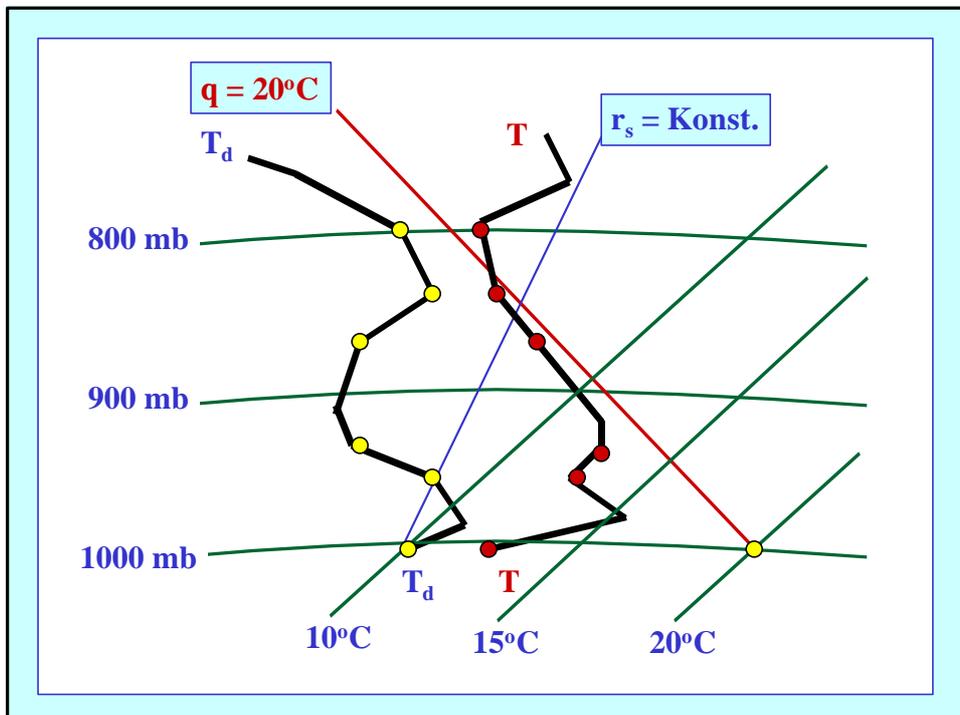
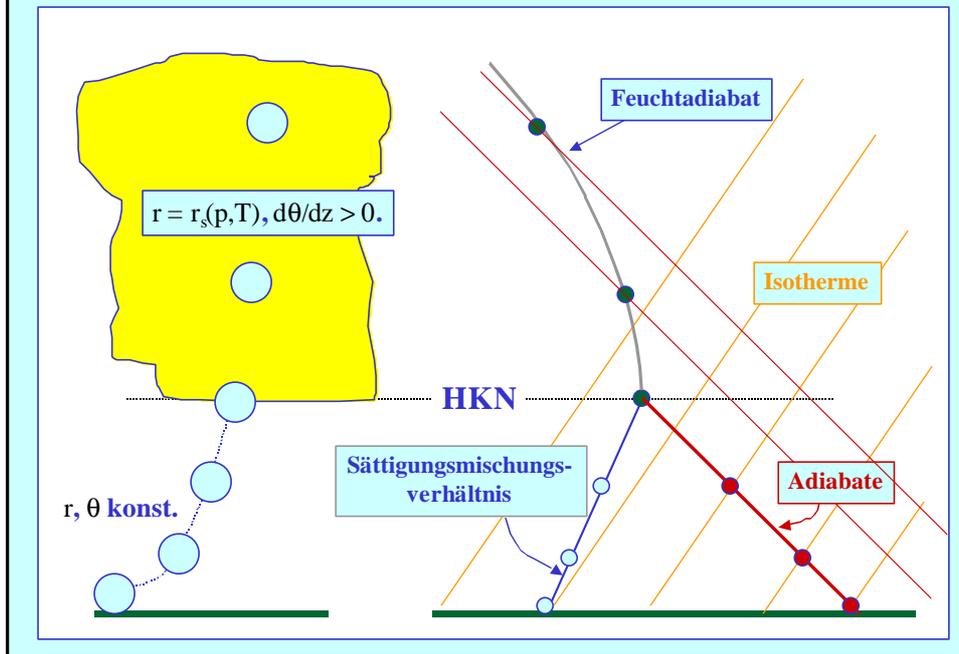


# Thermodynamische Diagramme

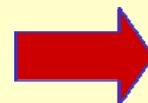


#### Feuchtadiabaten 4

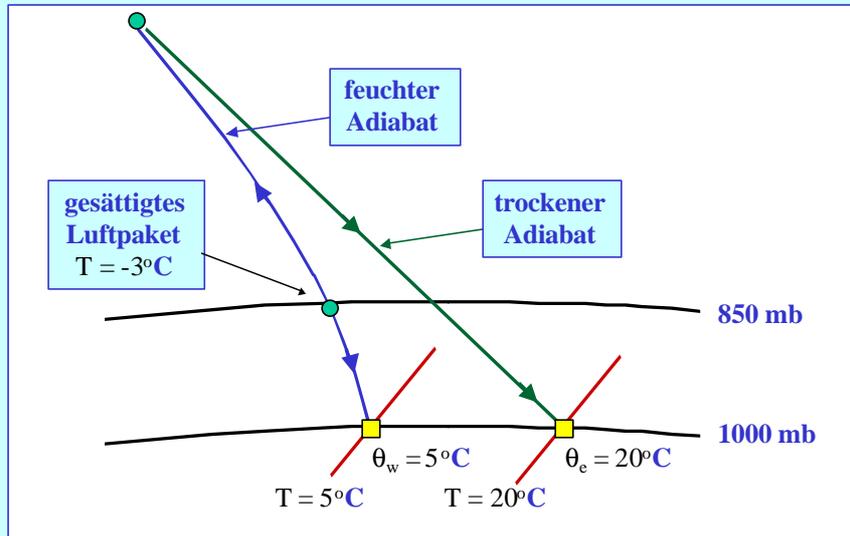


#### Feuchtadiabaten 5

- Die Feuchtadiabaten werden in thermodynamischen Diagrammen meist mit der **pseudopotentiiellen Temperatur** gekennzeichnet.
- Die **pseudopotentielle Temperatur**  $\theta_e$  nimmt eine gesättigte Luftmenge an, wenn sie vom Kondensationsniveau solange **feuchtadiabatisch aufsteigt**, bis der gesamte Wasserdampf kondensiert und ausgefallen ist, und dann **trockenadiabatisch auf einen Druck von 1000 mb absinkt**.
- Manchmal gibt man zu den Feuchtadiabaten auch die zugehörige **feuchtpotentielle Temperatur**  $\theta_w$  an.
- Diese Temperatur herrscht in gesättigter Luft, wenn sie **feuchtadiabatisch auf das Druckniveau von 1000 mb gebracht** wird.
- Es muss flüssiges Wasser vorhanden sein.



## $q_e, q_w$



## Latente Labilität

- Die trockenadiabatische Temperaturabnahme ist größer als die feuchtabdiabatische Temperaturabnahme.
- Es kann vorkommen, daß die Temperaturabnahme in der Atmosphäre zwischen diesen beiden Werten liegt, d. h. die Schichtung ist gleichzeitig **trockenstabil** und **feuchtlabil**.
- Mit anderen Worten, die Schichtung ist stabil, solange bei der **Hebung des Luftpaketes keine Kondensation eintritt**.
- Wenn aber der Wasserdampf im aufsteigenden Luftpaket kondensiert, wird dabei Wärme frei, das Luftpaket wird wärmer als seine Umgebung und setzt daher seine Vertikalbewegung verstärkt fort.
- Diese Art der Schichtung nennt man bedingte oder **latente Labilität (potential instability auf Englisch)**.

## Latente Labilität 2

- Wenn von **labiler Schichtung** gesprochen wird, meint man fast immer **latente Labilität**, denn eine trockenlabile Schichtung kommt in der freien Atmosphäre praktisch nicht vor.
- Die latente Labilität wirkt sich erst aus, wenn ein Luftpaket aus irgendeinem Grund, z. B. an Hindernissen, bis zum Kondensationsniveau gehoben wird.
- Erzwungene Hebung tritt auch an der Vorderseite einer Kaltfront oder Seewindfront ein, wo sich kalte Luft unter warme schiebt.
- Durch die Sonne stark aufgeheizte Luftpakete haben ebenfalls genügend Auftriebskraft, das Kondensationsniveau zu erreichen.

## Latente Labilität 3

- Mit Hilfe eines thermodynamischen Diagramms kann man beurteilen, bis in welche Höhe das Luftpaket seine Vertikalbewegung fortsetzen wird.
- Ob nur kleine Quellwolken entstehen oder diese bis zur Schauerwolke wachsen, hängt von der vertikalen Mächtigkeit der feuchtlabilen Schicht ab.

## Anwendung der thermodynamischen Diagramme

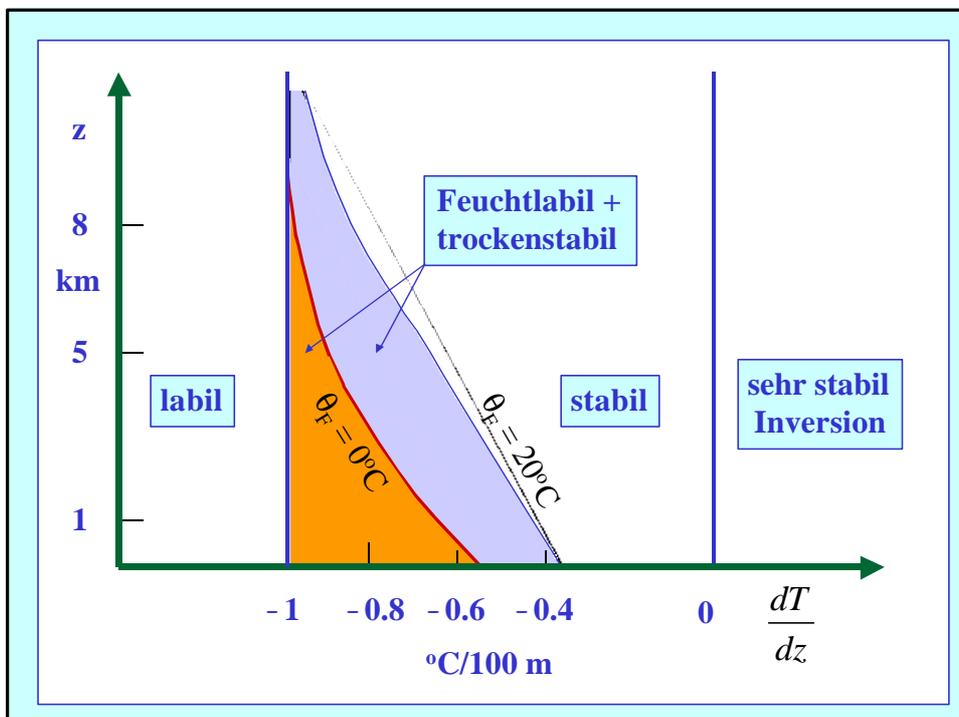
- Die Radiosondenmessungen ( $p$ ,  $T$ ,  $T_d$ ) werden in thermodynamische Diagramme eingetragen, um Aussagen über Stabilität bzw. Labilität der atmosphärischen Schichtung machen zu können.
- In einem thermodynamischen Diagramm läßt sich feststellen, ob ein Luftpaket, wenn es durch irgendeinen atmosphärischen Vorgang gehoben wird, in der neuen Höhe wärmer oder kälter als die umgebende Luft ist.
- Eine höhere Temperatur (geringere Dichte) im Luftpaket hat eine Auftriebskraft nach oben zur Folge, d. h. das Luftpaket setzt seine Vertikalbewegung beschleunigt fort.
- Wenn die Temperatur im Luftpaket nach der Hebung niedriger (die Dichte ist größer) als in der Umgebung ist, wirken rücktreibende Kräfte in Richtung Ausgangsposition.

## Anwendung der thermodynamischen Diagramme 2

- Genaugenommen müßte man bei diesen Betrachtungen statt der Temperatur die virtuelle Temperatur verwenden.
- Die Fehler, die durch die Vernachlässigung des virtuellen Temperaturzuschlages  $T_v - T = 0,61rT$  entstehen, ist typischerweise kleiner als die Meßgenauigkeit der Radiosonden, außer vielleicht in den Tropen.
- Die atmosphärische Schichtung in der Umgebung eines gehobenen Luftpakets ist
  - **stabil**, wenn auf das Luftpaket rücktreibende Kräfte wirken;
  - **labil**, wenn das Luftpaket die Aufwärtsbewegung fortsetzt;
  - **indifferent** (neutral), wenn die Dichte im Luftpaket gleich der Dichte der Umgebungsluft ist.

### Anwendung der thermodynamischen Diagramme 3

- Wenn feuchte Luft gehoben ist, kühlt sie über dem Kondensationsniveau die Temperatur langsamer ab als bei trockenadiabatischer Hebung.
- Die atmosphärische Schichtung kann deshalb bezüglich der Vertikalbewegung eines trockenen Luftpakets stabil geschichtet sein, sobald aber Kondensation einsetzt, erfährt das vertikal bewegte Luftpaket Auftrieb.
- Friewerdende Kondensationswärme im Luftpaket setzt die Dichte herab.



#### Anwendung der thermodynamischen Diagramme 4

- Verschiedene Vorgänge bei der Untersuchung der Vertikalbewegung mit Hilfe der sogenannten „Paketmethode“ bisher nicht berücksichtigt:
  - Der Vertikalbewegung wirken Reibungskräfte entgegen.
  - Die Hebung des Luftpakets wird in seiner Umgebung durch absinkende Luftströmungen kompensiert.
  - Durch Mischung mit der Umgebungsluft ändert sich der Wasserdampfgehalt und die Temperatur im Luftpaket.
  - Die Auftriebskraft wird durch das Gewicht des kondensierten Wassers verringert.

#### Anwendung der thermodynamischen Diagramme 5

- Schwerwiegender als diese Vernachlässigungen wirkt sich jedoch bei der Anwendung der „**Paketmethode**“ für die Wettervorhersage die Tatsache aus, daß Radiosondennmessungen nur zweimal pro Tag durchgeführt werden und deshalb die augenblickliche atmosphärische Schichtung nicht genau bekannt ist.
- Wie man dennoch aus dem vertikalen Temperatur- und Taupunktverlauf Rückschlüsse auf Wolkenuntergrenze oder (konvektive) Wolkenentwicklung ziehen kann, soll im folgenden erläutert werden.

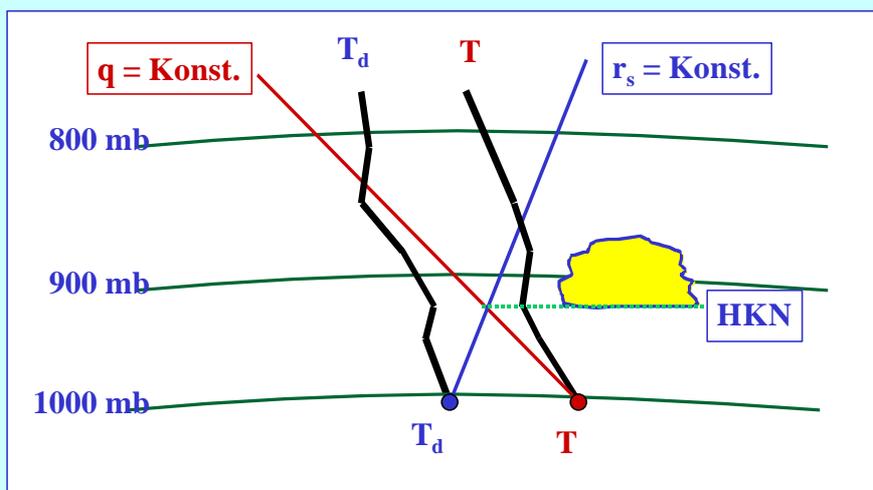


## Das Hebungskondensationsniveau

- Das **Hebungskondensationsniveau (HKN)** ist die Höhe, in der bei erzwungener Hebung der Luft (z. B. Überströmen eines Berges, Aufgleiten von warmer Luft auf kalte Luft) Kondensation eintritt.
- Es läßt sich in einem thermodynamischen Diagramm aus der gemessenen Temperatur- und Taupunktkurve folgendermaßen bestimmen:



## Bestimmung des Hebungskondensationsniveaus



## Das Hebungskondensationsniveau

- Die Höhe des HKN hängt vom Ausgangsniveau des gehobenen Luftpakets ab.
- Die geringste der möglichen Höhen des HKN bestimmt die Wolkenuntergrenze bei erzwungener Hebung.
- Häufig erreicht aufsteigende bodennahe Luft, die einen hohen Feuchtgehalt und eine niedrige potentielle Temperatur hat, das HKN zuerst.
- Beim Aufgleiten von verschiedenen Luftmassen kann es jedoch vorkommen, daß die Hebungsvorgänge die stabil geschichtete Luft in Bodennähe nicht erfassen.
- Dann muß man das HKN aus Temperatur und Taupunkt der betreffenden höheren Luftschicht ermitteln.

## Konvektionskondensationsniveau, Auslösetemperatur

- Die Erdoberfläche wird bei Sonnenstrahlung erwärmt und dadurch auch die aufliegende Luft.
- Die entstehende thermische Konvektion bewirkt eine von der Bodenoberfläche ausgehende Durchmischung, die im Tagesverlauf immer höhere Luftschichten erfaßt.
- Im Konvektionsraum ist die Luft dann trockenadiabatisch geschichtet und die morgendliche Bodeninversion aufgelöst.
- Haben die im Konvektionsraum aufsteigenden Warmluftpakete relativ hohen Wasserdampfgehalt, führt die trockenadiabatische Temperaturabnahme bei der Vertikalbewegung in einem bestimmten Niveau, dem **Konvektionskondensationsniveau (KKN)**, zur Sättigung.
- In dieser Höhe liegt die Untergrenze der sich bildenden Quellwolken.

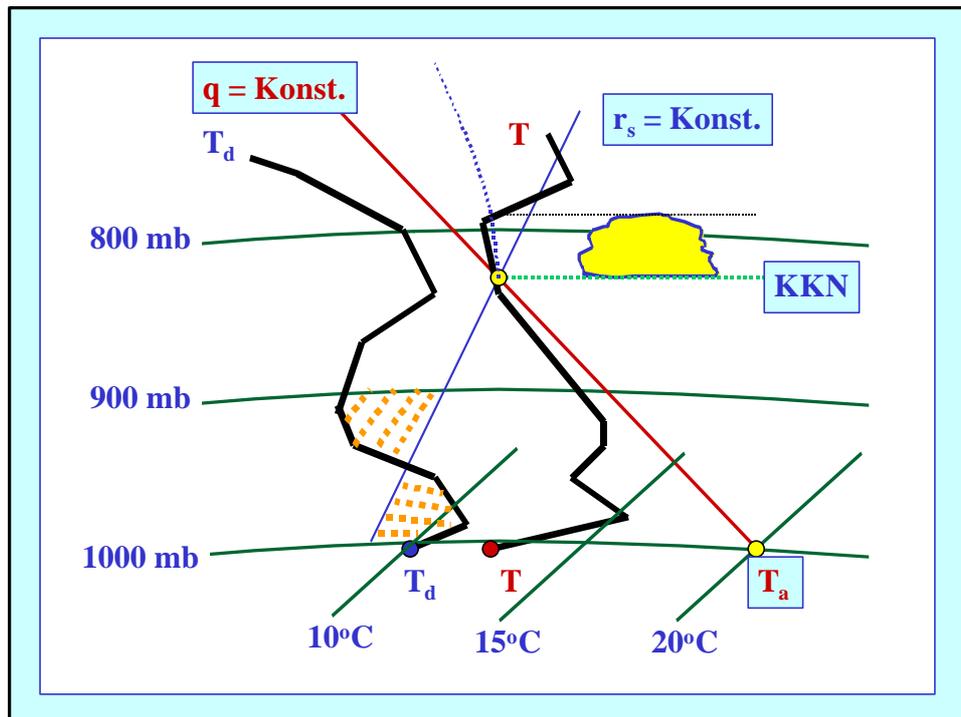


### Konvektionskondensationsniveau, Auslösetemperatur 2

- Zur Quellwolkenbildung kommt es, sobald die Luft am Boden bis zur **Auslösetemperatur**  $T_a$  aufgeheizt ist.
- Erst bei dieser Temperatur können Luftpakete bis zum **KKN** trockenadiabatisch aufsteigen.
- Im thermodynamischen Diagramm erhält man die Auslösetemperatur, indem man
  - Das **KKN** bestimmt,
  - von dort trockenadiabatisch bis zum Bodenniveau „absteigt“ und
  - am Schnittpunkt Trockenadiabate/Bodendrucklinie die Temperatur abliest.

### Konvektionskondensationsniveau, Auslösetemperatur 3

- Im Bild ergibt sich eine Auslösetemperatur von  $20^{\circ}\text{C}$ , d. h., wenn die Temperatur im Tagesverlauf auf diesen Wert ansteigt, werden sich erste Quellwolken bilden.
- Wegen der stabilen Schicht über 800 mb können sie nicht weiter in die Höhe wachsen; an diesem Tag sind also nur flache Quellwolken zu erwarten.
- Es kommt auch vor, daß eine derartige Sperrschicht in der Atmosphäre fehlt - dann entstehen immer größere Wolken und evtl. auch Schauer.
- Manchmal ist die Luft so stabil geschichtet (oder so trocken), daß die Sonneneinstrahlung nicht für die Erwärmung der Luft bis auf die Auslösetemperatur ausreicht.
- An solchen Tagen gibt es keine Cumuluswolken.



### Konvektionskondensationsniveau, Auslösetemperatur 3

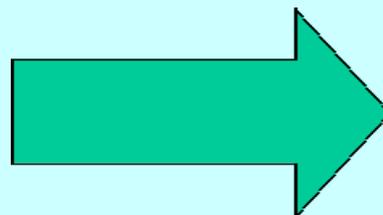
- Bei der Vorhersage der Konvektionsbewölkung muß man auch berücksichtigen, wie die großräumigen Luftbewegungen (Advektion, Absinken, Anhebung) die vertikale Luftschichtung während des Tages verändern.
- Dies läßt sich nur abschätzen, was an manchen Tagen zu (kleinen) Unstimmigkeiten zwischen Prognose und tatsächlichem Wetter führen kann.

## Niveau freier Konvektion

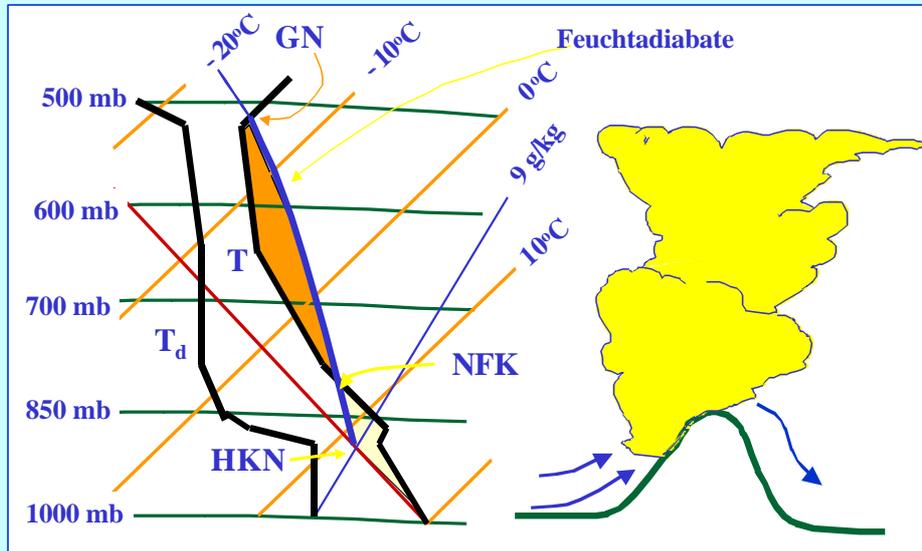
- Häufig kommt es vor, daß die Luft in Bodennähe schwach stabil geschichtet ist, in höheren Schichten aber (feucht-) labil.
- Ein Luftpaket könnte nicht von selbst von der Erdoberfläche in die Atmosphäre aufsteigen und die Schichten erreichen, in denen nach oben gerichtete Kräfte wirken.
- Wenn jedoch das Luftpaket an Unebenheiten im Gelände (oder durch großräumige Hebungs Vorgänge) bis zum **HKN** gelangt, und dann feuchtadiabatisch aufsteigt, erreicht es bei feuchtlabiler Schichtung eine Höhe, in der es eine höhere Temperatur (geringere Dichte) als die umgebende Luft hat.
- Dieses Niveau ist das **Niveau freier Konvektion (NFK; auf Englisch: Level of Free Convection, LFC)**,

## Niveau freier Konvektion 2

- Über dem **NFK** setzt das Luftpaket seine Vertikalbewegung fort, bis in größere Höhe die Temperatur im Luftpaket niedriger (die Dichte größer) als in seiner Umgebung ist und deshalb rücktreibende Kräfte wirken (nächstes Bild).
- Auf diese Weise können bei hochreichender Labilität kräftige Schauer auch während der Nachtstunden entstehen.

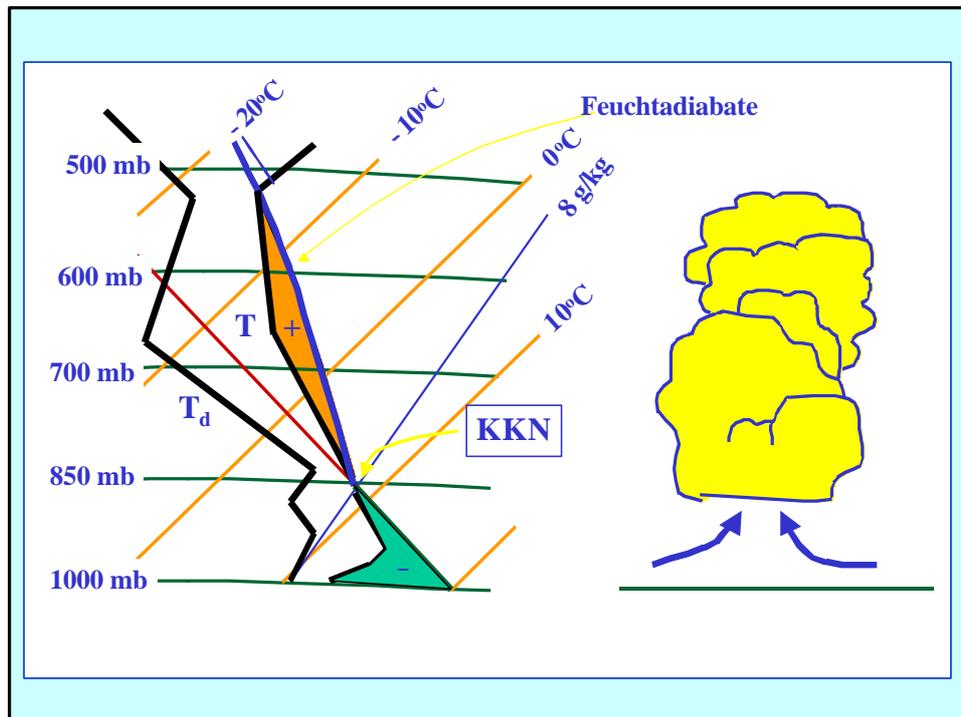


## Positive und negative Fläche



## Gleichgewichtsniveau

- Das **Gleichgewichtsniveau (GN)** (auf English, **Level of Neutral Buoyancy, LNB**) ist die Höhe, in der die Temperatur in einem aufsteigenden Luftpaket wieder gleich Temperatur seiner Umgebung wird.
- Über dem Gleichgewichtsniveau verringert sich die Auftriebskraft des Luftpaketes, weil es im Vergleich zur Umgebung kälter (schwerer) ist.
- Das Luftpaket wendet sich etwas oberhalb des Gleichgewichtsniveaus und bewegt sich beschleunigt nach unten.
- Dabei durchquert es wieder das **GN**, wird gebremst und beginnt von neuem eine Vertikalbewegung nach oben, d. h. es pendelt um die Gleichgewichtslage.
- Reibung und Mischung mit der Umgebungsluft führen jedoch dazu, daß das Luftpaket schnell zur Ruhe kommt.



### Positive und negative Flächen

- Die Koordinaten der thermodynamischen Diagramme wurden so gewählt, daß die von der Kurve eines Kreisprozesses eingeschlossene Fläche der verrichteten Arbeit proportional ist.
- Ich zeige nun, wie man die Fläche zwischen der **Hebungskurve** eines Luftpaketes (Trocken- bzw. Feuchtadiabate, entlang der das Luftpaket aufsteigt) und der **Schichtungskurve** (Temperaturverlauf in der Umgebung des Luftpaketes) interpretieren kann.
- Ein Luftpaket (Masse  $m$ , Volumen  $V$ , Dichte  $\rho$ ) soll in der Höhe  $z$  mit der Geschwindigkeit  $w$  aufsteigen.
- Die Dichte der Umgebungsluft betrage  $\rho_0(z)$ .
- Das Zweite Newton'sche Gesetz lautet für dieses Luftpaket:

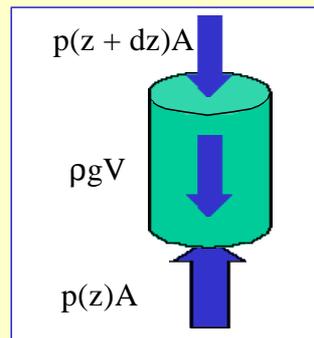
### Positive und negative Flächen 2

$$m \frac{dw}{dt} = \text{resultierende Kraft in der Höhe } z$$

- Wenn man die Reibungskräfte vernachlässigt, ergibt sich die resultierende Kraft aus der Differenz der nach oben wirkenden Druckgradientkraft  $(-dp/dz)V$  und der nach unten gerichteten Gewichtskraft  $\rho gV$ .

- Angenommen das Luftpaket hat die Form eines Zylinders mit Höhe  $dz$  und Querschnittsfläche  $A$

$$\begin{aligned} [p(z) - p(z + dz)]A &\approx -\left(\frac{dp}{dz} dz\right)A \\ &= -\frac{dp}{dz} V \end{aligned}$$



### Positive und negative Flächen 3

$$m \frac{dw}{dt} = \rho V \frac{dw}{dt} = -\frac{dp}{dz} V + \rho g V$$

Da  $w$  von der Höhe abhängt, folgt für die Vertikalbeschleunigung des Luftpaketes

$$\frac{dw}{dt} = \frac{dw}{dz} \frac{dz}{dt} = w \frac{dw}{dz}$$

$$\rho w \frac{dw}{dz} = -\frac{dp}{dz} - \rho g$$

- Der Druck  $p$  im Luftpaket gleicht sich während der Vertikalbewegung schnell dem äußeren Luftdruck an.
- Die Druckänderung im Luftpaket ist demnach gleich der vertikalen Druckänderung in der Umgebungsluft  $dp/dz = -g \rho_0(z)$ .

#### Positive und negative Flächen 4

$$\rho w \frac{dw}{dz} = -\frac{dp}{dz} - \rho g \quad \rightarrow$$

$$\frac{d}{dz} \left( \frac{1}{2} w^2 \right) = g \frac{(\rho_0 - \rho)}{\rho}$$

- d. h. die vertikale Änderung der kinetischen Energie pro Kilogramm des Luftpaketes ist gleich der Auftriebskraft pro Einheitsmasse.
- Integration von der Höhe **A** bis zur Höhe **B** liefert

$$\frac{1}{2} w_B^2 - \frac{1}{2} w_A^2 = \int_{z_A}^{z_B} g \frac{(\rho_0 - \rho)}{\rho} dz$$

#### Positive und negative Flächen 5

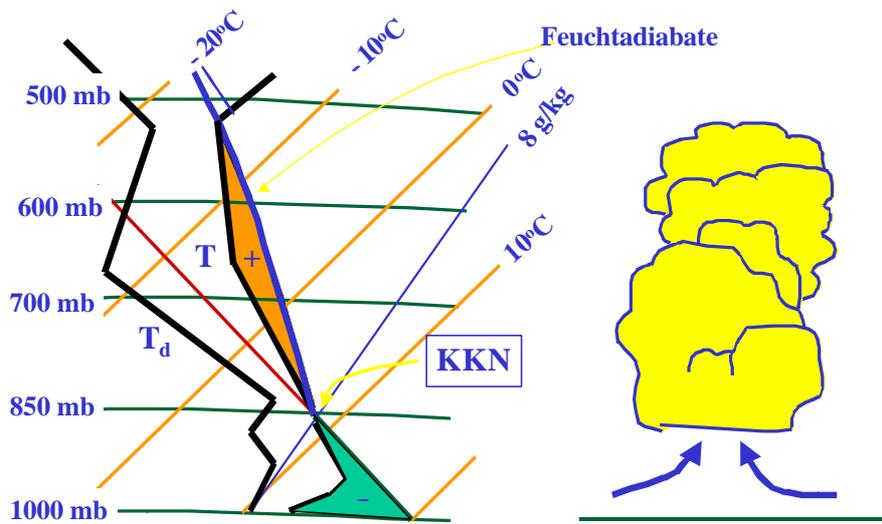
- Mit Hilfe der hydrostatischen Gleichung in der Form  $\alpha_0 dp = -gdz$  und der Beziehung läßt sich die rechte Seite so umfassen

$$\frac{1}{2} w_B^2 - \frac{1}{2} w_A^2 = \int_{p_A}^{p_B} (\alpha_0 - \alpha) dp$$

- **P** die Änderung der kinetischen Energie zwischen A und B entsteht dadurch, daß die Auftriebskraft am Luftpaket Arbeit verrichtet.
- Die Gleichung zeigt, daß in einem  $p\alpha$ -Diagramm die Fläche zwischen der Schichtungskurve  $\alpha_0(p)$  und der Hebungskurve  $\alpha(p)$  der bei der Vertikalbewegung umgesetzten Arbeit entspricht.
- Dies gilt nicht nur im  $p\alpha$ -Diagramm sondern auch in den durch flächentreue Transformation entstandenen thermodynamischen Diagrammen.

### Positive und negative Flächen 6

- Die Größe der Fläche ist ein Maß dafür, wie stark sich die kinetische Energie des Luftpakets ändert.
- Man unterscheidet zwischen negativen (bei Abnahme der kinetischen Energie) und positiven Flächen (bei Zunahme der kinetischen Energie).



## Negative Flächen

- Ist das Luftpaket kälter bzw. schwerer ( $\rho > \rho_0$ ) als die Umgebungsluft und die Auftriebskraft negativ, verringert sich die Vertikalgeschwindigkeit; unter Umständen kehrt das Luftpaket zum Gleichgewichtsniveau zurück.
- Bei dieser stabilen Schichtung sind Vertikalbewegungen nur bei Energiezufuhr (Sonneneinstrahlung, Hebung and einem Hindernis) möglich.
- Man bezeichnet die Flächen zwischen Hebungs- und Schichtungskurve, die eine aufzuwendende Energie (Stabilitätsenergie) darstellen, als *negative Flächen*.

## Positive Flächen

- Wenn das Luftpaket wärmer bzw. leichter ( $\rho < \rho_0$ ) als die Umgebungsluft ist, steigt es wegen positiven Auftriebskraft beschleunigt in die Höhe.
- In diesem Fall entspricht die Fläche zwischen Hebungs- und Schichtungskurve freiwerdender Energie (Labilitätsenergie) und wird *positive Fläche* genannt.
- Beispiele für negative bzw. positive Flächen zeigen die Abbildungen  $\mathcal{P}$
- Die bodennahe negative Fläche in Abbildung nennt man auch *Auslöseenergie* (vgl. Abschnitt zur Auslösetemperatur).

## Positive Flächen

- Die positive Fläche (**PF**) ist (in erster Näherung) proportional zur kinetischen Energie, die durch die Auftriebskräfte erzeugt werden.
- Die negative Fläche (**NF**) ist andererseits proportional zum Arbeitsaufwand, der notwendig ist, das Luftpaket bis zum **NFK** zu heben.
- Als **CAPE** (Abkürzung für „Convective Available Potential Energy“) bezeichnet man gerade jenen (Netto-)Energiebetrag, der freigesetzt wird beim **gesamten** Aufstieg des Luftpakets.
- **CAPE** entspricht gerade der Differenz von  $PF - NF$  in einem flächentreuen aerologischen Diagramm.

