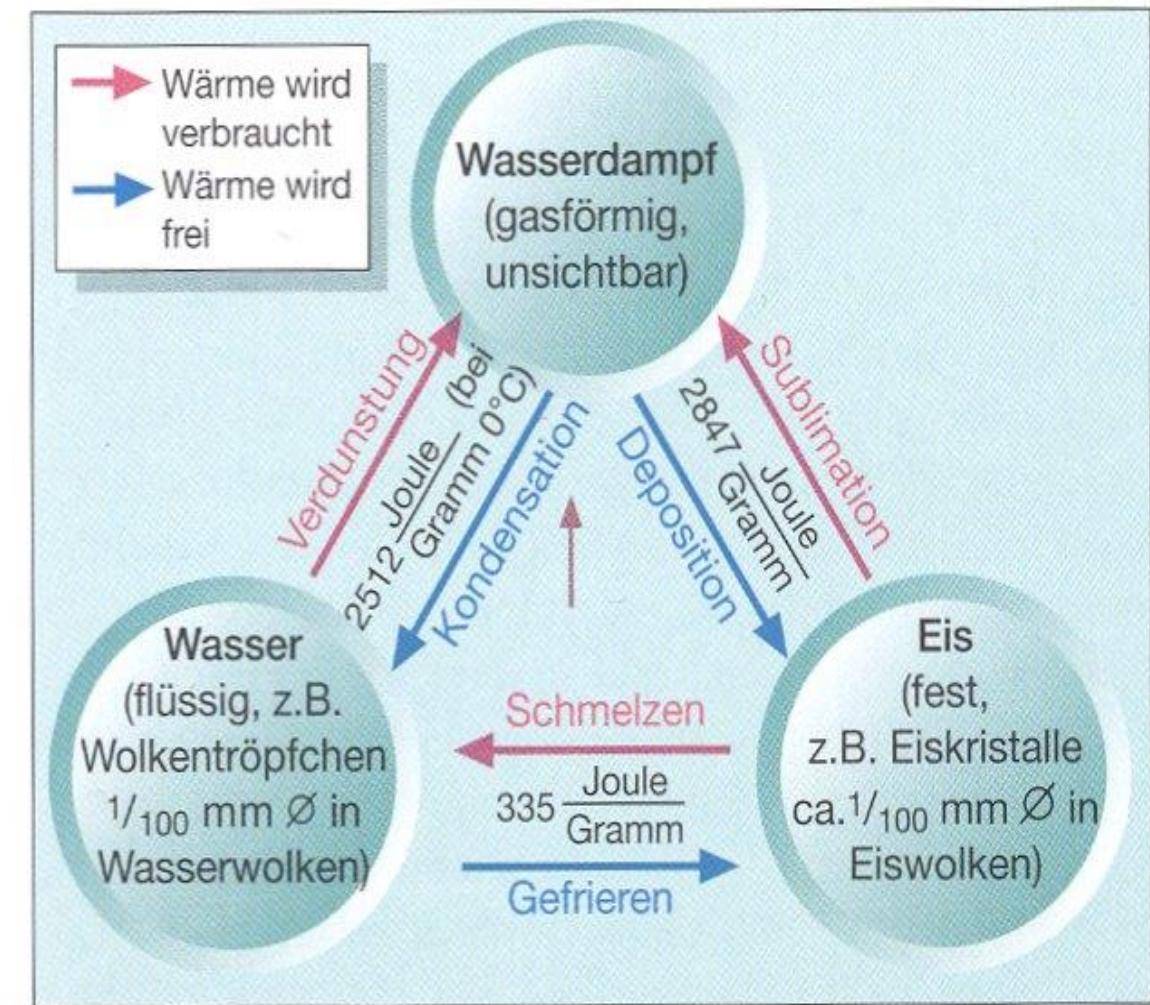
Ca 0,03% des Wassers in der Atmosphäre
(Verweildauer von Wassermolekülen ca. 11 Tage)

Wichtigste Prozesse: Evaporation und Kondensation

- Evaporation ist der Prozess, bei dem flüssige Wassermoleküle aus dem Verband benachbarter Moleküle ausbricht und in die Luft als Wasserdampf “flüchtet”
- **Evaporation ist ein abkühlender Prozess:**
 - (1) weil die Wassermoleküle mit der größten kinetischen Energie am wahrscheinlichsten “ausbrechen” und verdunsten und damit die langsameren Moleküle zurückbleiben (\rightarrow mittlere kinetische Energie des Wassers wird geringer \rightarrow Temperatur sinkt);
 - (2) Um die Verbindung zwischen Wassermolekülen aufzubrechen wird Energie benötigt, die der umgebenden Luft entzogen wird.
- Umgekehrt: **Bei Kondensation erwärmt sich die Luft!** Bei der Kondensation von Wasserdampf in Flüssigwasser wird Energie frei. Diese frei werdende Energie wird **latent Wärme** (durch Kondensationsprozess) genannt und diese erwärmt die Luft.

Phasenumwandlungen des Wassers sind mit Energieänderungen verknüpft

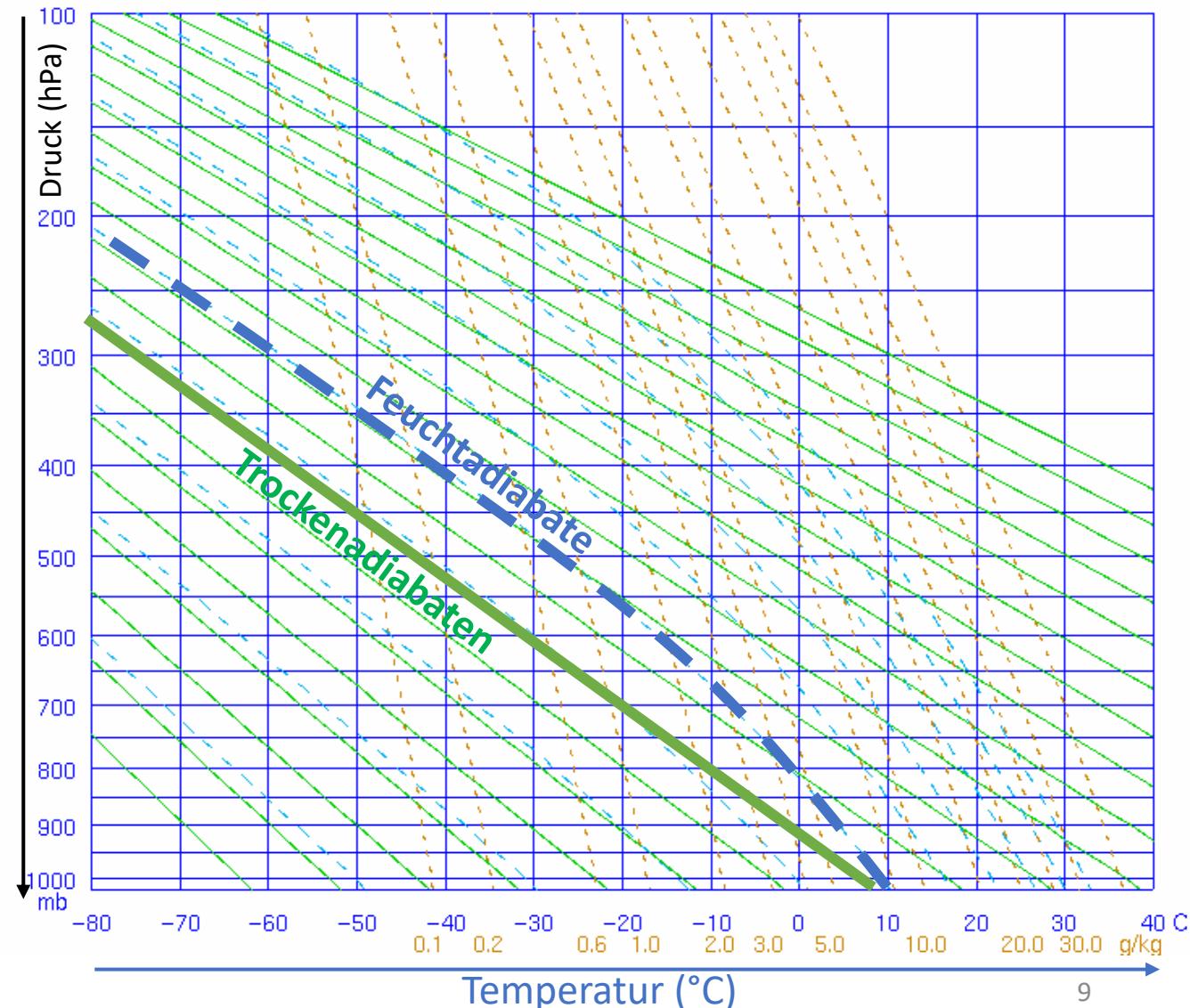
- Durch seine **Phasenübergänge** trägt Wasserdampf die Energie, die zu seiner Verdunstung bzw. zum Schmelzen von Eis benötigt werden in sich, **die latente Wärme**.
- Beim **Kondensieren** von Wasserdampf zu Wasser und beim Gefrieren von Wasser zu Eis **wird diese latente Wärme wieder freigesetzt**.
- Bei Sublimation bzw. Deposition wird die latente Wärme von beiden Phasenübergängen benötigt bzw. wieder freigesetzt.



Quelle: Bauer u. a. 2002, S. 89

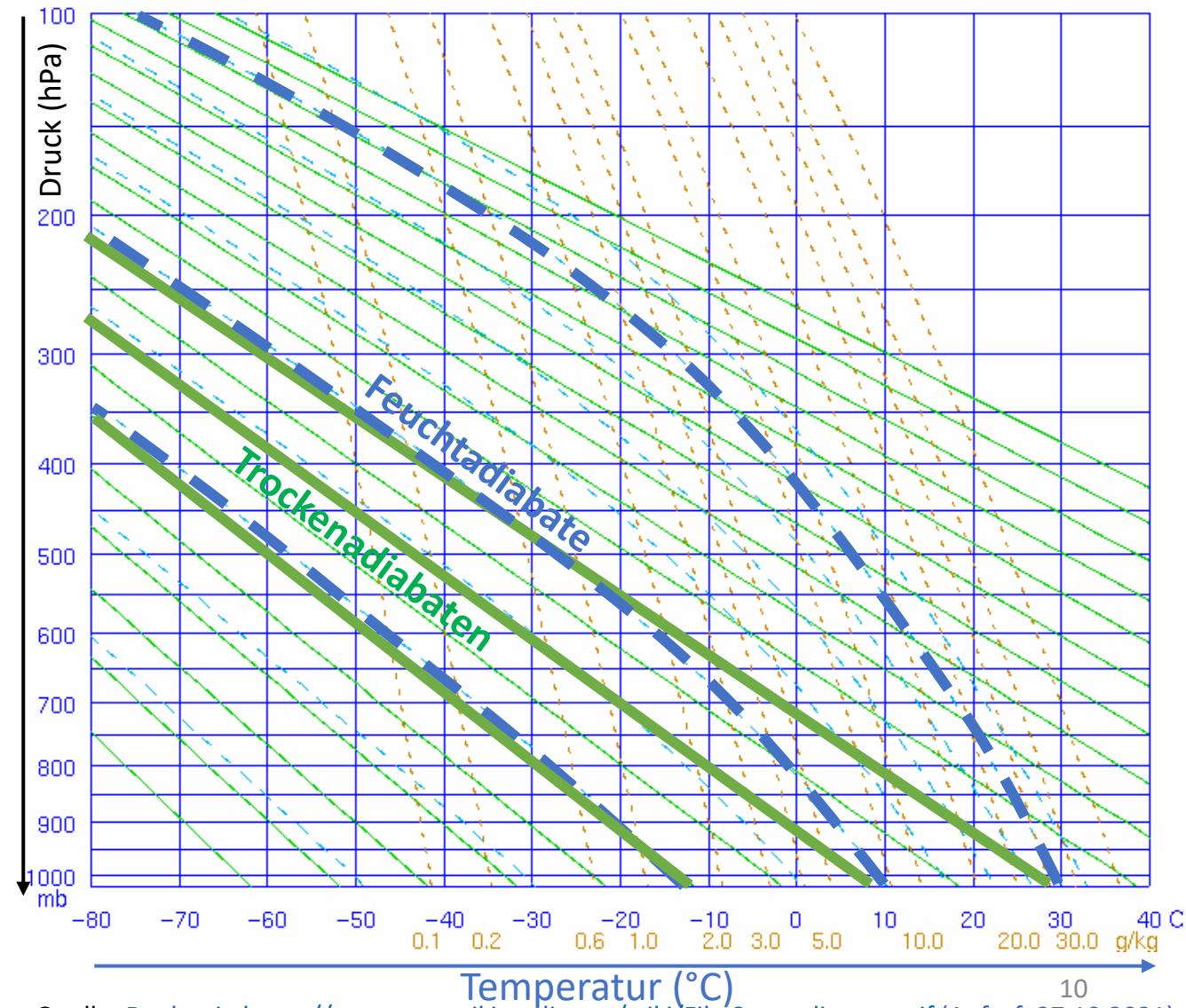
Berücksichtigung der Feuchte im thermodyn. Diagrammpapier

- Beim Aufsteigen kühlt sich ein Luftpaket ab, dabei kondensiert der enthaltene Wasserdampf und gibt latente Wärme frei.
- Das Freiwerden latenter Wärme erwärmt das Luftpaket, so dass das Luftpaket sich weniger stark abkühlt beim Aufstieg
→ Feuchtadiabaten



Berücksichtigung der Feuchte im thermodyn. Diagrammpapier

- Warme Luft kann theoretisch mehr Wasserdampf aufnehmen als kalte, daher ist die Differenz zwischen einem feuchtadiabatischen Aufstieg vom 1000 hPa Niveau bei 30°C (100% Feuchte) und einem trockenadiabatischen bei 30°C (0% Feuchte) deutlich größer als bei -10°C.
- Je höher das Paket aufsteigt umso weniger Luftfeuchte kann noch auskondensieren.
→ Trocken- und Feuchtadiabaten haben annähernd die gleiche Steigung in der oberen Atmosphäre.



Quelle: [Daelomin https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stuve-diagram.gif](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stuve-diagram.gif) (Aufruf: 27.10.2021)

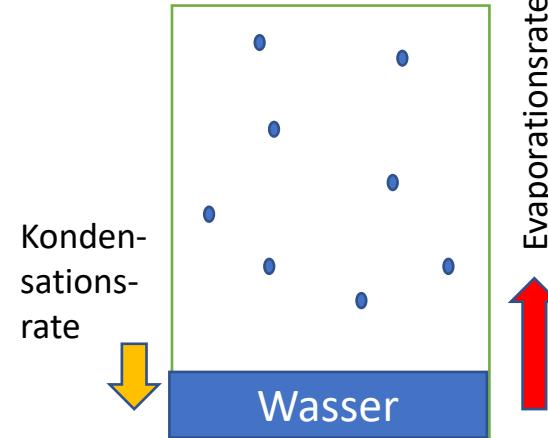
Evaporationsrate, Kondensationsrate und relative Feuchte

- Evaporation und Kondensation treten immer gleichzeitig auf (auf molekularer Ebene)!
- **Evaporationsrate** = Anzahl an Wassermolekülen, die über einer gegebenen Fläche über einen gegebenen Zeitraum verdunsten
- **Kondensationsrate** = Anzahl an Wassermolekülen, die über einer gegebenen Fläche über einen gegebenen Zeitraum kondensieren
- Je größer die Geschwindigkeit der Moleküle (und damit die Temperatur des Wassers), umso größer ist die Wahrscheinlichkeit, dass die Moleküle in die Dampfphase übergehen
→ Die Evaporationsrate ist temperaturabhängig.
- Kondensationsrate hängt von der Menge des vorhandenen Wasserdampfs ab.
- Überwiegt eine Rate der anderen, so wird die Phasenänderung sichtbar, z.B.
Kondensationsrate > Evaporationsrate → Tröpfchenbildung,
Evaporationsrate > Kondensationsrate → Verdunsten von Tröpfchen

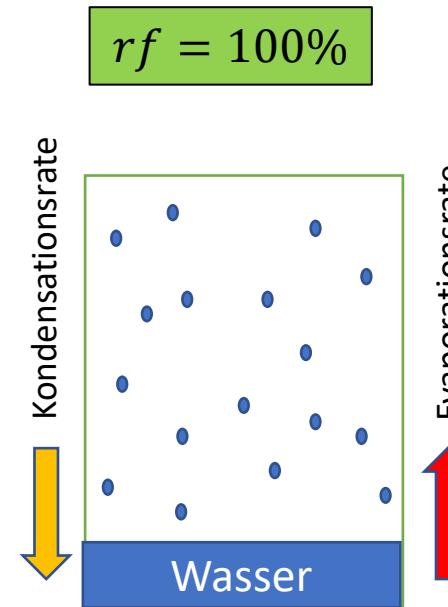
Evaporationsrate, Kondensationsrate und relative Feuchte



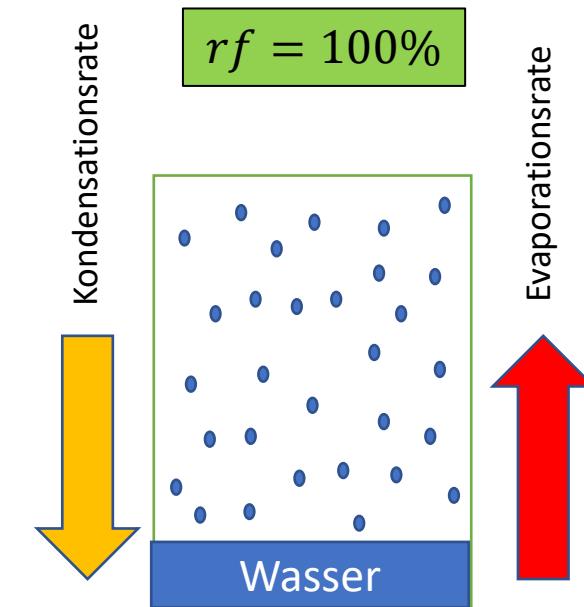
1. Start des Experiments:
Ausgangspunkt:
Container mit trockener Luft



2. Wasser hinzufügen.
Zunächst übersteigt die Evaporationsrate der Kondensationsrate (weil noch kein Wasserdampf vorhanden ist)



3. Nach einer gewissen Zeit stellt sich ein Gleichgewicht der Evaporationsrate und der Kondensationsrate ein.



4. Zusätzliches Erwärmen führt zu einer Erhöhung der Raten und einer höheren Menge von Wasserdampf in der Luft. Nach einer gewissen Zeit stellt sich wiederum ein Gleichgewicht der Evaporations- und der Kondensationsrate ein – auf einem höheren Niveau.

$$\text{Relative Feuchte} = \frac{\text{Kondensationsrate}}{\text{Evaporationsrate}} \cdot 100\%$$

Achtung: relative Feuchte (rf) trifft keine Aussage über die vorhandene Wasserdampfmenge in der Luft!

Bedeutung & Bestimmung der relativen Feuchte

- Große relative Feuchte → Kondensationsrate entspricht ungefähr der Evaporationsrate (nahe dem Gleichgewichtszustand im Experiment)
 - Geringe relative Feuchte → Evaporationsrate deutlich größer als Kondensationsrate (wie zu Beginn des Experiments)
 - **Sättigung:** entspricht einer relativen Feuchte von 100%. Die Sättigung ist temperaturabhängig! Bei relativen Feuchten $>100\%$ spricht man von Übersättigung, bei relativen Feuchten $<100\%$ von Untersättigung.
-
- Die Evaporations- und Kondensationsraten können nicht gemessen werden.
 - Bestimmung der relativen Feuchte erfolgt mit Hilfe von messbaren Größen

Meteorologische Feuchtemaße (Teil 1)

- e : **Dampfdruck** (Einheit: hPa) -- Partialdruck des Wasserdampfs; es ist $e = \rho_w R_w T$ mit $R_w = R/M_w = 461 \text{ J/(kgK)}$: spezifische Gaskonstante des Wasserdampfs
- ρ_w : **absolute Feuchte** (Einheit: kg/m³) – Wasserdampfgehalt der Luft in kg Wasserdampf pro Kubikmeter Luft.

Es existiert ein „maximaler“ Dampfdruck $e_S = e_S(T)$, der sog. **Sättigungsdampfdruck**, der mit der Temperatur stark ansteigt! (**Clausius-Clapeyron-Gleichung bzw. empirische Magnus-Formel**). Die relative Feuchte kann auch mit dem Dampfdruck berechnet werden:

$$rf = 100 \cdot \frac{e}{e_S} \text{ (in \%)} \quad (1)$$

Empirische Magnusformel zur Berechnung des Sättigungsdampfdrucks

- Magnus-Formel zur Berechnung des **Sättigungsdampfdrucks über einer ebenen Wasserfläche reinen Wassers** mit ϑ in °C (Index w steht für Wasser):

$$e_{S,w} = 6,1078 \text{ hPa} \cdot \exp\left(\frac{17,2693882 \cdot \vartheta}{237,29^\circ C + \vartheta}\right) \quad \text{Für } -40^\circ C \leq \vartheta \leq 50^\circ C$$

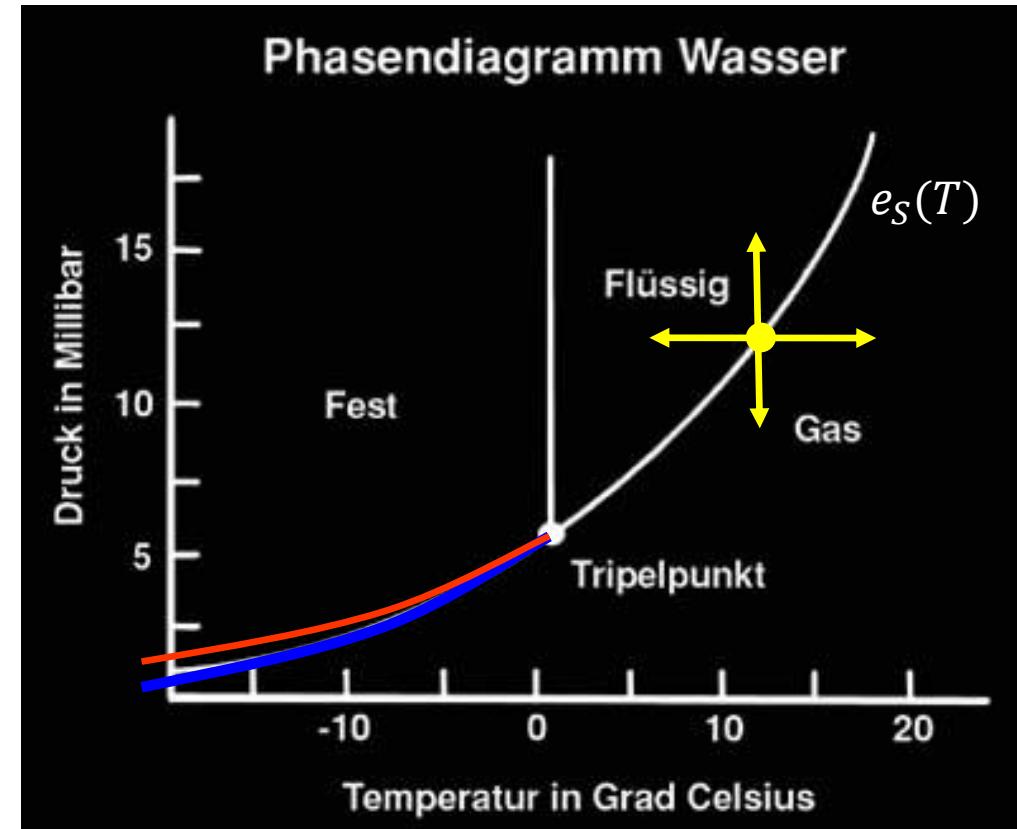
- Magnus-Formel zur Berechnung des **Sättigungsdampfdrucks über einer ebenen Eisfläche** mit ϑ in °C (Index i steht für „ice“):

$$e_{S,i} = 6,1078 \text{ hPa} \cdot \exp\left(\frac{21,8745584 \cdot \vartheta}{265,49^\circ C + \vartheta}\right) \quad \text{Für } -80^\circ C \leq \vartheta \leq 0,01^\circ C$$

Sättigungsdampfdruck über Eis $e_{S,i}$ ist niedriger als über einer gleich temperierten Oberfläche unterkühlten Wassers, da die größeren Anziehungskräfte zwischen den Molekülen im Eiskristall diese stärker binden und ein Gleichgewicht bei niedrigerem Dampfdruck bewirken.

Phasendiagramm des Wasserdampfes

- Nur auf den Kurven können zwei Phasen im Gleichgewicht koexistieren.
- Am Tripelpunkt können alle drei Phasen koexistieren, bei **6.11 hPa , 0.0099°C**.
- Liegt der Dampfdruck der Luft unterhalb der Dampfdruckkurve, so wird eine Wasser- oder Eisfläche netto ständig Wasser bzw. Eis verdunsten und daher das Eis oder Wasser mit der Zeit verschwinden.
- **Blaue Kurve: Gleichgewicht zwischen Eis und Wasserdampf**
- **Rote Kurve: Gleichgewicht zwischen unterkühltem Wasser und Wasserdampf**
- Der vollständige Phasenübergang Wasser↔Wasserdampf erfolgt durch
 - Abkühlung/Erwärmung oder durch
 - Zufuhr/Abfuhr von Wasserdampf (**gelbe Pfeile**)



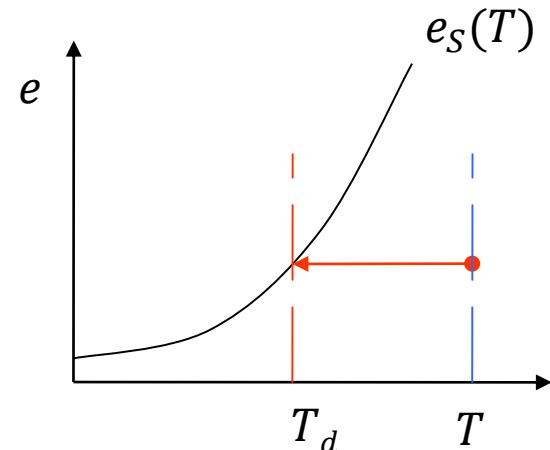
Man erkennt im Phasendiagramm deutlich die Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdrucks!

Meteorologische Feuchtemaße (Teil 2): Taupunkt T_d

Der Taupunkt T_d ist die Temperatur, deren Sättigungsdampfdruck über Wasser $e_{S,w}(T_d)$ gleich dem herrschenden Dampfdruck e ist, also $e = e_{S,w}(T_d)$.

- Eine Abkühlung eines Luftpaketes mit dem konstanten Dampfdruck e führt zur Sättigung bzw. Kondensation.
- Ist der Taupunkt T_d (oder ϑ_d in °C) bekannt, kann der aktuelle Dampfdruck e mittels der Magnus-Formel (über Wasser) berechnet werden

$$e = 6,1078 \text{ hPa} \cdot \exp\left(\frac{17,2693882 \cdot \vartheta_d}{237,29^\circ\text{C} + \vartheta_d}\right)$$



Entsprechend gibt es auch einen Gefrierpunkt T_g (oder ϑ_g in °C), der durch die niedrigere Lage der Dampfdruckkurve (siehe Phasendiagramm) bereits bei höheren Temperaturen erreicht wird.

Meteorologische Feuchtemaße (Teil 2)

- q : **Spezifische Feuchte** (Einheit: kg/kg) -- Verhältnis der Masse des Wasserdampfes zur Gesamtmasse der feuchten Luft, es ist $q \approx 0,622 \frac{e}{p}$ mit e : Dampfdruck und p : Luftdruck (s. Anhang für die exakte Formel!)
- r : **Mischungsverhältnis** (Einheit: kg/kg) -- Verhältnis der Masse des Wasserdampfes zur Gesamtmasse der trockenen Luft. Es gilt: $r \geq q$. Aber $r \approx q$ (s. Anhang)
- rf : **Relative Feuchte** (Einheit: %) mit $rf = 100 \cdot \frac{q}{qs} = 100 \cdot \frac{m}{ms}$ (in %) wobei Index „S“ für die Werte bei Sättigung steht. Beachte die Temperaturabhängigkeit der Werte bei Sättigung.

Was braucht man, damit Wolken entstehen?

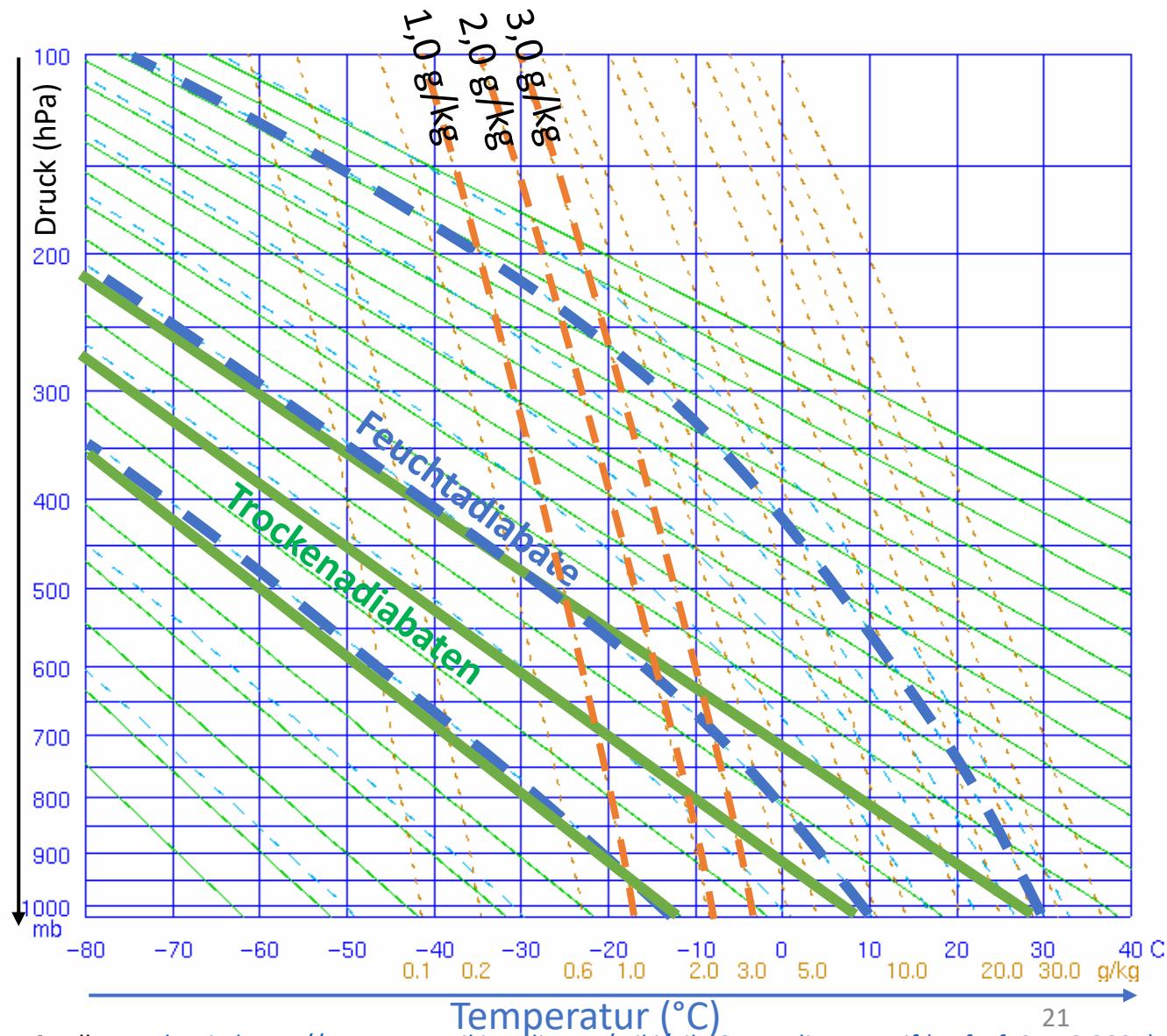
- **Feuchtigkeit** (Wasserdampf in der Luft vorhanden?)
- **Aerosole** (dienen als Wolkentropfenkondensationskeime, ohne Kondensationskeime kann die Luft stark übersättigt werden: 300-400% relative Feuchte bevor Tröpfchen entstehen)
- **Abkühlung** (reduziert die Evaporationsrate, da die kinetische Energie der Moleküle geringer wird, wird typischerweise durch das Aufsteigen von Luftpaketen realisiert → Aufsteigen→Ausdehnen des Luftpakets →Abkühlung→Überwiegen der Kondensationsrate möglich)
- Bei Wolkenbildung/in Wolken beobachtet man eine leichte Übersättigung der Luft (leicht heißt z.B. 100,2%), also eine Netto-Kondensation.

Wann kondensiert Wasserdampf beim vertikalen Aufstieg von Luft?

- Wann bzw. in welcher Höhe Wasserdampf kondensiert und sich Wolken bilden können, hängt vom Wassergehalt des aufsteigenden Luftpakets ab!
- Solange das Paket trockenadiabatisch aufsteigt und nicht ausregnet, behält es seinen Wassergehalt bei!
- Der Wassergehalt kann z.B. durch das Mischungsverhältnis angegeben werden.

Mischungsverhältnis eines Luftpakets im Stüve-Diagramm

- Linien gleichen Sättigungs-mischungsverhältnisses = orange, gestrichelte Linien
- Luftpakete, die aufsteigen und dabei nicht ausregnen, behalten ihr Mischungs-verhältnis beim Aufstieg bei!

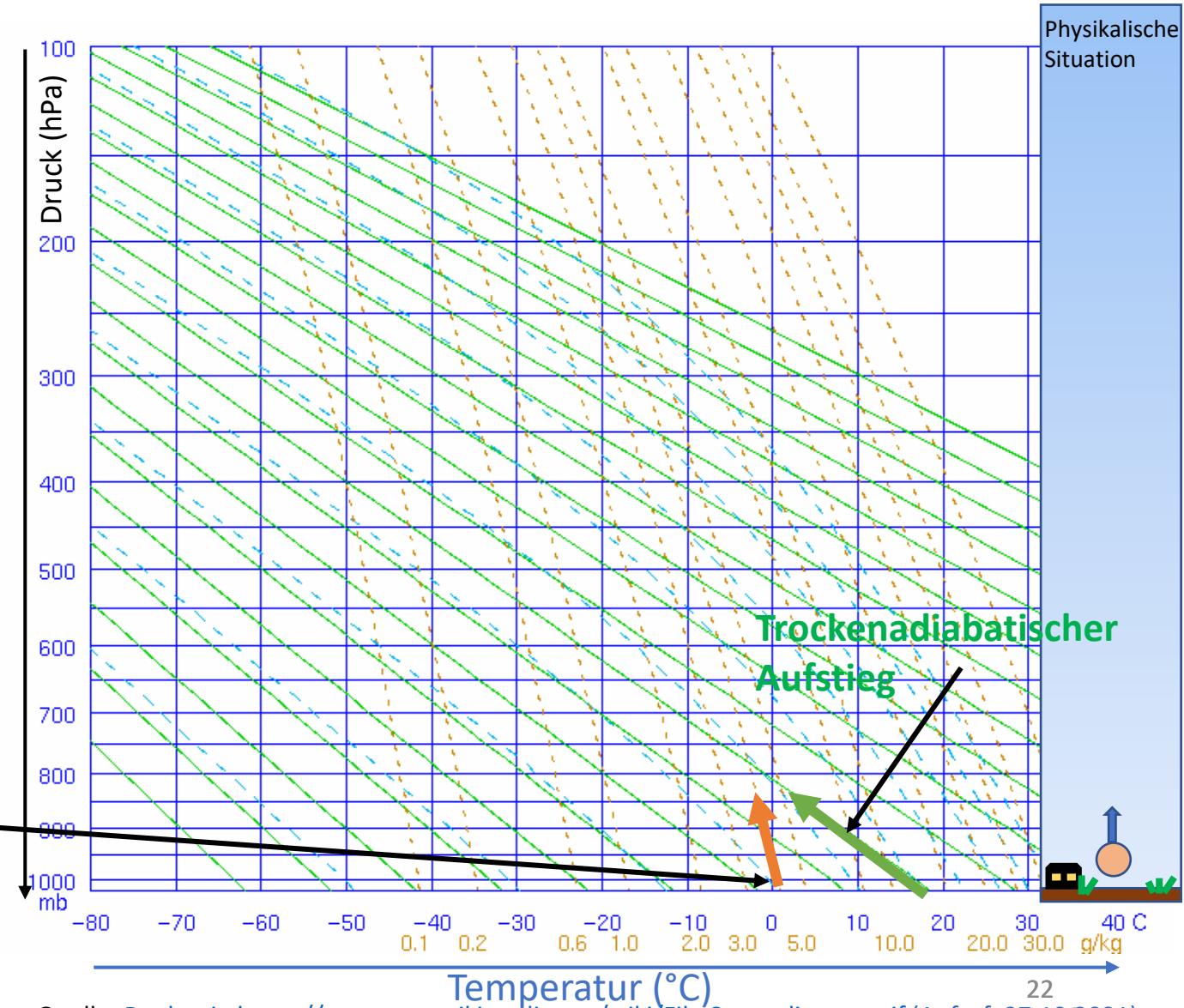


Quelle: Daelomin <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stuve-diagram.gif> (Aufruf: 27.10.2021)

Vertikalaufstieg eines Luftpakets im Stüve-Diagramm

- Beispiel: Ein Luftpaket mit einer Temperatur von 18°C in 1000 hPa und einer Feuchte von 4 g/kg (Mischungsverhältnis) steige vertikal auf.

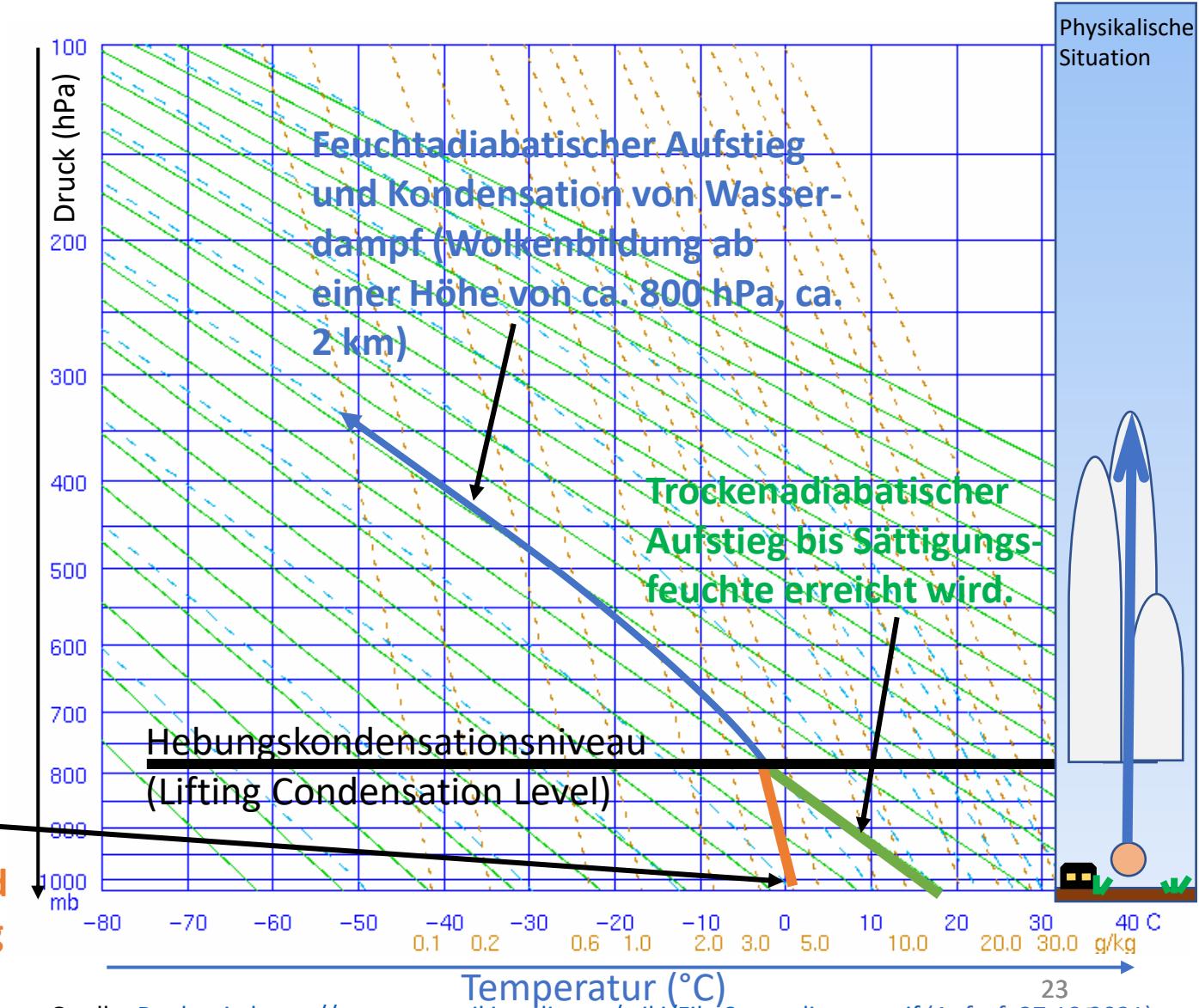
Das Paket habe am Boden eine Mischungsverhältnis von 4 g/kg. Die Feuchte wird beim adiabatischen Aufstieg „mitgenommen“



Vertikalaufstieg eines Luftpakets im Stüve-Diagramm

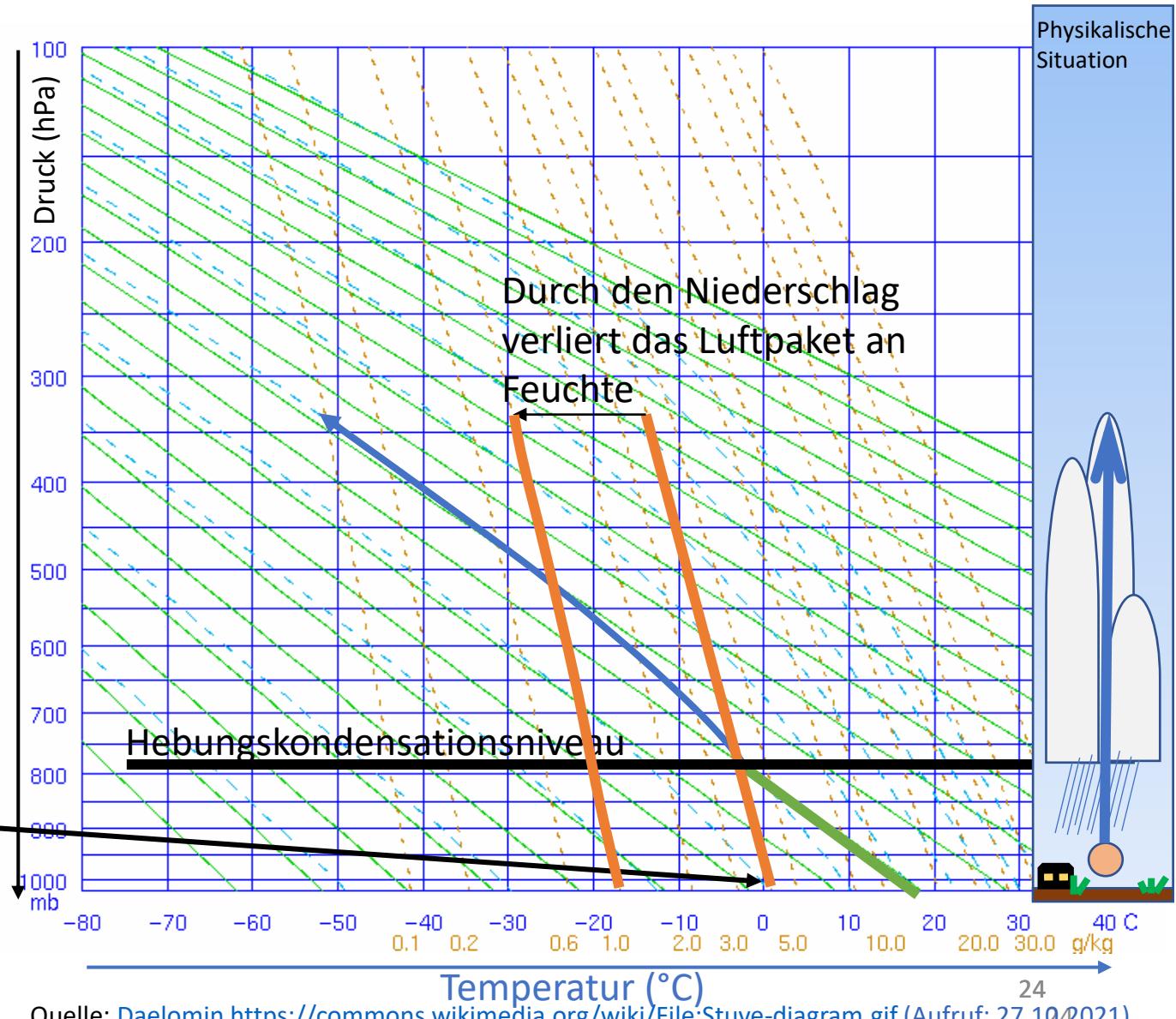
- Beispiel: Ein Luftpaket mit einer Temperatur von 18°C in 1000 hPa und einer Feuchte von 4 g/kg (Mischungsverhältnis) steige vertikal auf.

Das Paket habe am Boden eine Mischungsverhältnis von 4 g/kg. Die Feuchte wird beim adiabatischen Aufstieg „mitgenommen“



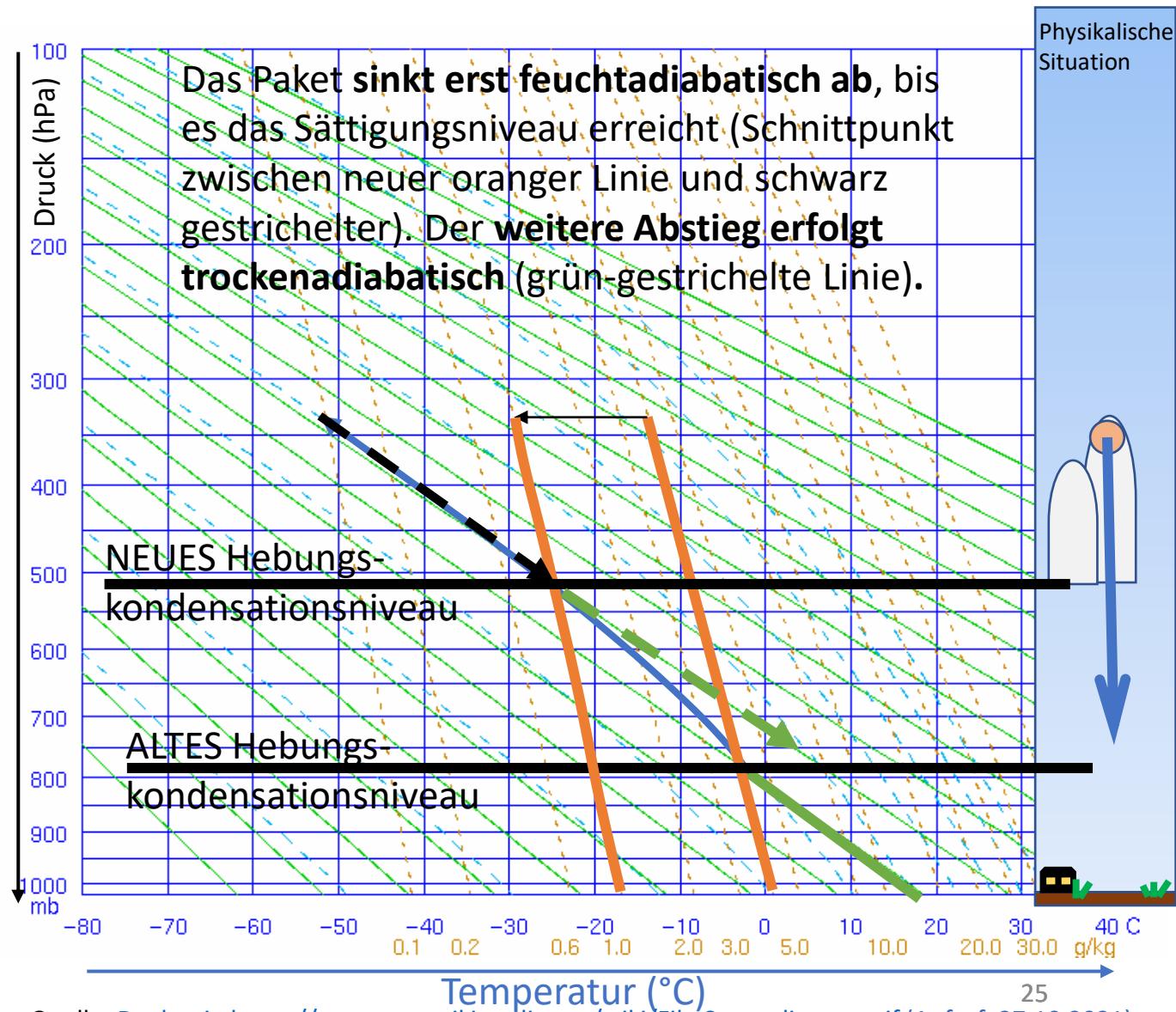
Vertikalaufstieg eines Luftpakets im Stüve-Diagramm

- Beispiel: Ein Luftpaket mit einer Temperatur von 18°C in 1000 hPa und einer Feuchte von 4 g/kg (Mischungsverhältnis) steige vertikal auf.
- Annahme, die Wolke regnet und das Luftpaket verliert dabei 3 g/kg Feuchte,
Das Paket habe am Boden eine Mischungsverhältnis von 4 g/kg. Die Feuchte wird beim adiabatischen Aufstieg „mitgenommen“



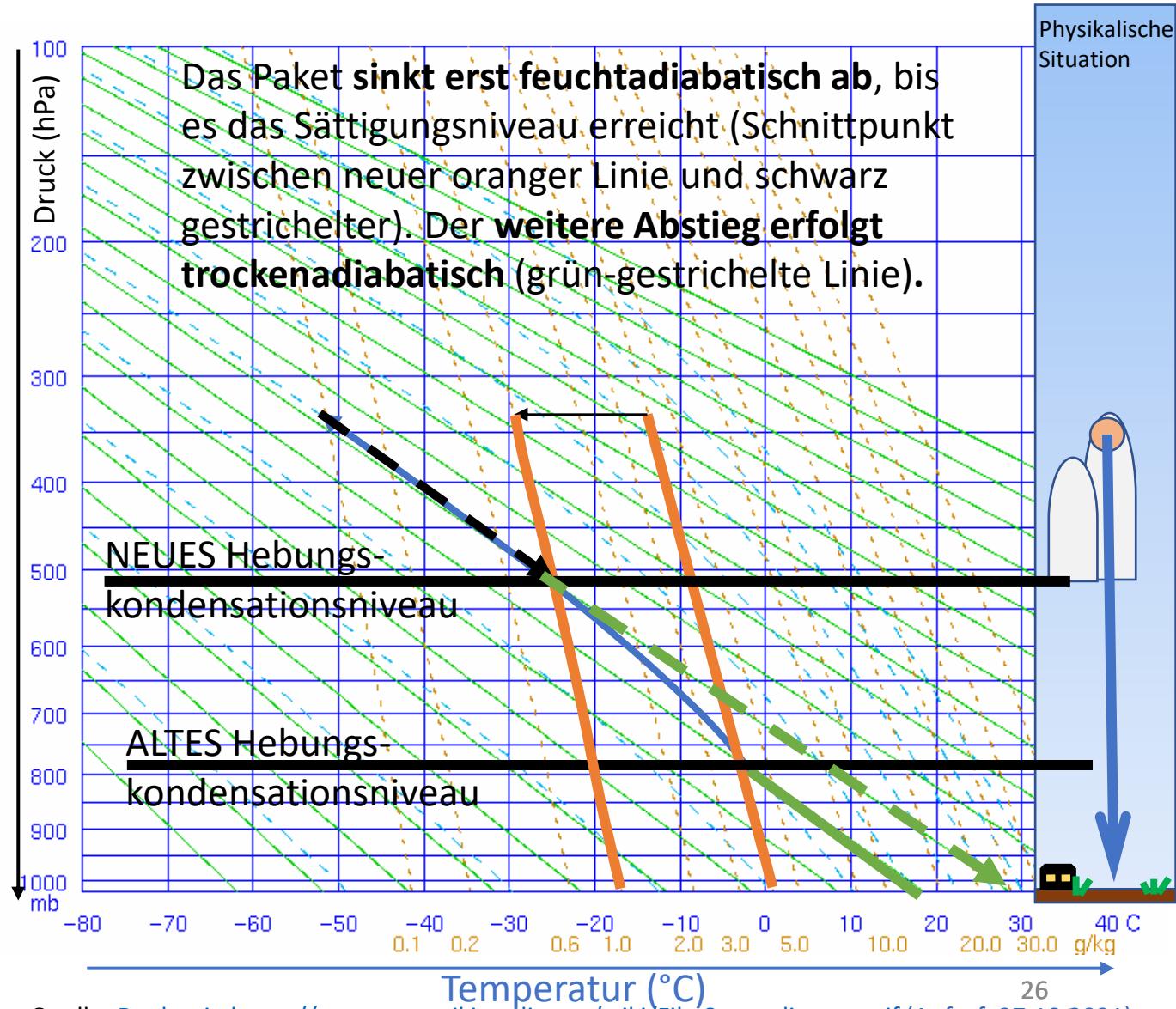
Vertikalaufstieg eines Luftpakets im Stüve-Diagramm

- Beispiel: Ein Luftpaket mit einer Temperatur von 18°C in 1000 hPa und einer Feuchte von 4 g/kg (Mischungsverhältnis) steige vertikal auf.
- Annahme, die Wolke regnet und das Luftpaket verliert dabei 3 g/kg Feuchte
- Das Paket sinke nun wieder ab.

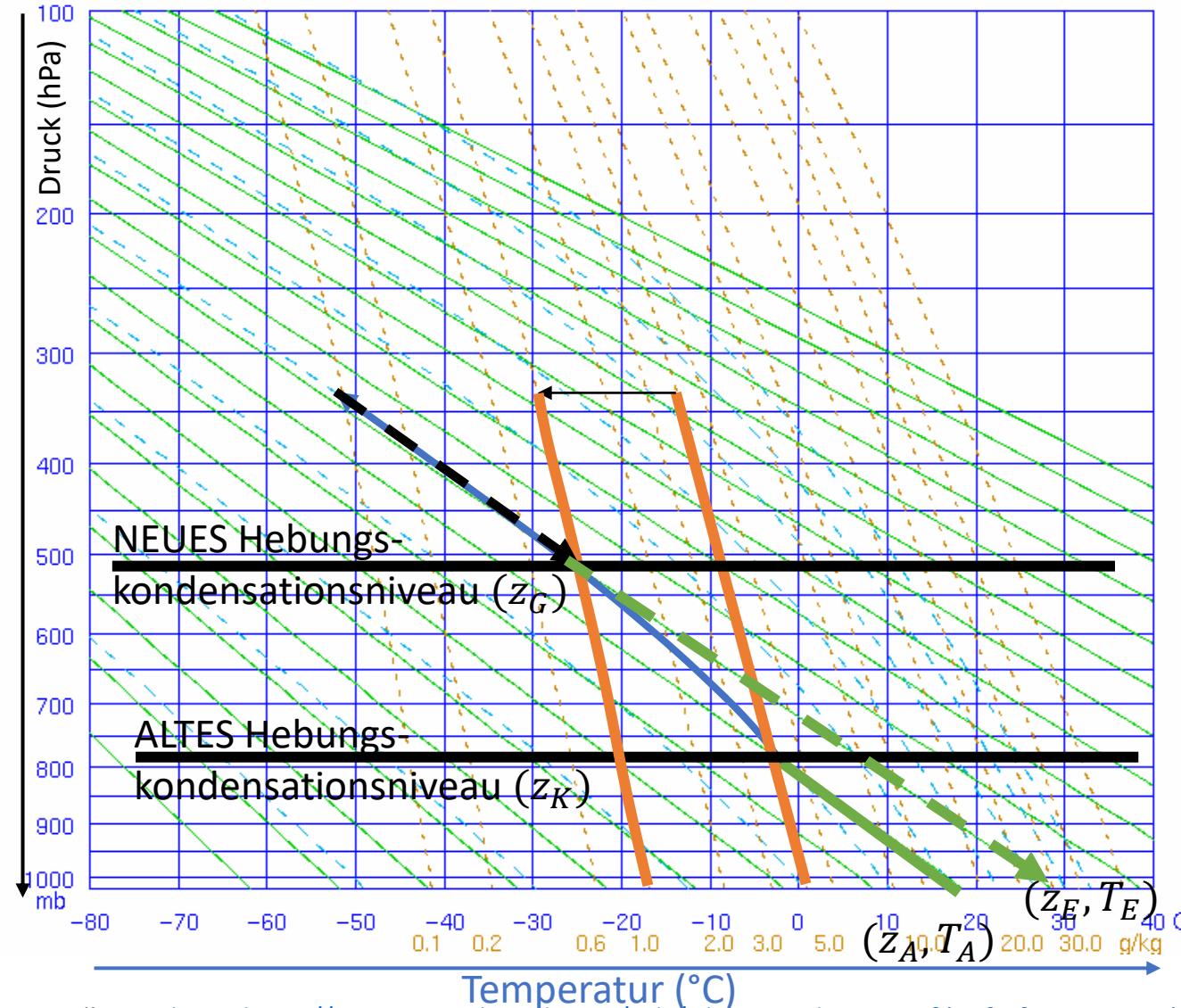


Vertikalaufstieg eines Luftpakets im Stüve-Diagramm

- Beispiel: Ein Luftpaket mit einer Temperatur von 18°C in 1000 hPa und einer Feuchte von 4 g/kg (Mischungsverhältnis) steige vertikal auf.
- Annahme, die Wolke regnet und das Luftpaket verliert dabei 3 g/kg Feuchte
- Das Paket sinke nun wieder ab.
- Erreicht das Paket wieder den Boden, so ist seine Temperatur dort wärmer als zu Beginn des Aufstiegs (ca. 30°C)



Beispiel: Föhneffekt



Quelle: Daelomin <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stuve-diagram.gif> (Aufruf: 27.10.2021)

Physikalische
Situation

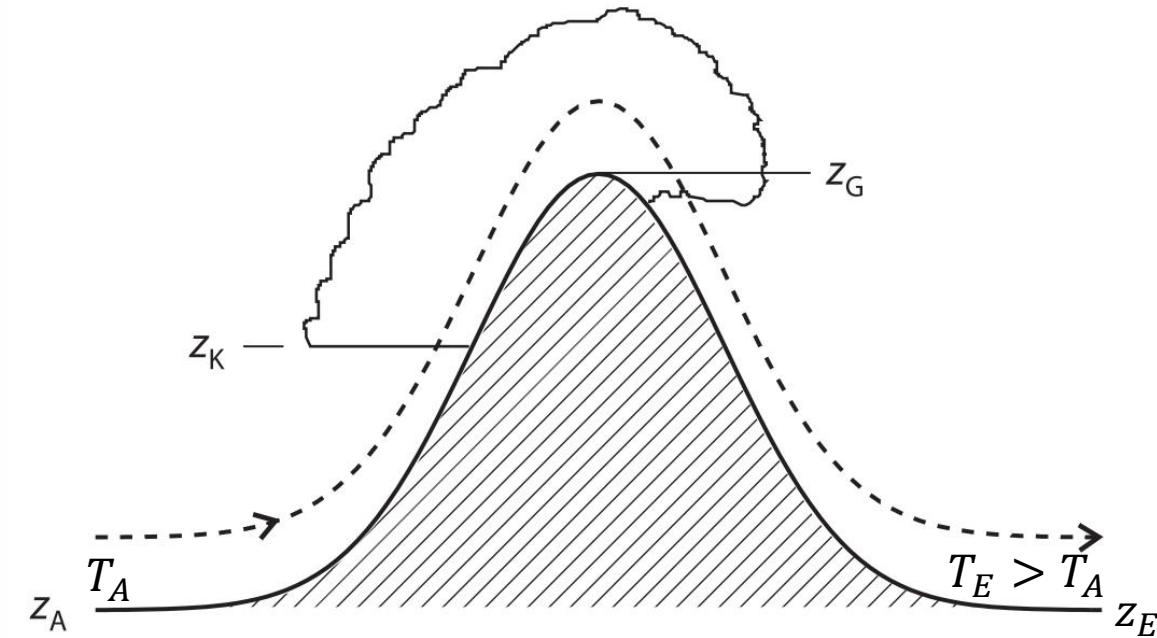
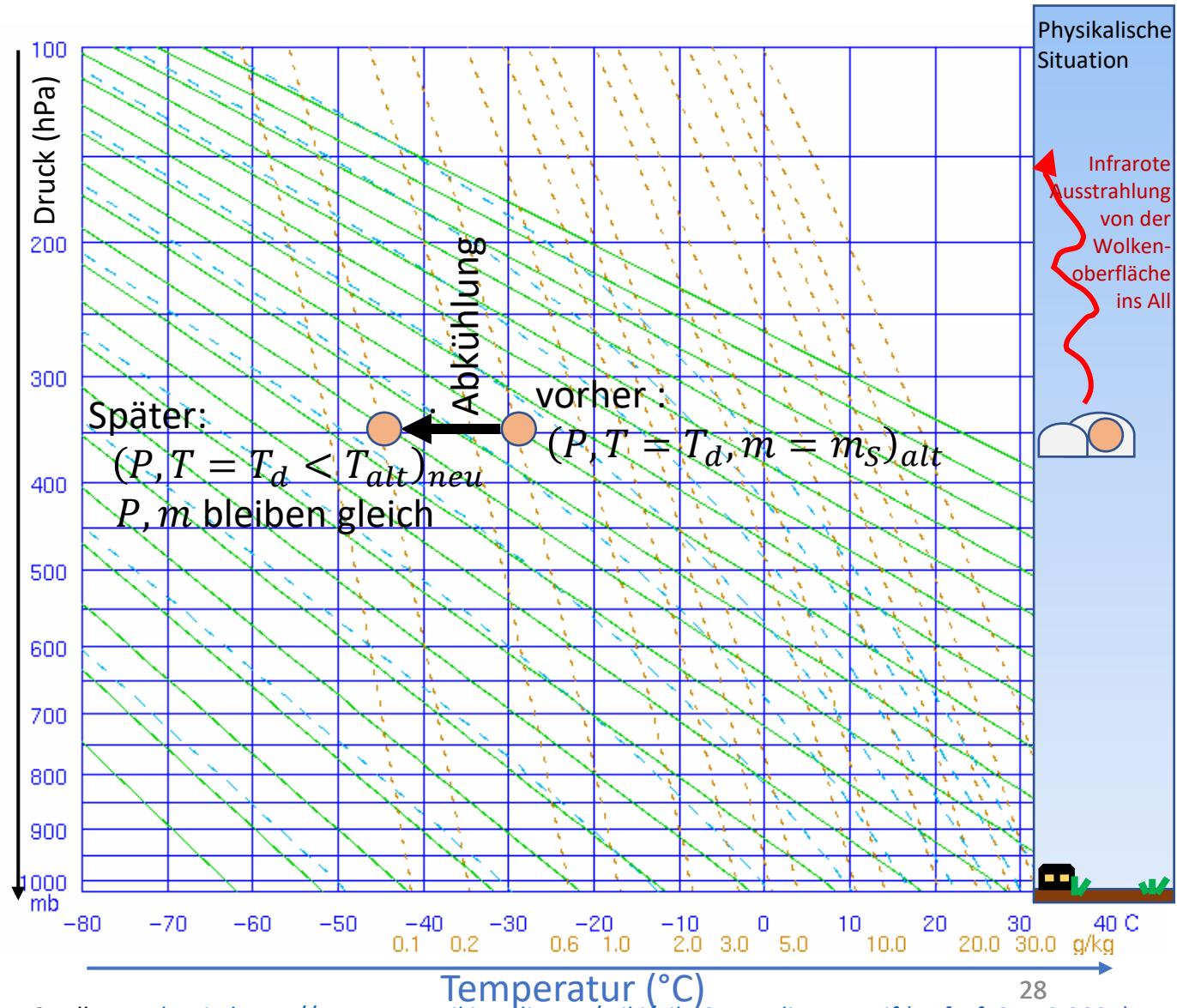


Bild 13.4. Einfache Vorstellung einer Bergüberströmung zur Erklärung des Föhneffektes

Quelle: Kraus (2004, Kapitel 13.4)

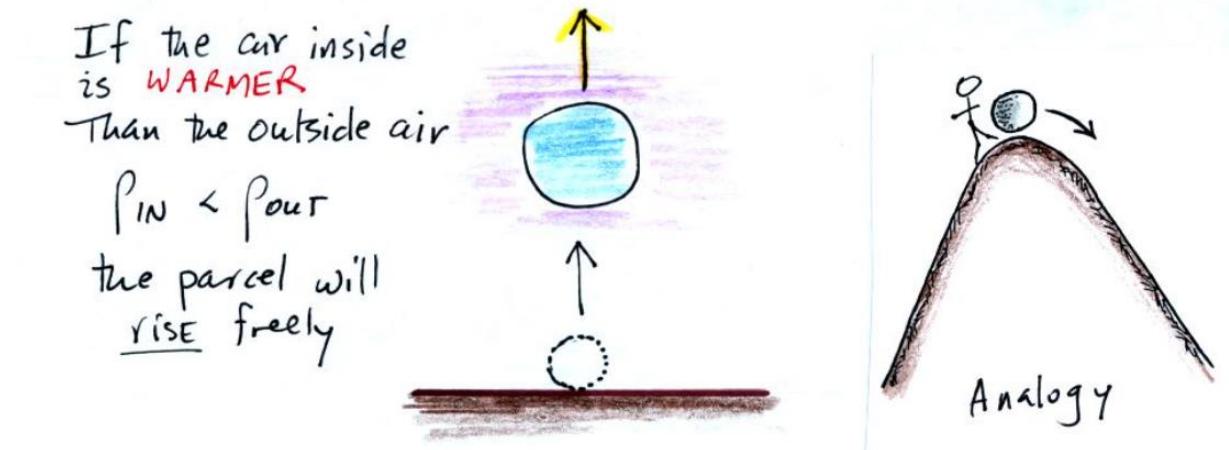
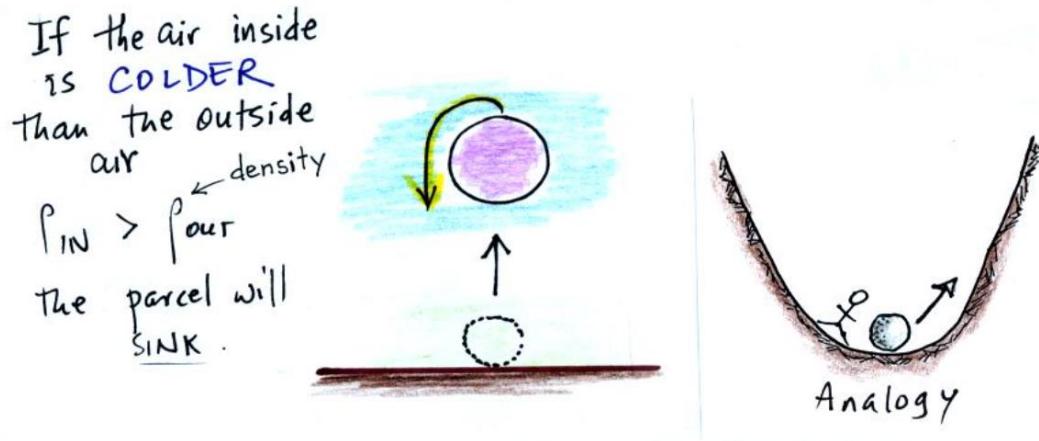
Strahlungsbedingtes Kühlen/Heizen berücksichtigen

- Beispiel: Auskühlung des Luftpaketes durch Austrahlung
- Im thermodynamischen Diagrammpapier kennzeichnet man den Zustand mit einem Punkt (dem Zustandsvariablen zugeordnet werden)



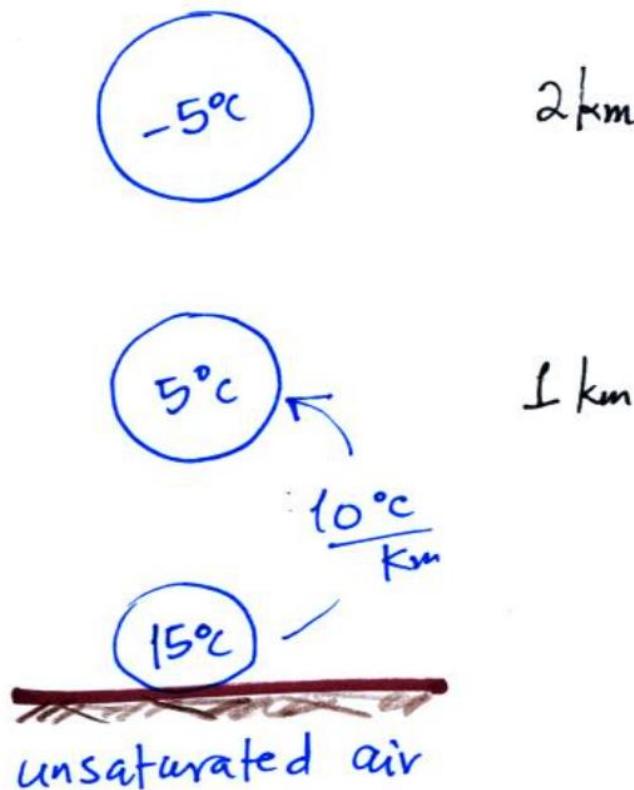
Frage: Woher weiß man, ob Wolken entstehen können und wie hoch diese werden?

- Ob und wie hoch ein Luftpaket aufsteigen kann hängt von der Umgebungstemperatur ab → Vergleich mit Umgebung!

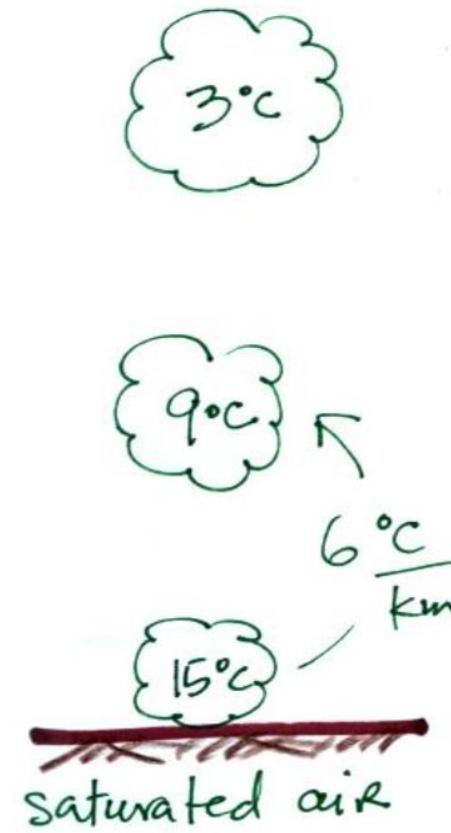


- Ein Paket sinkt ab, wenn es kälter als die Umgebung ist.
- Ein Paket steigt immer dann weiter auf, wenn es wärmer (und damit weniger dicht) ist als die Umgebung.
- Eine dritte Möglichkeit ist die neutrale Schichtung, bei der die Temperatur des Luftpakets genau der der Umgebungsluft entspricht. Das Luftpaket würde dann in der Höhe liegen bleiben, in die es gehoben wurde.

Trockenadiabatischer und feuchtadiabatischer Temperaturgradient (Lapse rate)

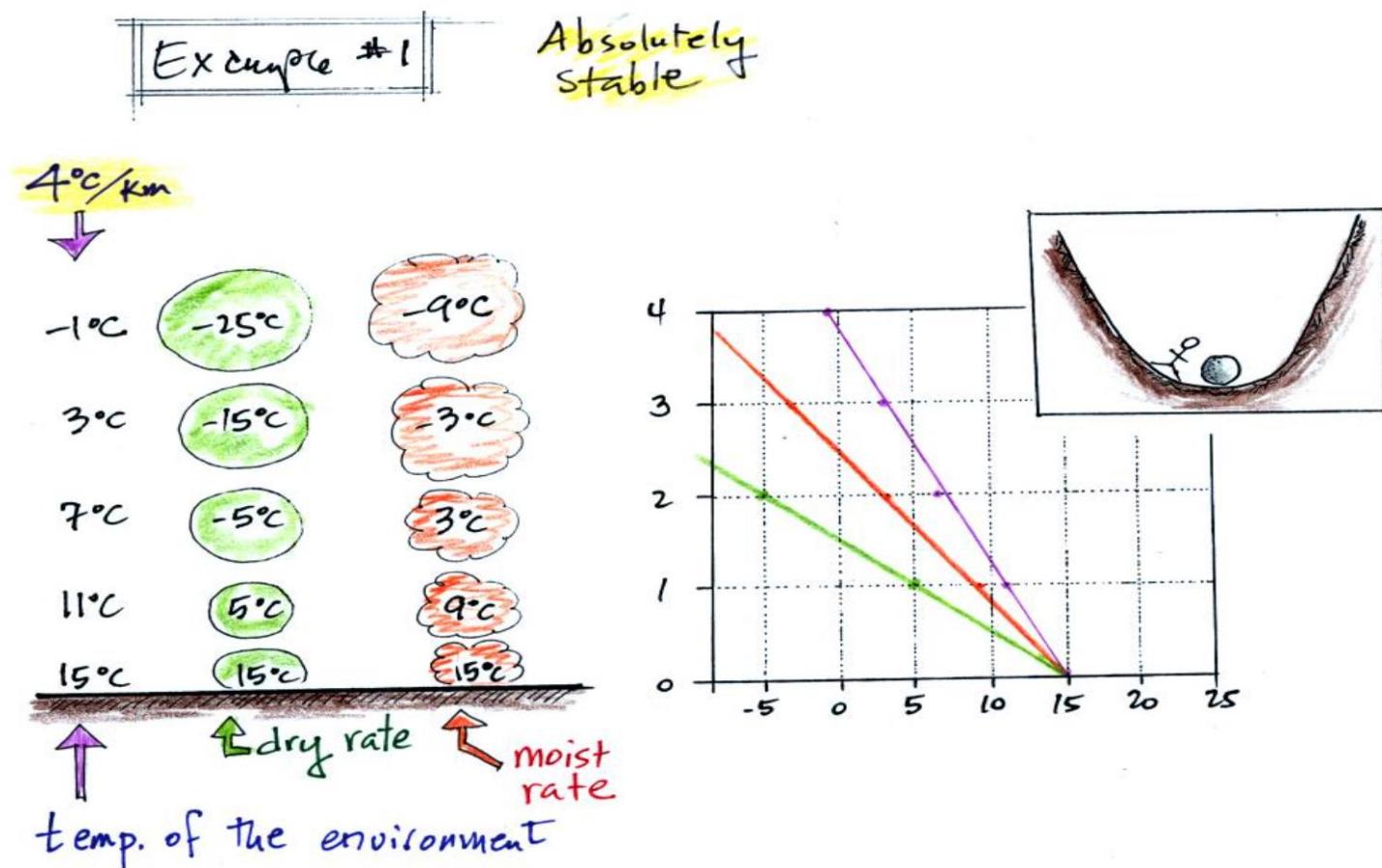


Trockenadiabatische
Lapse rate = 10 K/km

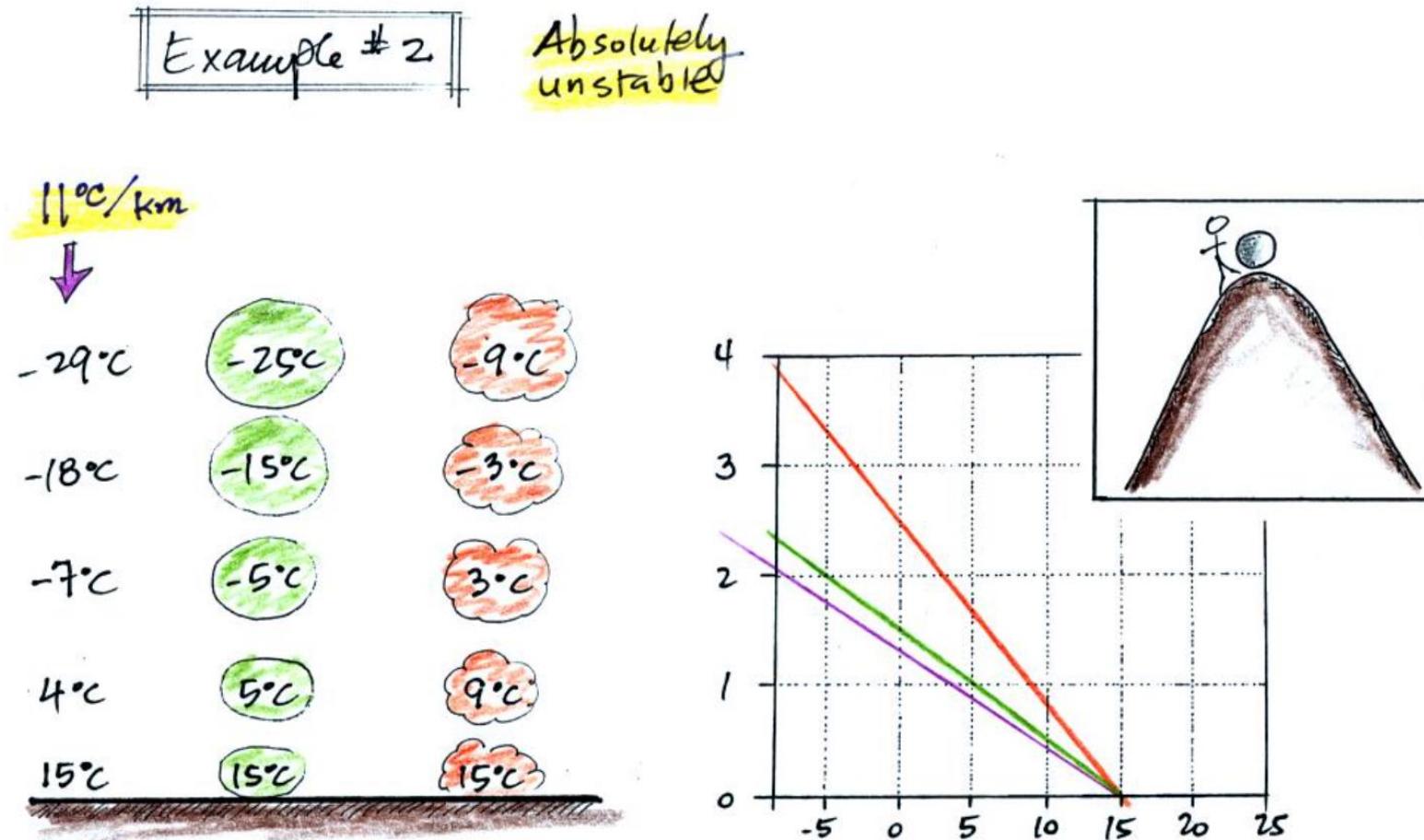


Feuchtadiabatische
Lapse rate = 6 K/km

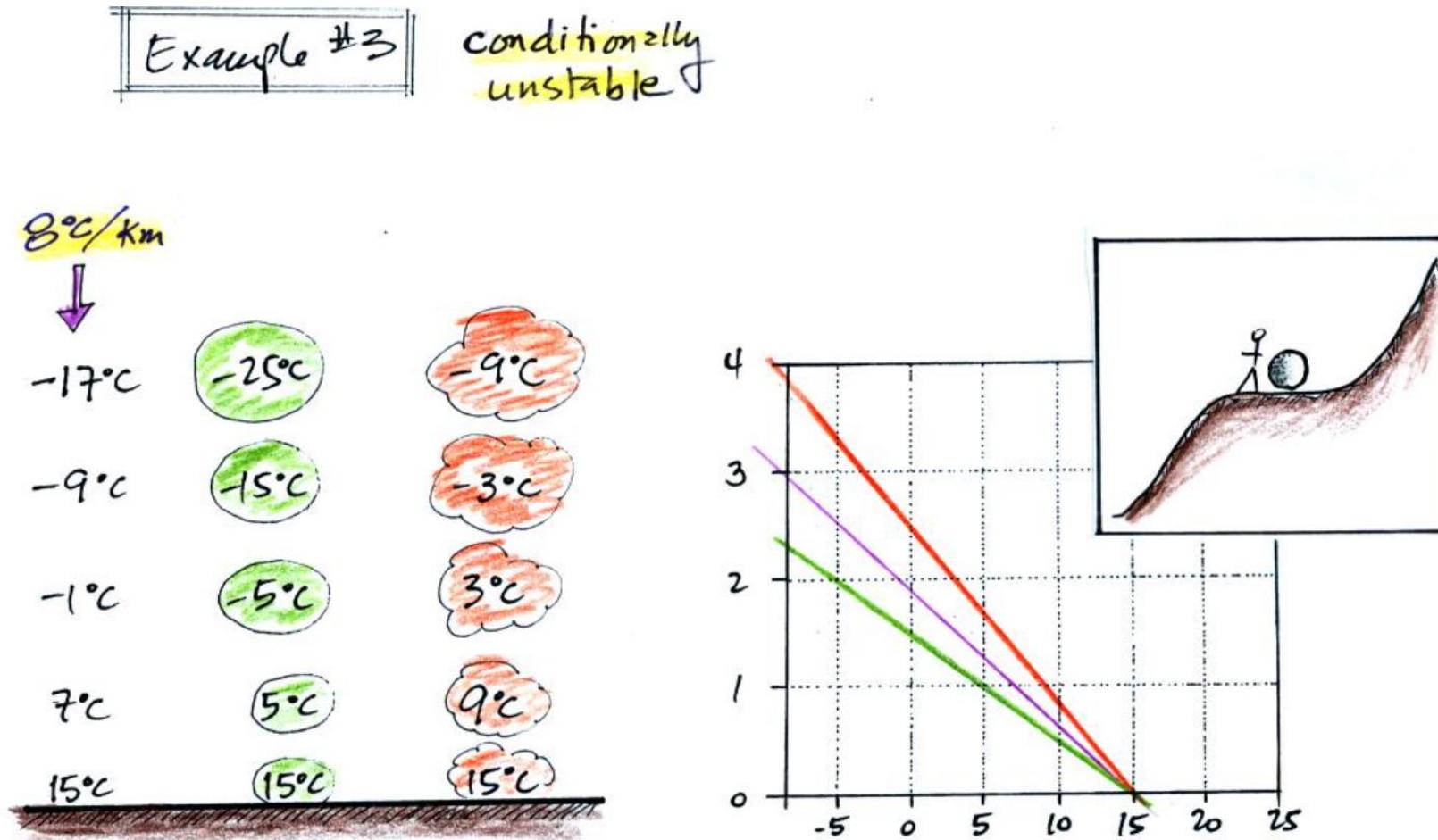
Stabilität (1) – absolut stabil



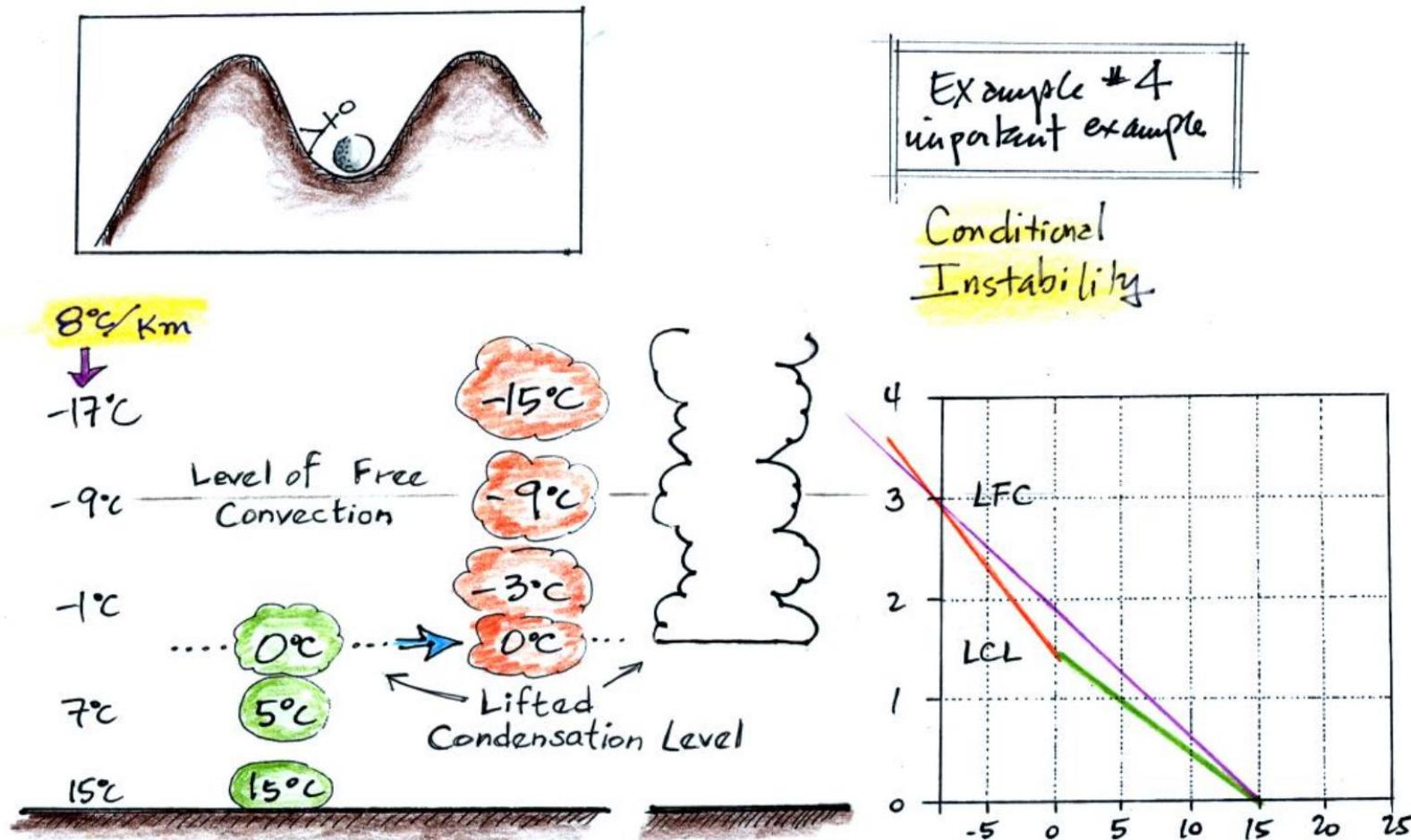
Stabilität (2) – absolut instabile



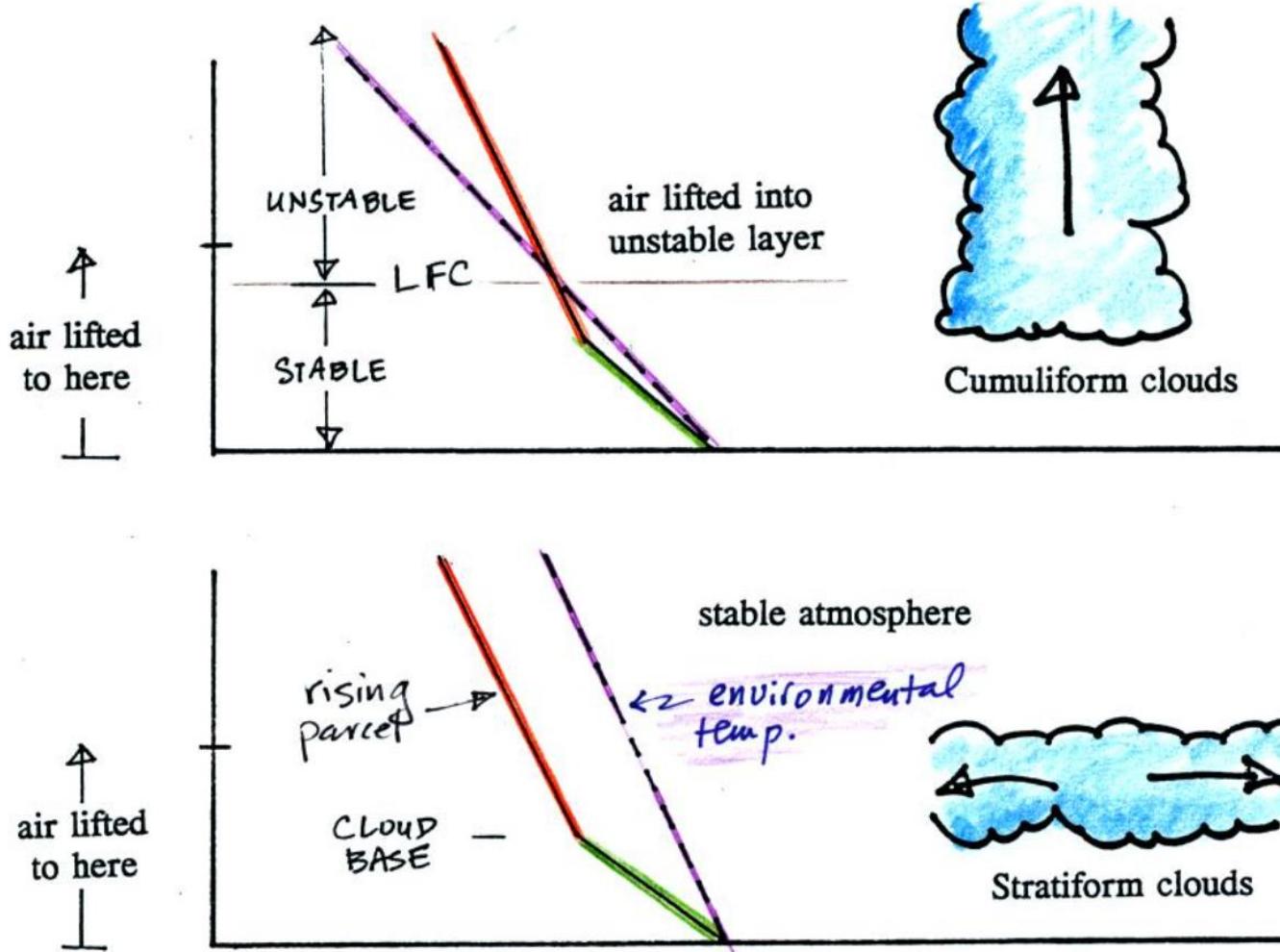
Stabilität (3) – conditionally unstable



Stabilität (4) – conditionally unstable



Stabilität und Wolkenbildung

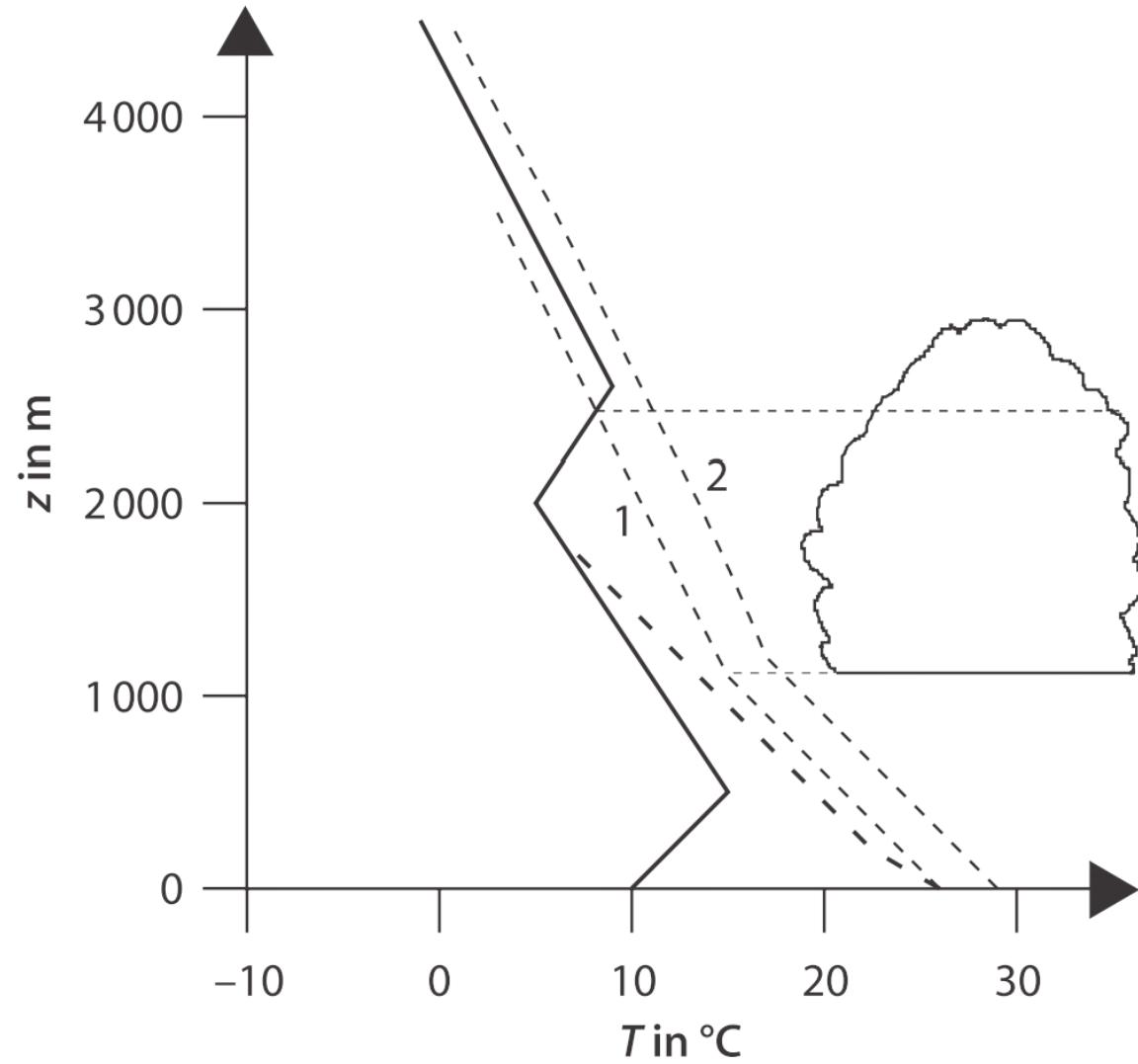


Tagesgang des Temperaturprofils und Bildung einer Cumuluswolke

Inversion: Umgebungstemperatur nimmt mit der Höhe zu (**stabile Schichtung**):

$$\frac{dT}{dz} > 0$$

Bild 13.2. Zur Entstehung einer Cumulus-Wolke. Die Temperaturschichtung am frühen Morgen ist *dicke ausgedehnt*. Bis zum Mittag hat sich der untere Teil (*dick, lang gestrichelt*) durch Erwärmung und Mischung verändert. Luft mit der Temperatur, die unmittelbar am Erdboden herrscht, steigt um diese Zeit nach *Kurve 1* auf; sie ist wegen der abgehobenen Inversion nur bis etwa 2500 m wärmer als ihre Umgebung, kann aber die skizzierte Wolke bilden. Luft höherer Temperatur könnte entsprechend der *Aufstiegskurve 2* bei gleicher Schichtung bis über 4000 m Höhe hinaus wärmer als die Umgebung sein



Quelle: Kraus (2004, Kap. 13.2)

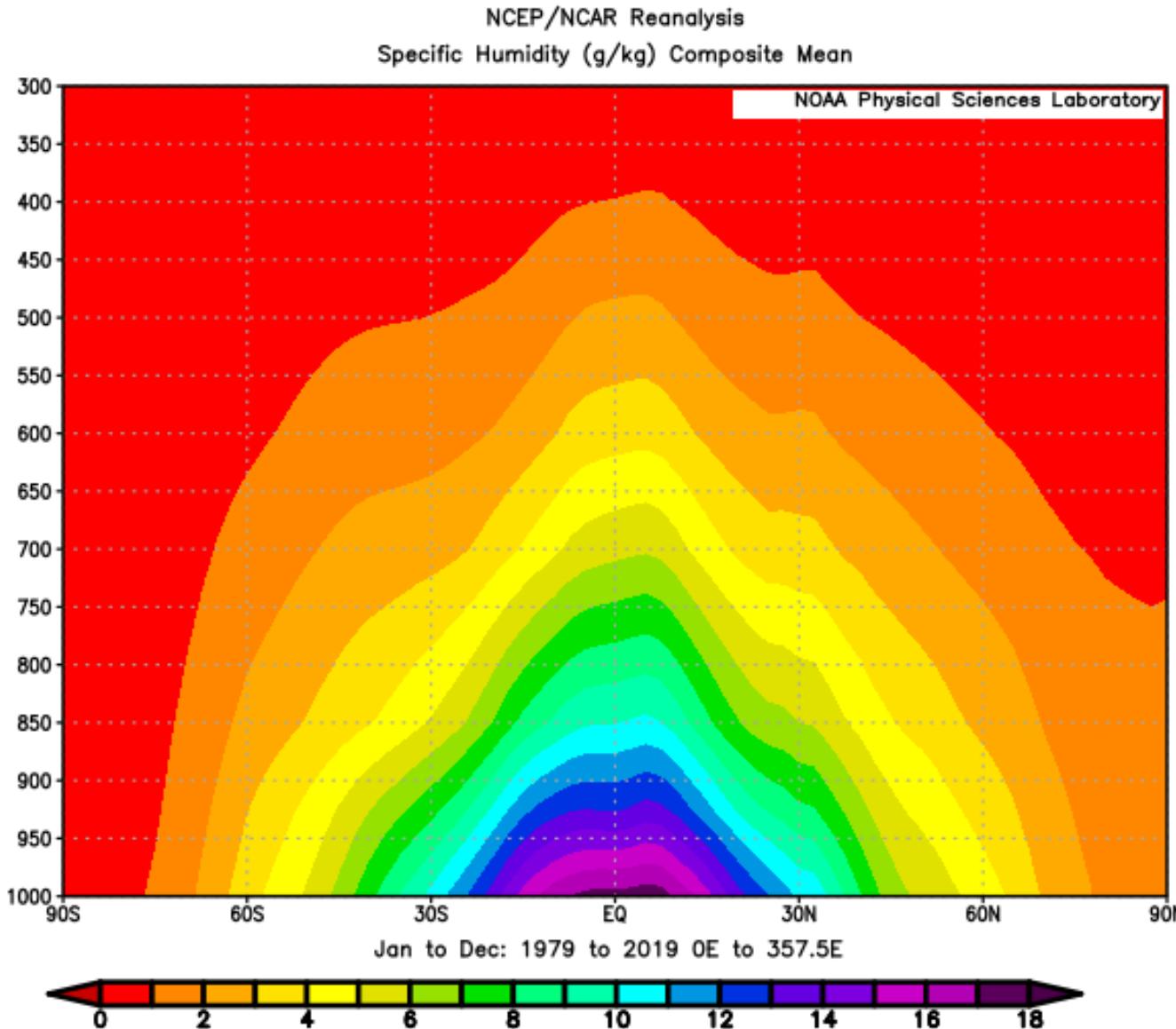
Zusatz: Bedeutung der Luftfeuchte im globalen Wasserkreislauf



Bedeutung der Luftfeuchte im globalen Scale

- Durch die möglichen Phasenübergänge ist insbesondere der **Wasserdampftransport** immer auch ein verdeckter (latenter) **(Wärme-) Energietransport**.
- Die **Freisetzung latenter Wärme** bei Kondensation, Deposition und Gefrieren ist ein wesentlicher **Antrieb für viele atmosphärische Prozesse**, z.B.
 - Hadley-Zirkulation der Tropen
 - tropische Zyklonen (vorwiegend)
 - Zyklonen der Mittelbreiten (ca. 30%)
 - Gewitter (vorwiegend)
- Wasserdampf **absorbiert solare Strahlung** und trägt somit zur Strahlungserwärmung der Atmosphäre bei.
- Wichtiger ist jedoch seine Absorption und Emission langwelliger Strahlung, die ihn zum **wichtigstes Treibhausgas** macht.
- Wasserdampf ist bedingt durch seine Quellen und Senken ein **stark variabler Gasbestandteil** der Atmosphäre mit lokal maximal ~4 Volumenprozent (im Kochtopf 100%!), durchschnittlich aber nur 0,3%.

Vertikale Verteilung der (spezifischen) Luftfeuchte

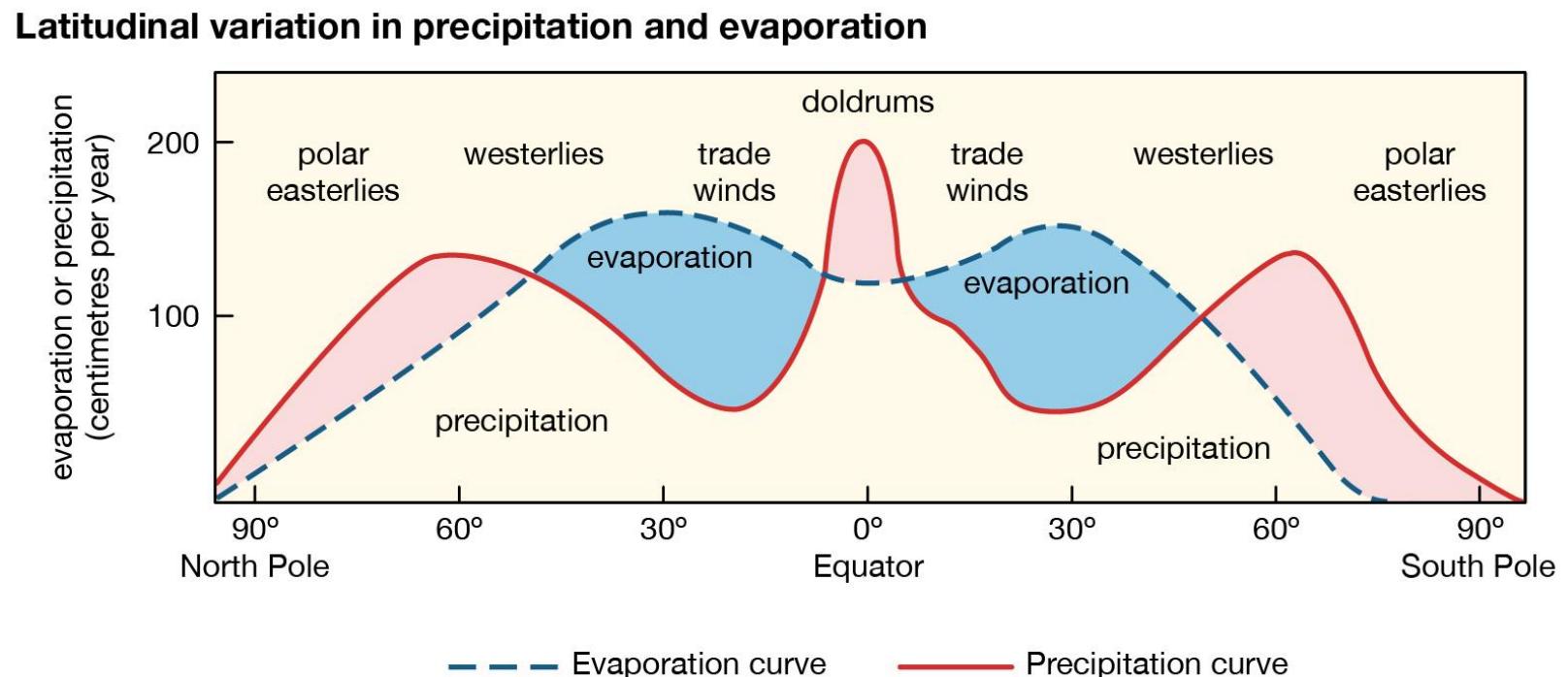


- Breitengradabhängigkeit (analog zur Temperatur) mit hohen Werten der Feuchte in den Tropen und Abnahme in Richtung der Pole
- Abnahme der Feuchte mit der Höhe
- „Trocken“ in den Polarregionen und in der oberen Atmosphäre (obere Troposphäre und Stratosphäre)
- Temperaturabhängigkeit entsprechend des Sättigungsdampfdrucks (Clausius-Clayron-Gl.), der exponentiell mit T zunimmt.

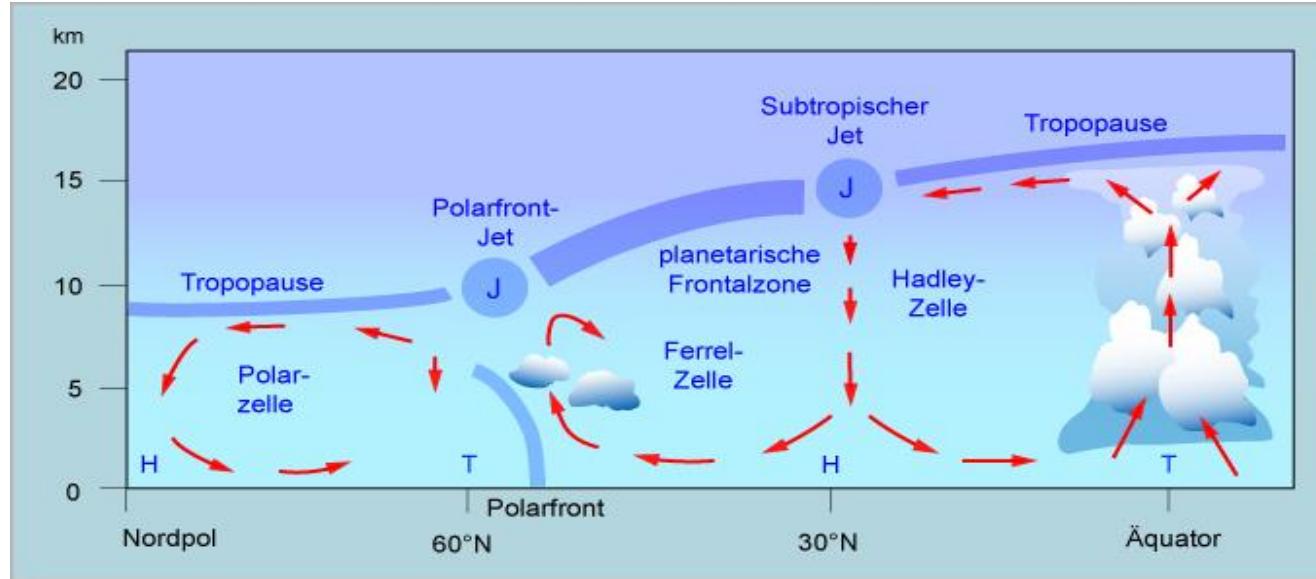
Niederschlag und Verdunstung

- Im langzeitlichen Mittel ist der Wasserkreislauf ein geschlossener Kreislauf und die Wasserdampfmenge, die verdunstet, fällt auch wieder als Niederschlag aus.
- Lokal ist die Verteilung sehr unterschiedlich, z.B. verdunstet mehr Wasser in den Subtropen während mehr Niederschlag in den Tropen und mittleren Breiten ausfällt.

→ Der Wasserdampf muss horizontal transportiert werden
→ z.B. durch Passate (in die innertrop. Konvergenzzone und in die mittleren Breiten)



Zusammenhang zur globalen Zirkulation

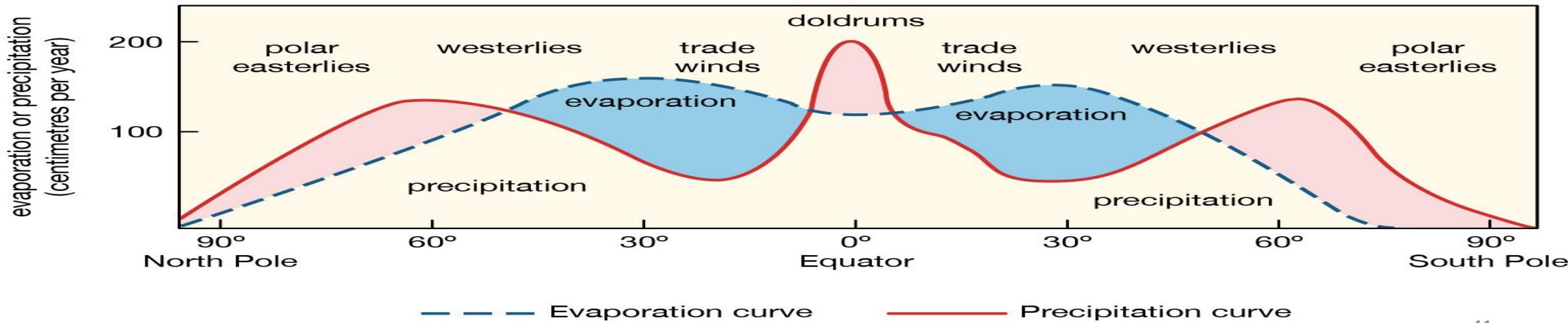


← Atmosphärische Zirkulationszellen
(globales Mittel, hier für die Nordhemisph.)

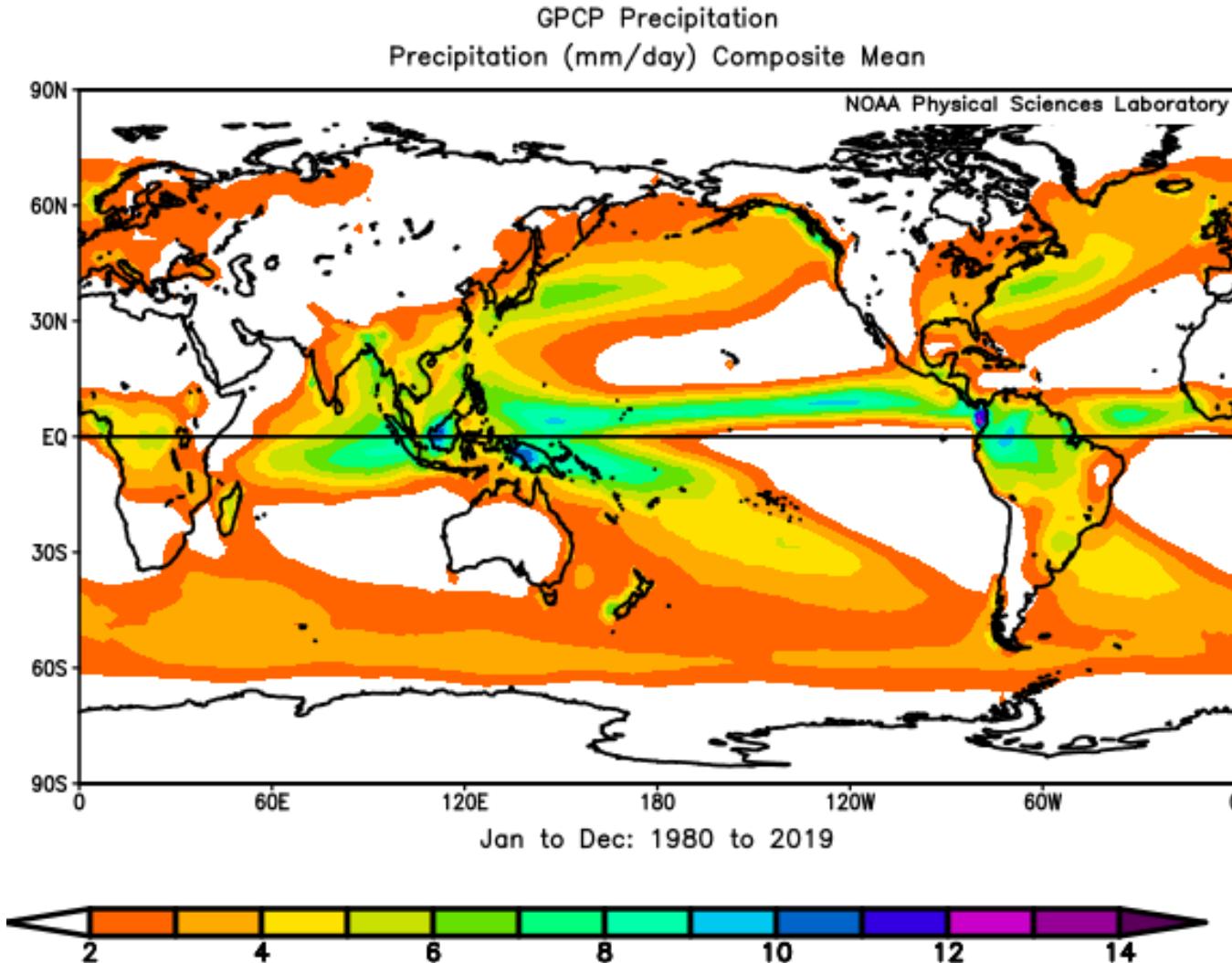
Quelle:

[https://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Atmosphärische Zirkulation](https://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Atmosphärische_Zirkulation) (Aufruf: 3.11.2021)

Latitudinal variation in precipitation and evaporation



Globale Verteilung des Niederschlags



- Höchste Niederschlagsmengen in den Tropen und in den Stormtracks der mittleren Breiten.

Anhang: Feuchtemaße ausführlicher

- Bei Interesse gerne durchlesen.
- Insbesondere die virtuelle Temperatur ist sehr hilfreich!

Zusammenfassung: Meteorologische Feuchtemaße

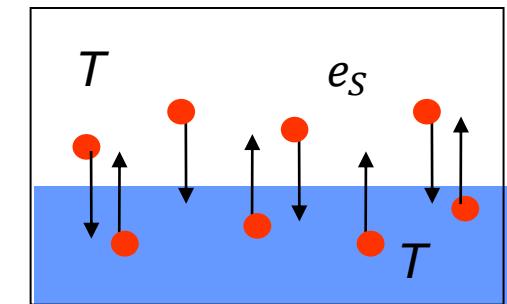
- ρ_w : **absolute Feuchte** (Einheit: kg/m^3) – Wasserdampfgehalt der Luft in kg Wasserdampf pro Kubikmeter Luft.
- e : **Dampfdruck** (Einheit: hPa) -- Partialdruck des Wasserdampfs; es ist $e = \rho_w R_w T$ mit $R_w = R/M_w = 461 \text{ J/(kgK)}$: Gaskonstante des Wasserdampfs
 - Es existiert ein maximaler Dampfdruck $e_s = e_s(T)$, der sogenannte **Sättigungsdampfdruck**, der mit der Temperatur stark ansteigt! (Clausius-Clapeyron-Gleichung bzw. empirische Magnus-Formel)
- T_d : **Taupunkt** (Einheit: K) -- Abkühlung der Lufttemperatur auf Taupunkt bei konstantem Dampfdruck führt zur Kondensation.
- q : **Spezifische Feuchte** (Einheit: kg/kg) -- Verhältnis der Masse des Wasserdampfes zur Gesamtmasse der feuchten Luft
- m : **Mischungsverhältnis** (Einheit: kg/kg) -- Verhältnis der Masse des Wasserdampfes zur Gesamtmasse der trockenen Luft. Es gilt: $m \geq q$.
- f : **Relative Feuchte** (Einheit: %) mit $f = 100 \cdot \frac{e}{e_s} = 100 \cdot \frac{q}{q_s} 100 \cdot \frac{m}{m_s}$ wobei Index „S“ für die Werte bei Sättigung steht. Beachte die Temperaturabhängigkeit der Werte bei Sättigung.

Dampfdruck = Partialdruck e des Wasserdampfes

- Werte: 0 (wasserdampffreie Luft) $\leq e \leq$ Sättigungsdampfdruck e_S
- Der **Sättigungsdampfdruck** e_S ist der maximale Wasserdampfdruck bei einer bestimmten Lufttemperatur, es gilt:

$e > e_S$: Kondensation (Deposition) von Wasserdampf zu flüssiger oder fester Phase
 $e < e_S$: Verdunstung (Sublimation) von flüssiger oder fester Phase zu Wasserdampf

- e_S : Gleichgewicht zwischen Verdunstung und Kondensation **im abgeschlossenen System**



- Gesamtluftdruck (Daltons Gesetz) $p = p_l + e$ mit p_l : Druck trockener Luft

Spezifische Feuchte q

q ist das Verhältnis der Masse des Wasserdampfes m_w zur Gesamtmasse der „feuchten“ Luft m im selben Volumen:

ρ_l : Dichte der „trockenen“ Luft

$$q = \frac{m_w}{m} = \frac{\rho_w}{\rho} = \frac{\rho_w}{\rho_w + \rho_l}$$

Mit den Gasgleichungen für Wasserdampf (Index w) und für trockene Luft (Index l)

$$e = \rho_w R_w T$$

$$\rho_l = \rho_l R_l T$$

und dem Gesetz von Dalton (es summieren sich die Partialdrücke: $p = p_l + e$),

und nach Umformung, ergibt sich mit Einsetzen der Gaskonstanten für Wasserdampf R_w und für trockene Luft R_l

$$q = \frac{e}{e + (p - e) \frac{R_w}{R_l}} = \frac{0,622e}{p - 0,377e} \approx 0,622 \frac{e}{p}$$

$$e \ll p$$

Massenmischungsverhältnis r

r ist das Verhältnis der Masse des Wasserdampfes m_w zur Gesamtmasse der „trockenen“ Luft m_l im selben Volumen.

ρ_l – Dichte der trockenen Luft

$$r = \frac{m_w}{m_l} = \frac{\rho_w}{\rho_l}$$

Mit den Gasgleichungen für Wasserdampf (Index w) und für trockene Luft (Index l)

$$e = \rho_w R_w T$$

$$p_l = \rho_l R_l T$$

dem Gesetz von Dalton,

und nach Umformung, ergibt sich mit Einsetzen der entsprechenden Gaskonstanten

$$r = 0,622 \frac{e}{p - e} \approx 0,622 \frac{e}{p}$$

$\Rightarrow r \approx q$

$e \ll p$

Virtuelle Temperatur

Gasgleichung: $p \neq \rho R_l T$

mit $p = p_l + e$ und $\rho = \rho_l + \rho_w$

Wasserdampf wird nicht in R_l berücksichtigt

$$p = p_l + e = r_l R_l T + r_w R_w T$$

| Multiplikation mit ρ/ρ

$$= \rho \left(\frac{\rho_l R_l T}{\rho} + \frac{\rho_w R_w T}{\rho} \right)$$

$$\left| \frac{r_l}{r} = \frac{r - r_w}{r} = 1 - \frac{r_w}{r} = 1 - q \right.$$

$$= r \left((1 - q) R_l T + q R_w T \right)$$

$$= r R_l \left((1 - q) T + q T R_w / R_l \right)$$

$$= r R_l \left(1 + q \left(R_w / R_l - 1 \right) \right) T$$

$$\left| \frac{R_w}{R_l} - 1 = \frac{M_l}{M_w} - 1 = 0.61 \right.$$

$$= r R_l \underbrace{\left(1 + 0.61q \right)}_{\text{virtual temperature}} T$$

$$p = \rho R_l T_v$$

Die virtuelle Temperatur T_v ist die Temperatur, welche wasserdampffreie Luft hätte, wenn sie die gleiche Dichte und den gleichen Druck wie die feuchte Luft hätte.

Qualitative Änderung der Feuchtegrößen bei adiabatischen Bewegungen

Ein Luftpaket steige adiabatisch auf.

Absolute Feuchte	ρ_w [kg m ⁻³]	wie ρ → Abnahme
Wasserdampfdruck	e [hPa]	wie p → Abnahme
Spezifische Feuchte	q [g/kg]	konstant, da Massenverhältnis
Mischungsverhältnis	m [g/kg]	konstant, da Massenverhältnis
Taupunkt	T_d [K]	nimmt ab, da e abnimmt
Relative Feuchte	f [%]	nimmt zu, da e_s schneller abnimmt als e
Sättigungsdefizit	$e_s - e$ [hPa]	nimmt ab

q und m sind Erhaltungsgrößen bei adiabatischen Bewegungen !

Wiederholung: 1. Hauptsatz der Thermodynamik (Energieerhaltung in thermodynamischen Systemen)

Wiederholung: 1. Hauptsatz der Thermodynamik

(Energieerhaltung in thermodynamischen Systemen)

Energie eines **abgeschlossenen Systems** bleibt konstant.

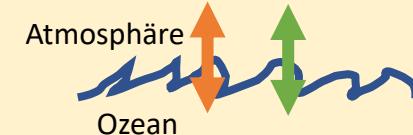
$$dU = 0$$



Kein Energie- und Massenaustausch mit der Umgebung

In einem **offenen System** müssen zusätzlich mit Massenströmen zu- oder abgeführte Energien berücksichtigt werden

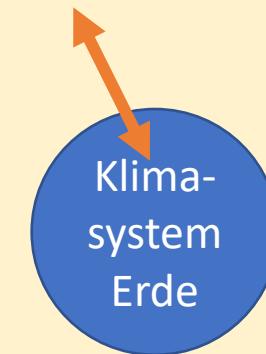
$$dU = \delta Q + \delta W + dE|_{M-Flux}$$



Energie- und Massenaustausch mit der Umgebung

Energie eines **geschlossenen Systems** (in Ruhe) ist gleich der Summe aus der an dem System verrichteten Arbeit und zugeführter Wärme:

$$dU = \delta Q + \delta W$$



Energieaustausch aber kein Massenaustausch mit der Umgebung