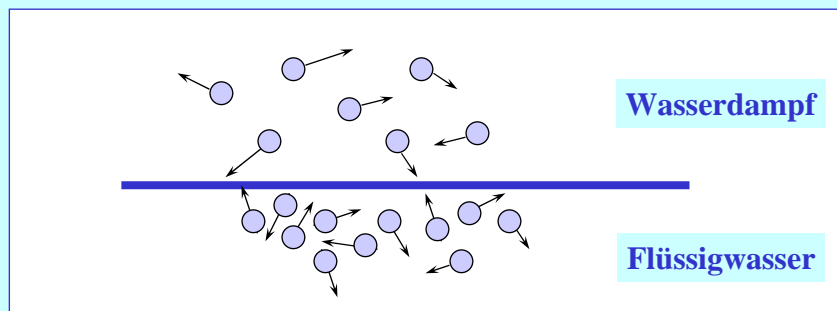


Die Physik der Wasserdampfkondensation

- Bisher haben wir die Wolkenuntergrenze mit der Höhe des Hebungs- bzw. Konvektionskondensationsniveaus gleichgesetzt.
- Es wurde angenommen, daß die Kondensation in einem aufsteigenden Luftpaket sofort beginnt, wenn die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, d.h. bei einer relativen Feuchte von 100%.
- Diese Annahme ist in der Atmosphäre recht gut erfüllt, weil immer Aerosolpartikel vorhanden sind, an denen Kondensation stattfindet.
- Heute möchte ich zeigen, wie der Kondensationsprozeß im einzelnen verlaufen.

Die Bildung eines Tropfens der aus absolut reinem, übersättigtem Wasserdampf kondensiert

Übersättigung bedeutet, daß der Dampfdruck e der Luft größer als der **Sättigungsdampfdruck** über einer ebenen Wasseroberfläche e_s ist.

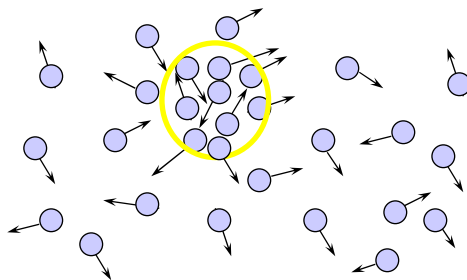


Übersättigung bezüglich Eis

- Analog definiert man **Übersättigung bezüglich Eis**.
- **Übersättigung bezüglich Eis** bedeutet, daß der Dampfdruck e der Luft größer als der **Sättigungsdampfdruck** über einer ebenen Eisfläche e_s ist.
- Wenn nicht näher bezeichnet, ist immer **Übersättigung bezüglich Wasser** gemeint.

Die Bildung eines Wassertropfens

- In reinem Wasserdampf beginnt die Bildung eines Wassertropfens mit dem zufälligen Zusammentreffen von mehreren Wassermolekülen infolge der ständigen Molekülbewegungen.
- Das Resultat ist ein winzig kleiner Wassertropfen.



- **Angenommen es bildet sich ein winziger Wassertropfen mit dem Volumen V und der Oberfläche A spontan in übersättigtem Wasserdampf der Temperatur T .**
- **Man kann zeigen (Wallace und Hobbs Seite 159), daß mit dem Übergang vom System Dampf auf das System Dampf + Tropfen eine Änderung der Gesamtenergie ΔE verbunden ist.**

$$\Delta E = A\sigma - nV kT \ln(e/e_s)$$

die Arbeit pro Flächeneinheit, die für den Aufbau einer Grenzfläche zwischen Dampf und Wasser nötig ist

die Boltzmann-Konstante

die Anzahl der Wassermoleküle pro Volumen-einheit Wasser

entspricht der **Oberflächenspannung** von Wasser

Für einen Tropfen mit Radius R wird die Formel zu

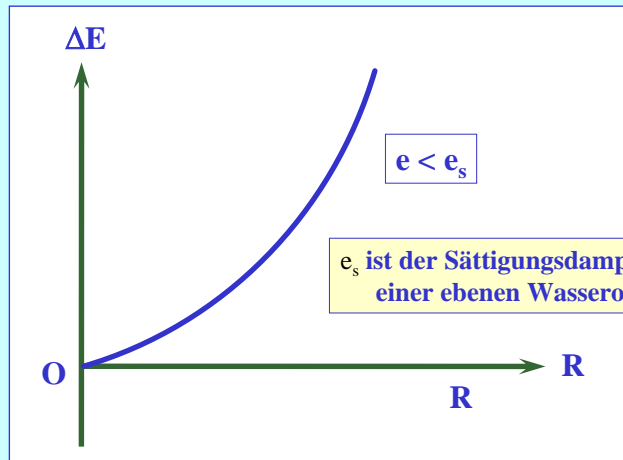
$$\Delta E = 4\pi R^2 \sigma - \frac{4}{3} \pi R^3 n k T \ln(e/e_s)$$

In **untersättigter Luft** gilt $e < e_s$.

➔ $\ln(e/e_s) < 0$

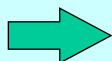
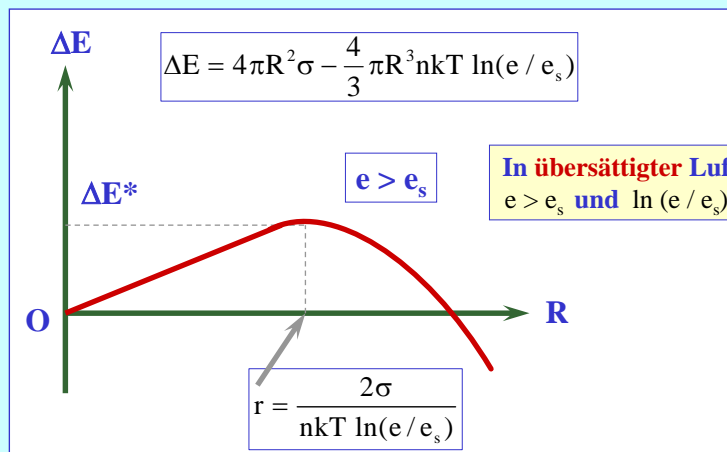
➔ $\Delta E > 0$

➔ ΔE wächst immer mit R an



Die Energieänderung ΔE eines Systems bei der Entstehung eines wassertropfens mit Radius R in der Luft mit Dampfdruck e .

- Je grosser des Tropfens, desto hoher ist die Energie zunahme

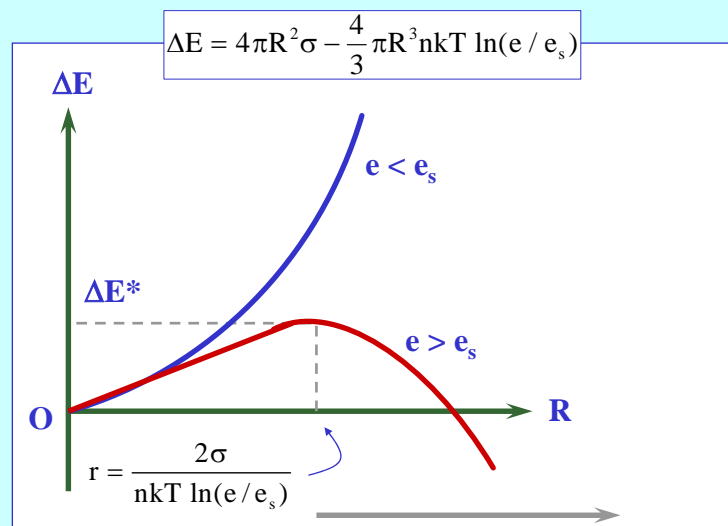


$d(\Delta E)/dr > 0$ für $R < r$ und $d(\Delta E)/dr < 0$ für $R > r$

- Ein winziger Tropfen mit $R = r$ ist in instabilen Gleichgewicht
- Tropfen mit $R < r$ wieder verdunsten weil die Energieänderung im System Dampf + Tropfen kleiner wird
- Tropfen mit $R > r$ wachsen

Zusammenfassung

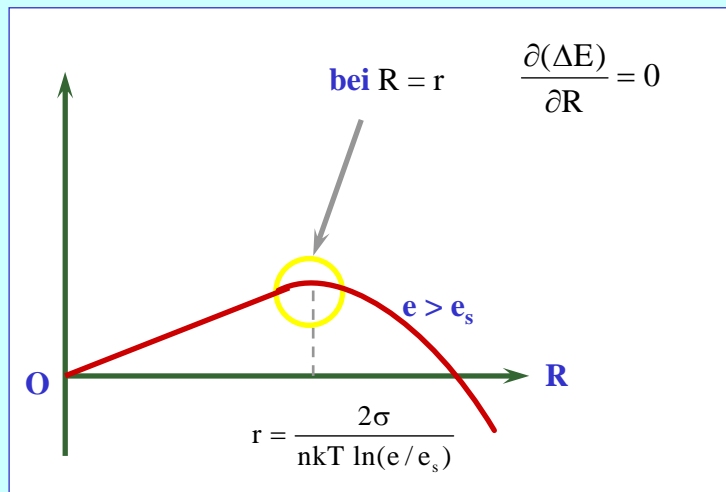
- Je mehr ein winziger Tropfen **in untersättigter Luft** anwächst, desto höher ist die Energie des Systems **Dampf + Tropfen**.
- Das System strebt einen Gleichgewichtszustand an, in dem die Energie ein Minimum erreicht.
- Das Wachstum von Tropfen wird in nicht gesättigter Luft gestoppt.
- Es können auf Grund der zufälligen Zusammenstöße der Wassermoleküle **in nicht gesättigter, reiner Luft** immer wieder sehr kleine Tröpfchen entstehen (die sofort wieder verdunsten), aber sie erreichen nicht die Größe von Wolkentropfen und bleiben daher unsichtbar.



Für Tropfen mit $R > r$ nimmt ΔE bei der Vergrößerung von R ab



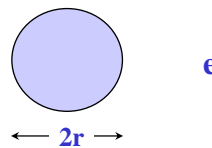
Solche Tropfen können spontan durch Kondensation von Wassermolekülen aus der Dampfphase anwachsen



Wenn R nur wenig größer oder kleiner als r ist, kann ein Tropfen infinitesimal wachsen oder verdunsten, ohne daß sich dabei die Energie des Systems Dampf + Tropfen ändert.

Schlußfolgerungen von der Kelvin-Formel

$$r = \frac{2\sigma}{nkT \ln(e/e_s)}$$



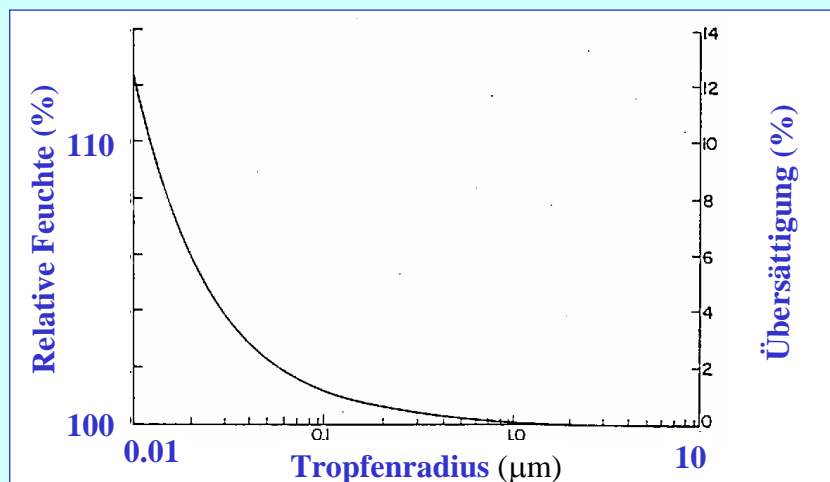
- i) Wenn der Dampfdruck e der Luft vorgegeben ist, kann man den Radius r der Tropfen berechnen, die sich im (instabilen) Gleichgewicht mit dem Wasserdampf in der Luft befinden.
- Es handelt sich um ein **instabiles Gleichgewicht** zwischen Tropfen und Dampf:
 - ❖ Wenn es zu dem winzigen Tropfen noch ein Molekül hinzu kommt, vergrößert er sich durch Kondensation immer mehr
 - ❖ Wenn der Tropfen ein Molekül verliert, geht die Verdunstung weiter.

- ii) Man kann das Verhältnis e/e_s für Tropfen mit gegebenem Radius r bestimmen.
- $100e/e_s$ stellt die relative Feuchtigkeit dar, die in der Luft wenigstens erreicht sein muß, damit der Wasserdampf auf Tropfen aus reinem Wasser kondensieren kann.
- Der Dampfdruck e der Luft ist dann gleich dem Sättigungsdampfdruck über der gekrümmten Tropfenoberfläche.

$$r = \frac{2\sigma}{nkT \ln(e/e_s)} \quad \rightarrow \quad 100 \frac{e}{e_s} = 100 \exp\left[\frac{2\sigma}{nkrT}\right]$$

Diese Formel gibt die Abhängigkeit der relativen Feuchte vom Tropfenradius

Die Übersättigung, die zur Bildung von Tropfen erforderlich ist, nimmt exponentiell mit dem Tropfenradius r ab.



Die relative Feuchte und Übersättigung bezüglich einer ebenen Wasseroberfläche, bei der zwischen Tropfen (aus reinem Wasser) und Dampf bei 5°C ein (instabiles) Gleichgewicht bestehen kann.

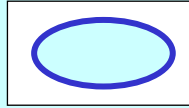
Übersättigung in einer Wolke

- In den Wolken liegt die Übersättigung der adiabatisch aufsteigenden Luft nur selten über 1%.
- Deshalb sind auch die größten Tropfen, die gerade noch durch zufällige Zusammenstöße von Wassermolekülen entstehen, mit einem Radius von ungefähr $0,01 \mu\text{m}$ kleiner als der kritische Radius $r = 0,1 \mu\text{m}$, der für das Wachstum von Tropfen bei 1% Übersättigung erforderlich wäre.
- **Es folgt, daß sich die Wolkenröpfchen nicht durch Kondensation aus reinem Wasserdampf bilden können.**
- Dennoch wachsen in der Atmosphäre bei so geringen Übersättigungen Tropfen, weil der Kondensationsprozeß durch die Aerosolpartikeln, die in der Luft schweben, eingeleitet wird.

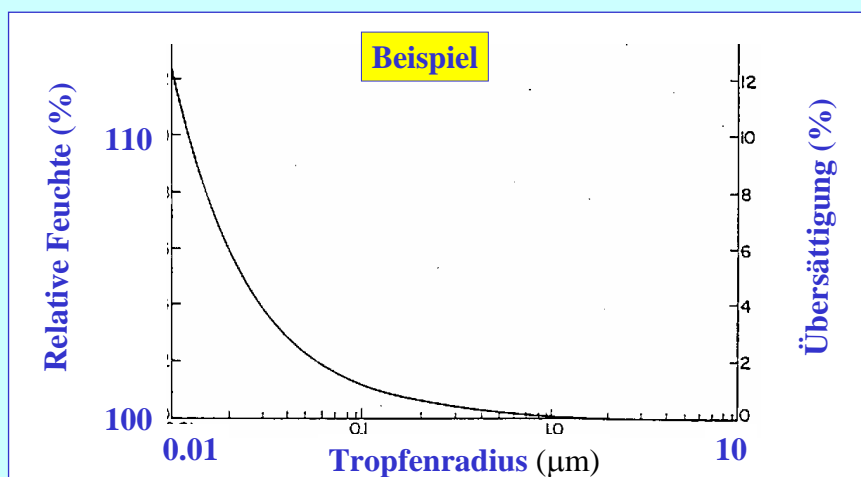
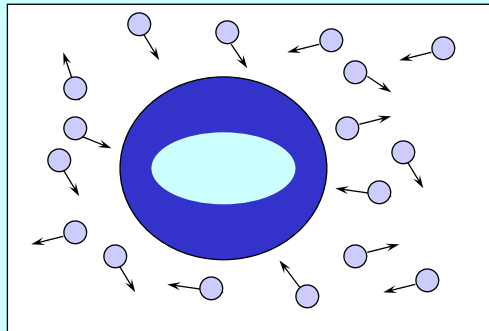
Wasseranziehende und wasserabweisende Teilchen

- Wir haben schon gesehen, daß in der Atmosphäre viele Aerosolteilchen vorhanden sind, deren Größe meist zwischen $0,01 \mu\text{m}$ und $10 \mu\text{m}$ liegt.
- An denjenigen Teilchen, die **wasseranziehend** (hydrophil) sind, kann Wasserdampf kondensieren.
- Eine Oberfläche ist vollständig wasseranziehend, wenn sich darauf ein dünner Wasserfilm bilden kann.
- Eine Oberfläche ist dagegen vollständig **wasserabweisend** (hydrophob), wenn sich keine Wasserfilm bilden kann.

- Um wasseranziehende Aerosole bildet sich ein Wasserfilm.



- Die Größe der **Tropfen** ist dann auch bei den geringen atmosphärischen Übersättigungen für weiteres Anwachsen ausreichend.



- Wenn z. B. auf einem wasseranziehenden Aerosolteilchen mit einem Radius von $0,3 \mu\text{m}$ genügend Wasser zu einem Film auf der gesamten Oberfläche kondensiert, folgt aus diesem Bild, daß der Wasserfilm im (instabilen) Gleichgewicht mit zu $0,4\%$ übersättigter Luft steht.
- Bereits bei einer geringfügig höheren Übersättigung würde mehr Wasser auf dem Film kondensieren und der Tropfen würde größer werden.

Wasserlösliche Teilchen

- Einige Aerosolteilchen sind **wasserlöslich**, so daß sie sich aufzulösen beginnen, sobald Wasser auf ihnen kondensiert.
- Dadurch wird der Kondensationsprozeß beeinflusst, denn der Sättigungsdampfdruck über der Oberfläche einer Lösung (z. B. **Wasser + Salz, Wasser + Ammoniumsulfat**) ist kleiner als über reinem Wasser.
- Die Wassermoleküle in der Lösung haben eine größere Bindungsenergie als in reinem Wasser.
- Diese Herabsetzung des Sättigungsdampfdruckes wird als **Lösungseffekt** bezeichnet.
- Der Lösungseffekt wirkt dem **Krümmungseffekt** (Erhöhung des Sättigungsdampfdruckes infolge der Krümmung der Tropfenoberfläche) entgegen.

Lösungseffekt gegen Krümmungseffekt

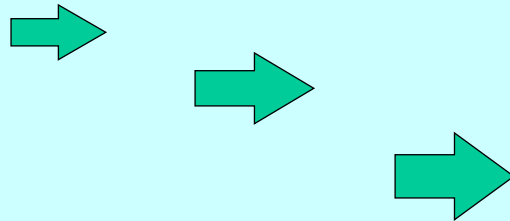
- Wenn der Tropfen sehr klein und die Konzentration der Lösung daher groß ist, überwiegt der Lösungseffekt und es können Tropfen sogar bei einer relativen Feuchte von 80% entstehen.
- Mit zunehmendem Radius und abnehmender Salzkonzentration kommt der Krümmungseffekt mehr zur Geltung, die Luft ist über den Tropfen erst bei einer relativen Feuchte **von mehr als** 100% gesättigt.
- Eine ausführliche Diskussion des Lösungseffekts findet sich bei Wallace und Hobbs auf **Seite 161 ff.**

Kondensationskerne

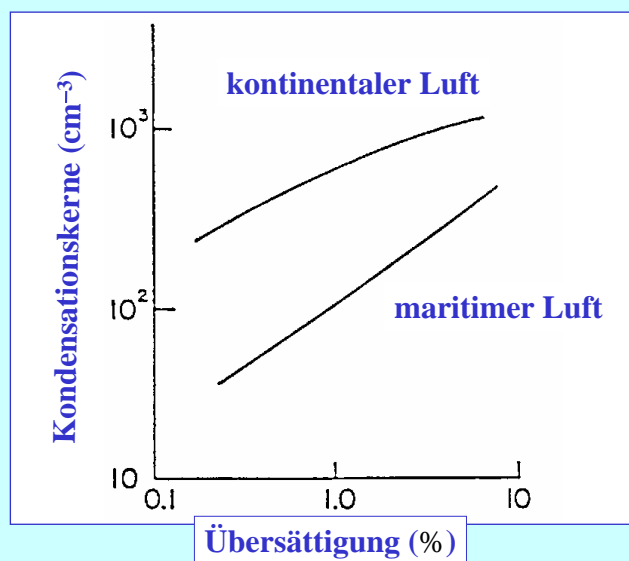
- Die Aerosolteilchen, die in der Atmosphäre als Kerne für die Kondensation von Wasserdampf dienen, nennt man (Wolken-)Kondensationskerne (KK).
- Es zeigte sich, daß bei wachsendem Teilchenradius die Aerosolpartikel bei immer kleineren Übersättigungen als KK wirken können, weil mit wachsendem Radius der Krümmungseffekt abnimmt.
- Dazu müssen die Aerosolpartikel wasseranziehend sein, denn sonst kann sich kein Wasserfilm bilden.
- Als KK können auch wasserlösliche Aerosolpartikel dienen
- Je besser die Wasserlöslichkeit, desto größer ist der Lösungseffekt.

- Damit vollständig wasseranziehende aber wasserunlösliche Teilchen bei einer Übersättigung von 1% als KK wirken, müssen sie mindestens einen Radius von ca. 0,1 μm haben.
- Für wasserlösliche Teilchen genügt bereits der Radius 0,01 μm .
- Wegen dieser Anforderungen (Größe, Wasserlöslichkeit, Benetzbarkeit) ist nur ein kleiner Bruchteil der Aerosolteilchen als KK geeignet (ca. 1% in kontinentaler Luft und ca. 10% bis 20% in maritimer Luft).
- Die meisten KK bestehen vermutlich aus einem unlöslichen Kern und angelagerten löslichen Komponenten (sogenannte gemischte Kerne).

- Weltweite Messungen haben keine systematischen breitenabhängigen oder jahreszeitlichen Schwankungen der KK-Konzentration ergeben.
- In der unteren Troposphäre gibt es jedoch in kontinentalen Luftmassen im allgemeinen mehr KK als in maritimen Luftmassen.



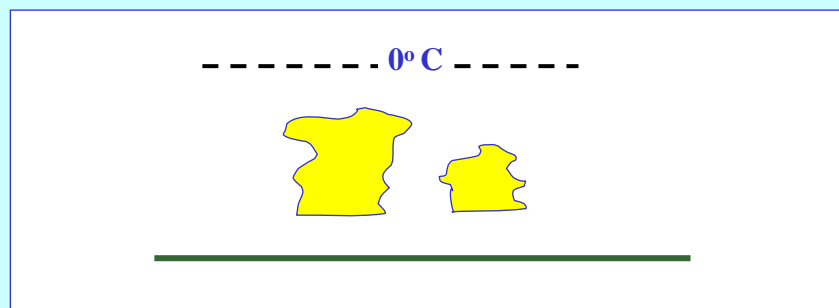
Anzahl der Kondensationskerne in kontinentaler und maritimer Luft (Mittelwerte aus Messungen)



Höheverteilung und Tagesgang der Kondensationskerne

- Die Konzentration der KK verringert sich über Land von der Erdoberfläche bis in 5 km Höhe um den Faktor 5 während über den Ozeanen die Konzentration der KK im gleichem Höhenbereich (0 - 5 km) nahezu konstant bleibt.
- Messungen in Bodennähe zeigen einen **Tagesgang der KK-Konzentration** mit einem Minimum um 6 Uhr und einem Maximum um 18 Uhr.

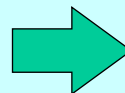
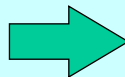
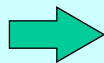
Warme Wolken



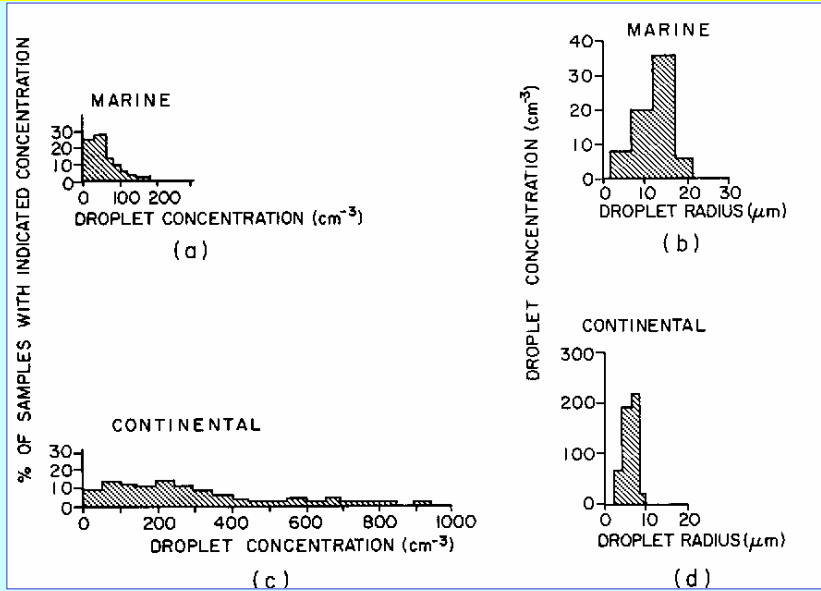
- Wolken, die sich vollständig unterhalb der Nullgradgrenze befinden, nennt man **warme Wolken**.
- In solchen Wolken bestehen alle Tropfen aus Flüssigwasser.

- Um Aussagen über die mikrophysikalischen Prozesse in warmen Wolken machen zu können, benötigt man folgende Größen:
- die Menge des Flüssigwassers pro Volumeneinheit Luft (der sogenannte Flüssigwassergehalt, üblicherweise in g pro m^3 angegeben);
 - die Gesamtzahl der Wassertropfen pro Volumeneinheit Luft (die sogenannte Tropfenzkonzentration, üblicherweise in Anzahl pro cm^3 angegeben); und
 - die Größenverteilung der Wolkentropfen (das sogenannte Tropfenspektrum, üblicherweise in einem Histogramm als $\text{Anzahl der Tropfen pro cm}^3$ für verschiedene Tropfengrößen dargestellt).

- Im Rahmen dieser Vorlesung würde es zu weit führen, die Meßmethoden für die einzelnen Größen vorzustellen; eine kurze Beschreibung geben Wallace und Hobbs (Seite 167ff).
- Ich werde nur einige Ergebnisse betrachten.
- Das nächste Bild zeigt die Ergebnisse der Messungen von Tropfenzkonzentration und Tropfenspektrum für Cumulus-Wolken in maritimer Luft und in kontinentaler Luft.



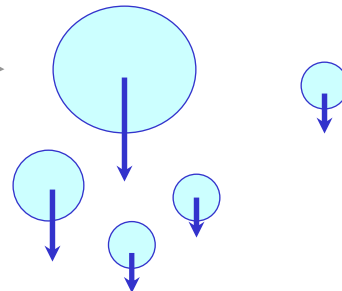
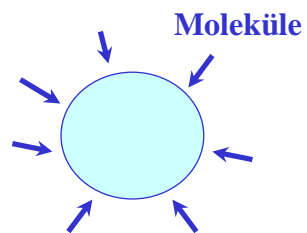
Tropfenkonzentration und Tropfenspektrum für Cumulus-Wolken in maritimer Luft und in kontinentaler Luft



Wachstum von Wolkentropfen in warmen Wolken

- In warmen Wolken können sich Tropfen durch Kondensation in der übersättigten Luft oder durch Kollision und Koaleszenz (**Zusammenwachsen**) mit anderen Wolkentropfen vergrößern.

Kondensation

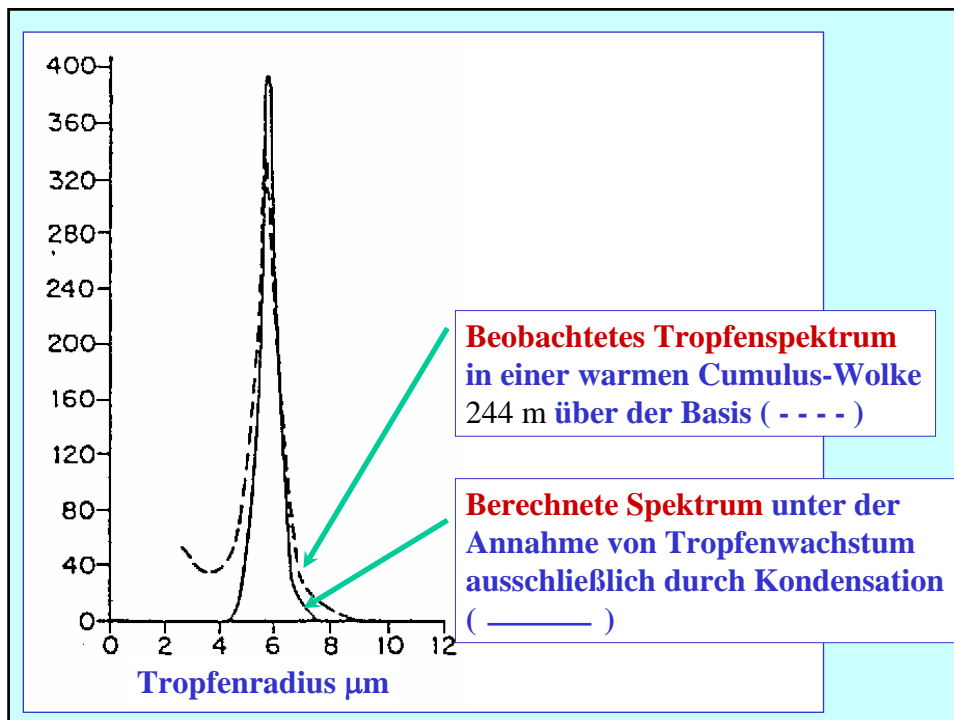
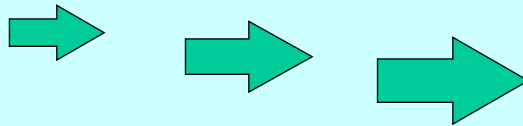


Wachstum durch Kondensation

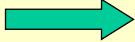
- Wenn ein Paket mit ungesättigter Luft aufsteigt, dehnt es sich aus und kühlt sich adiabatisch ab, bis es in einer bestimmten Höhe bezüglich einer (ebenen) Wasseroberfläche gesättigt ist.
- Weitere Hebung führt zu einer Übersättigung.
- Die Übersättigung wächst anfangs proportional zur Aufwindgeschwindigkeit an.
- Bei weiter zunehmender Übersättigung werden die **KK mit der größten Wirksamkeit aktiviert.**

- Wenn durch die adiabatische Abkühlung genausoviel Feuchte **verfügbar** wird wie durch die Kondensation auf den **KK** und den Wolkentropfen verloren geht, dann erreicht die Übersättigung den Maximalwert.
- Die Konzentration der Wolkentropfen ist in diesem Niveau gleich der Anzahl der **KK**, die bis dorthin aktiviert worden sind.
- Dieses Niveau ist ungefähr 100 m über der Wolkenbasis.
- Darüber beginnt die Übersättigung abzunehmen, weil beim Tropfenwachstum mehr Wasser verbraucht wird, als durch die Abkühlung der Luft hinzukommt.
- Das führt dazu, daß die kleinsten Tropfen langsam verdunsten und nur die großen, aktivierten Tropfen durch Kondensation weiter anwachsen können.
- **Aktivierten Tropfen** sind Tropfen mit einem Radius größer als der kritische Radius r_c .

- Man kann nachweisen, daß das Wachstum eines Tropfens durch Kondensation umgekehrt proportional zu dessen Radius ist.
- Die kleineren aktivierten Tropfen wachsen also schneller als die größeren Tropfen.
- Das bedeutet, daß **die Größe der Wolkentropfen mit der Zeit immer einheitlicher wird.**
- Die gemessene Größenverteilung der Tropfen in einigen hundert Metern über der Wolkenbasis zeigt daher einen scharfen Peak.



Wachstum durch Kollision und Koaleszenz

- Der Tropfenradius liegt jedoch noch unter $10\ \mu\text{m}$ und ist damit weit vom Radius eines Regentropfens entfernt.
- Bereits 1877 wies Osborne Reynolds darauf hin, daß **das Wachstum durch Kondensation in warmen Wolken viel zu langsam ist**, um dadurch die Entstehung von Regentropfen mit einem Durchmesser von einigen Millimetern erklären zu können.
- Tatsache ist aber, daß es aus warmen Wolken regnet - in den Tropen sogar in großen Mengen!
- Diese Tropfen bilden sich nicht durch Kondensation, sondern durch **Kollision und Koaleszenz**. 





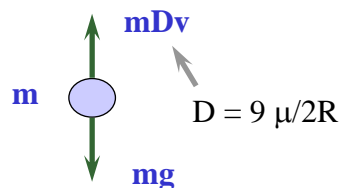
- **Ich habe früher gezeigt, welche Größenunterschiede zwischen Wolken- und Regentropfen liegen.**
- **Wenn ein Wolkentropfen mit einem Radius von $10\ \mu\text{m}$ zu einem Regentropfen mit einem Radius von $1\ \text{mm}$ anwächst, vergrößert sich das Volumen um den Faktor 10^6 !**
- **Es muß allerdings von einer Million Tropfen nur ungefähr 1 Tropfen (d.h. ca. 1 Tropfen pro Liter Luft) zum Regentropfen anwachsen, damit aus der Wolke Regen fällt.**

Die Entstehung von Regen in warmen Wolken

- In warmen Wolken erreichen die kleinen, in der übersättigten Luft kondensierten, Wolkentropfen **durch Kollision und Koaleszenz** mit anderen Tropfen die Größe von Regentropfen.
- Für so kleine Teilchen wie Wolken- oder Regentropfen gilt, daß die Reibungskraft pro Masseneinheit F , die dem freien Fall entgegenwirkt, zur Fallgeschwindigkeit v proportional ist, d.h. $F = Dv$.
- Die Konstante D hängt von der **Viskosität** der Luft μ und vom Radius des fallenden Teilchens R ab ($D = 9 \mu / 2R$).
- Für größere Tropfen mit $R > 0,6 \text{ mm}$ ist $F \sim v^2$.

- Die Bewegungsgleichung für den freien Fall kleiner Tropfen lautet nach dem **Newton'schen Gesetz**:

$$m \frac{dv}{dt} = mg - mDv$$



Für $v = 0$ bei $t = 0$ hat diese Gleichung die Lösung:

$$v = (g / D)[1 - \exp(-Dt)]$$

- Die Fallgeschwindigkeit erreicht nach einer bestimmten Zeitspanne den konstanten Wert g/D .
- Zum Zeitpunkt $t = 3/D$ beträgt die Geschwindigkeit 95% des Maximalwerts

Kollision-Koaleszenz

- $v = g/D$ mit $D = 9 \mu/2R \Rightarrow$ die größere Wolkentropfen haben eine größere Fallgeschwindigkeit.
- Diese Tropfen kollidieren auf ihrem Fallweg mit kleineren, langsameren Tropfen und einige der kleineren Tropfen fließen mit dem größeren Tropfen zusammen (man nennt diesen Vorgang **Koaleszenz**).
- Einige werden im Luftstrom um den größeren Tropfen herumgeführt, ohne ihn zu berühren, andere prallen an dessen Oberfläche ab.
- Dies macht die Berechnung der Wirksamkeit des sogenannten Kollision-Koaleszenz-Prozesses recht kompliziert.
- Hinzu kommt, daß zu große Regentropfen in mehrere kleine Tropfen zerplatzen.
- Einige dieser Probleme werden von Wallace und Hobbs diskutiert (s. Seite 173 ff.).

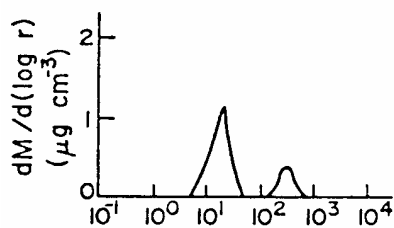
Numerische Rechnungen

- Numerische Simulationen der Kollision-Koaleszenz-Prozesse ergeben eine Zeitdauer für die Entstehung von Regen in Cumulus-Wolken, die mit den Beobachtungen ungefähr übereinstimmt.
- Insbesondere zeigen die Berechnungen, daß der Regen in warmen Wolken mit starken Aufwinden schneller entsteht als in Wolken mit schwachen Aufwinden.
- Damit sich Regentropfen in Wolken mit starken Aufwinden bilden können, müssen diese jedoch vertikal ziemlich mächtig sein.
- Die Regentropfen, die aus solchen Wolken fallen, sind dann wesentlich größer als die Regentropfen aus Wolken mit schwachen Aufwinden.

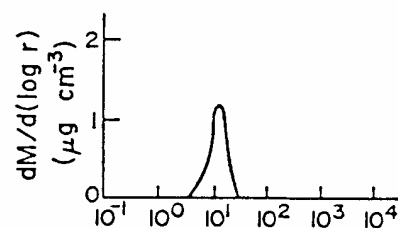
Stochastische Kollisions-Modelle

- Es wurden theoretische Modelle entwickelt, mit denen der Lebenslauf einer Wolke in einer vorgegebenen Umgebung vorhergesagt werden kann.
- In diesen Modellen simuliert man die Kollisionen der Tropfen als räumlich und zeitlich statistisch verteilte Ereignisse (sogenannte stochastische Kollisions-Modelle).
- Die Berechnungen werden an leistungsfähigen Computern durchgeführt.
- **Einige Ergebnisse sind in dem nächsten Bild zusammengefaßt.**

Berechnetes Massenspektrum der Tropfen in der Mitte einer warmen Cumulus-Wolke nach 67 Minuten Wachstum.



Tropfenradius r (μm)



Tropfenradius r (μm)

Eine warme maritime Wolke

Eine warme kontinentale Wolke

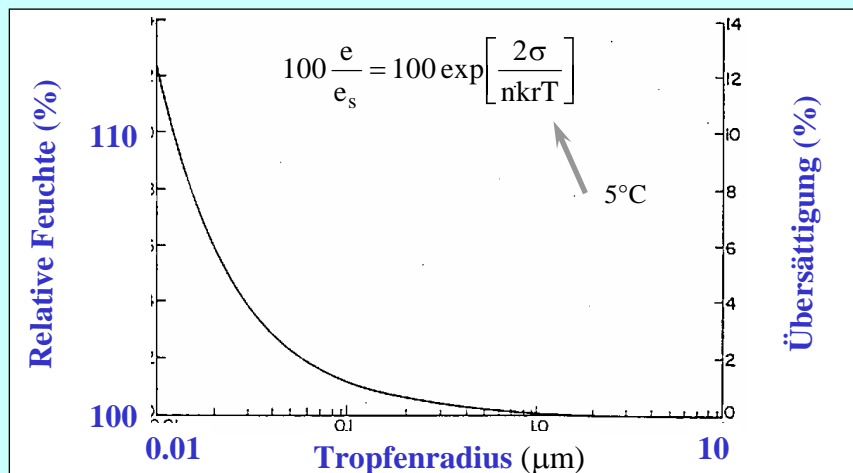
- Die KK-Spektren, die im Modell für die zwei Wolken verwendet werden, basieren auf Messungen, nach denen die KK-Konzentrationen in der kontinentalen Luft wesentlich höher liegt als in der maritimen Luft (ungefähr 200 pro cm^3 gegenüber 45 pro cm^3 bei 0,2% Übersättigung).
- In der 67 Minuten lang bestehenden maritimen Cumulus-Wolke haben sich einige Tropfen mit Radien zwischen 100 μm und 1000 μm (d.h. **Regentropfen**) entwickelt, während in der kontinentalen Wolke nur Tropfen mit Radien unter 20 μm enthalten sind.

- Diese Unterschiede treten auf, weil in der maritimen Wolke ein kleiner Bruchteil der größeren Tropfen durch Kollision und Koaleszenz wächst - anfänglich möglicherweise durch Kondensation auf den Riesenseesalzteilchen oder durch zufällige Kollision von zwei kleinen Tropfen entstanden.
- Dagegen ist in kontinentalen Wolken die Anzahl der Tropfen, die groß genug sind, um durch Kollisionen zum Regentropfen zu wachsen, nicht ausreichend.
- Diese Modellergebnisse bestätigen die Beobachtung, daß aus einer maritimen Cumulus-Wolke bei gleicher vertikaler Mächtigkeit eher Regen fällt als aus einer kontinentalen Cumulus-Wolke.

Zusammenfassung - 1

- Ich habe gezeigt, wie der Kondensationsprozeß im einzelnen verlaufen.
- In nicht gesättigter, reiner Luft können auf Grund der zufälligen Zusammenstöße der Wassermoleküle immer wieder sehr kleine Tröpfchen entstehen (die sofort wieder verdunsten), aber sie erreichen nicht die Größe von Wolkentropfen.
- Je mehr ein winziger Tropfen in **untersättigter Luft** anwächst, desto höher ist die Energie des Systems **Dampf + Tropfen**.
- In **gesättigter Luft** können Tropfen, deren Radius groß genug sind, spontan durch Kondensation von Wassermolekülen aus der Dampfphase anwachsen. Die kleinste Tröpfchen verdunsten.

Die erforderliche Übersättigung zur Bildung von Tropfen nimmt exponentiell mit dem Tropfenradius r ab.



Die relative Feuchte und Übersättigung bezüglich einer ebenen Wasseroberfläche, bei der zwischen Tropfen (aus reinem Wasser) und Dampf bei 5°C ein (instabiles) Gleichgewicht bestehen kann.

Zusammenfassung - 2

- In einer Wolke liegt die Übersättigung nur selten über 1%.
- Die größten Tropfen, die gerade noch durch zufällige Zusammenstöße von Wassermolekülen entstehen, haben ein Radius von ungefähr $0,01 \mu\text{m}$.
- Dies ist kleiner als der kritische Radius $r = 0,1 \mu\text{m}$, der für das Wachstum von Tropfen bei 1% Übersättigung erforderlich wäre.
- **Es folgt, daß sich die Wolkenröpfchen nicht durch Kondensation aus reinem Wasserdampf bilden können.**
- Tropfen wachsen in der Atmosphäre bei so geringen Übersättigungen, weil der Kondensationsprozeß durch die Aerosolpartikeln, die in der Luft schweben, eingeleitet wird.

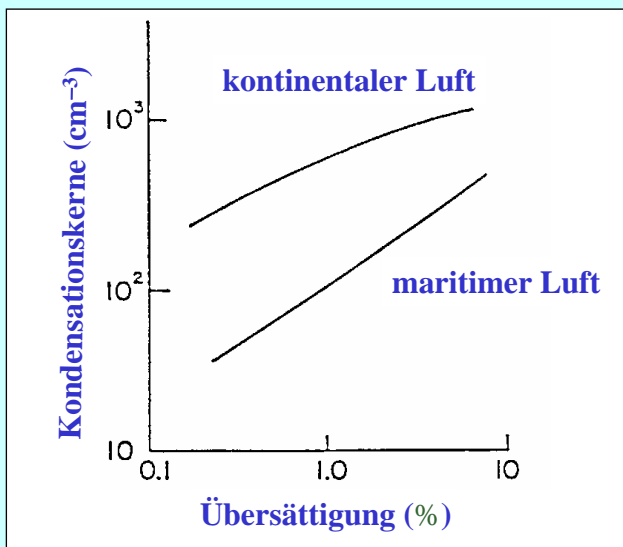
Zusammenfassung - 3

- Es gibt verschiedene Arten von Aerosolteilchen:
 - Wasseranziehende
 - Wasserabweisende
 - Wasserlösliche
- Der Sättigungsdampfdruck über der Oberfläche einer Lösung (z. B. Wasser + Salz, Wasser + Ammoniumsulfat) ist kleiner als über reinem Wasser (**Lösungseffekt**).
- Die **Lösungseffekt** wirkt dem **Krümmungseffekt** (Erhöhung des Sättigungsdampfdruckes infolge der Krümmung der Tropfenoberfläche) entgegen.
- **Kondensationskerne (KK)** sind Aerosolteilchen, die in der Atmosphäre als Kerne für die Kondensation von Wasserdampf dienen.

Zusammenfassung - 4

- Bei wachsendem Teilchenradius können die Aerosolpartikel bei immer kleineren Übersättigungen als KK wirken, weil mit wachsendem Radius der Krümmungseffekt abnimmt.
- Diese Aerosolpartikel müssen wasseranziehend sein damit sich ein Wasserfilm bilden kann.
- Wasserlösliche Aerosolpartikel können auch als KK dienen.
- Je besser die Wasserlöslichkeit, desto größer ist der Lösungseffekt.
- In der unteren Troposphäre gibt es in kontinentalen Luftmassen im allgemeinen mehr KK als in maritimen Luftmassen.

Zusammenfassung - 5



Anzahl der Kondensationskerne in kontinentaler und maritimer Luft (Mittelwerte aus Messungen).

Zusammenfassung - 6

- **In warmen Wolken** können sich Tropfen vergrößern durch
 - **Kondensation in der übersättigten Luft, oder**
 - **Kollision und Koaleszenz (Zusammenwachsen) mit anderen Wolkentropfen.**
- **In warmen Wolken** erreichen die kleinen Wolkentropfen die Größe von Regentropfen auch durch **Kollision und Koaleszenz** mit anderen Tropfen.
- **Modellrechnungen bestätigen die Beobachtung, daß aus einer maritimen Cumulus-Wolke bei gleicher vertikaler Mächtigkeit eher Regen fällt als aus einer kontinentalen Cumulus-Wolke.**
- **In kontinentalen Wolken ist die Anzahl der Tropfen, die groß genug sind, um durch Kollisionen zum Regentropfen zu wachsen, manchmal nicht ausreichend.**