

Kapitel 13:

Wolken in der Grenzschicht



Wolken in der Grenzschicht

- Wolken können sich an der Oberkante der ML und an der Unterkante der stabilen GS bilden.
- Wichtig: Kurz- und langwellige Strahlungsflüsse (Größe und Verteilung) in der GS werden durch Wolken verändert! Somit haben Wolken einen großen Einfluss auf die Struktur der GS.
- Im Zusammenhang mit Klimaänderungsvorgängen ist dies ein wichtiger Einflussfaktor.

Wolken in der Grenzschicht

- Es gibt drei Typen von GS-Wolken, die an der Oberkante der GS durch die Inversion (engl. capping inversion) entstehen (engl. cloud-topped boundary layer: CTBL):
 1. Schönwetter Cumulus (shallow cumulus).
 2. Stratocumulus.
 3. Stratus.
- Zusätzlich gibt es Nebel in den unteren Bereichen der GS.

Nebel

- Nebel ist eine Wolke, die mit dem Boden Kontakt hat. (Hier schließen wir der Einfachheit halber Wolken aus, die im Kontakt mit Hügeln oder Bergen stehen.)
- In der Nacht kann sich Nebel als Konsequenz der strahlungsbedingten Auskühlung des Erdbodens bilden.
- Wärme geht strahlungsbedingt verloren und wird nach unten (Richtung Erdboden) durch windinduzierte Turbulenz diffundiert. Wenn die Luft nahe dem Boden unter den Taupunkt abgekühlt wird, kondensiert das Wasser zuerst in Bodennähe und dann in höheren Schichten.
- Deshalb ist der Nebel am Boden am dichtesten und der Wolkenwassergehalt nimmt mit der Höhe rapide ab.

Nebel

- Wenn die Dicke der Nebelschicht bei Sonnenaufgang nur einige wenige Meter beträgt, wird diese erhalten bleiben, bis durch die Absorption von Sonnenlicht am Erdboden und in der Wolke (Nebel) die Temperatur ansteigt und die Wolke verdampft.
- Dünne Nebelschichten dieser Art sind nicht konvektiv, da die Kühlung von unten her geschieht.
- Wenn dagegen der Nebel optisch dick genug ist (Dicke der Nebelschicht von mehr als 5-10 Meter), entsteht ein gut definierter Übergangsbereich an der Oberkante der Nebelschicht: Es gibt eine größere Strahlungsflussdivergenz in der Nähe der Oberkante als an der Unterkante. Die Kühlung an der Oberkante generiert kalte Luftmassen die Absinken und es kommt zur konvektiven Durchmischung der Nebelschicht.

Nebel

- Nebel absorbiert in der Regel infrarote (langwellige Wärme-) Strahlung in erheblichem Umfang.
- Eine Nebelbank mit einer Dicke von 100 m ist quasi lichtundurchlässig.
- Solche Wolken blockieren die infrarote Abstrahlung von der Oberfläche und verhindern die weitere Abkühlung des Bodens.
- Gleichzeitig führen starke Divergenzen der Infrarotstrahlungsflüsse an der Oberkante der Nebelschicht dort zu einer deutlichen Abkühlung, die die Nebelschicht ihrerseits destabilisieren.
- Der Nebel steigt auf und es bildet sich eine mit Wolken gefüllte ML ähnlich wie in einer trockenen konvektiv durchmischten GS.

Komplikationen durch Wolken in der GS

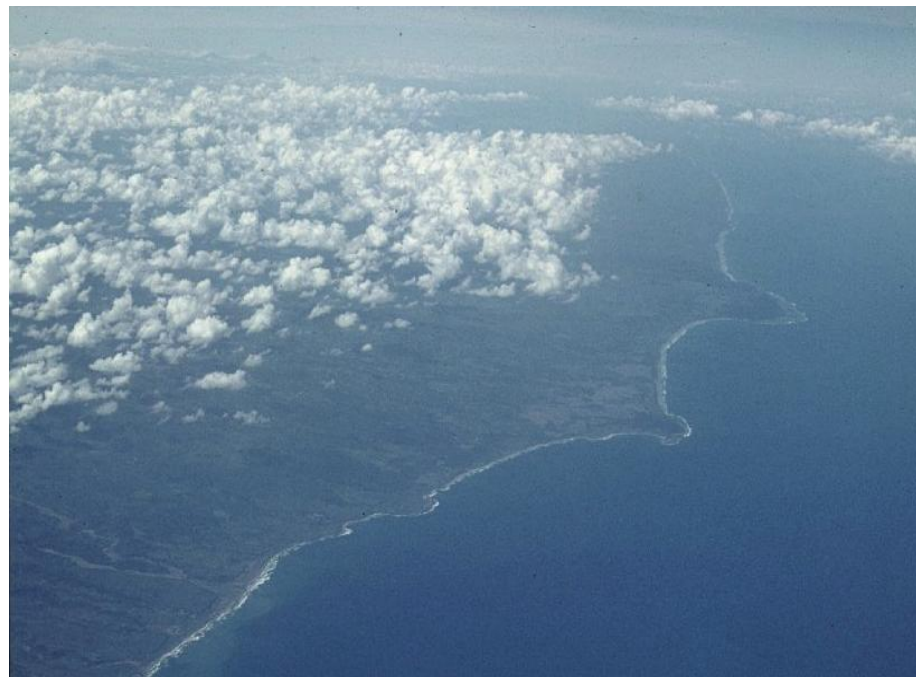
- Strahlungsflüsse und Phasenumwandlungen spielen eine sehr bedeutende Rolle. Viele der zuvor gezeigten "repräsentativen" mittleren, typischen Profile von Variablen in der GS ändern sich deutlich.
- In einer trockenen GS werden die turbulenten Strukturen, die mittleren Variablen sowie deren zeitliche Entwicklung durch großskalige, externe Bedingungen und die Bodenflüsse kontrolliert.
- In einer mit Wolken bedeckten GS können die Bodenflüsse wichtig sein, aber Strahlungsflüsse produzieren lokal Wärme- und Kältequellen im Inneren der GS, was die turbulenten Strukturen und die Dynamik der GS stark beeinflussen kann.

Wolken in der Grenzschicht

- Der Gleichgewichtszustand der CTBL wird also durch konkurrierende Prozesse bestimmt: strahlungsbedingte Auskühlung, Eindringen von wärmerer und trockenerer Luft aus Höhen oberhalb der Wolke, großskalige Divergenz und turbulente Flüsse.
- Die CTBL kann als eine turbulente Region identifiziert werden, in der sich Ensemble von Stratus, Stratocumulus und Cumulus Wolken aufhalten
- Sie ist eine Region, die das Wetter der unteren Atmosphäre und auch das Klima in vielen Regionen der Erde bestimmt; sie ist eine sehr wichtige Komponente im Klimasystem.



Moist Convection



Trade Cumuli

Stratocumulus



Wolkenstrassen



Wolkenstrassen



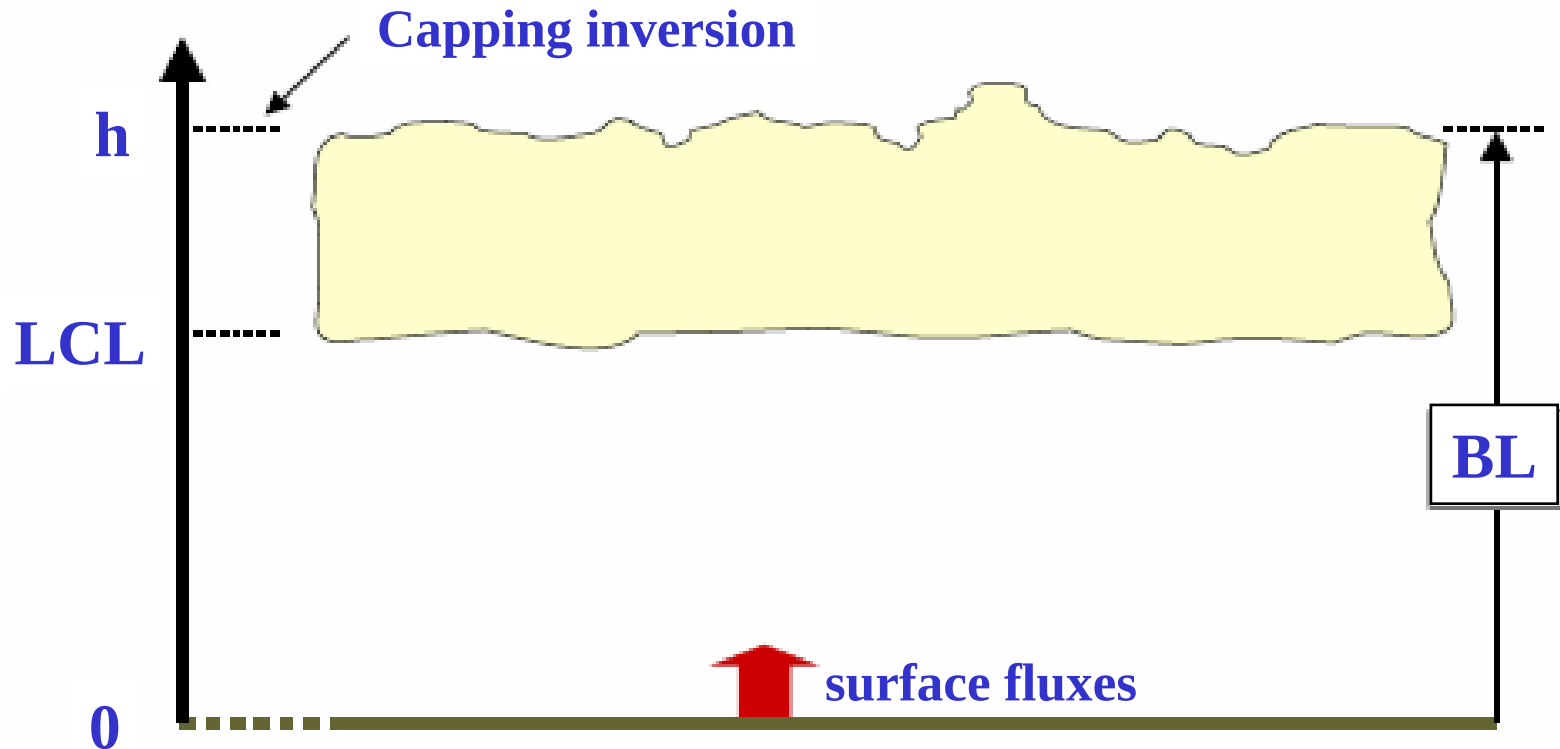
Wolken in der Grenzschicht

- Stratuswolken (Stratus) treten in der Regel in tieferen Schichten der GS auf als Stratocumuluswolken.
- Die Bildung von Stratus kann als Nebel in tiefen Schichten beginnen, der sich dann stetig zu einer angehobenen Wolkenschicht (Hochnebel) entwickelt, mit einer Dicke von einigen zehn Metern bis zu einigen hundert Metern.
- Es handelt sich meistens um eine sehr "einheitliche" Wolkenschicht, die an der Oberkante einige Wellenbewegungen aufweist.
- Bei Stratocumulus handelt es sich meistens um angehobene Wolkenschichten nahe der Oberkante der GS.
- Die Dicke kann bis zu einigen hundert Metern betragen; sie haben eine ausgeprägte Zellenstruktur mit konvektiven Bewegungen innerhalb der Wolke.

Wolken in der Grenzschicht

- Stratocumuluswolken sind konvektiv angetrieben, vor allem durch die Erzeugung von Abtrieb (neg. Auftrieb) durch strahlungsbedingte Abkühlung in der Nähe der Wolkenoberkante.
- Stratuswolken können auch durch Konvektion angetrieben werden (wie die Stratocumuluswolken) oder sie sind durch starke Winde bzw. große vertikale Windscherung verursacht.
- Es sind 3 grundverschiedene Situationen von Wolken in der Grenzschicht möglich:

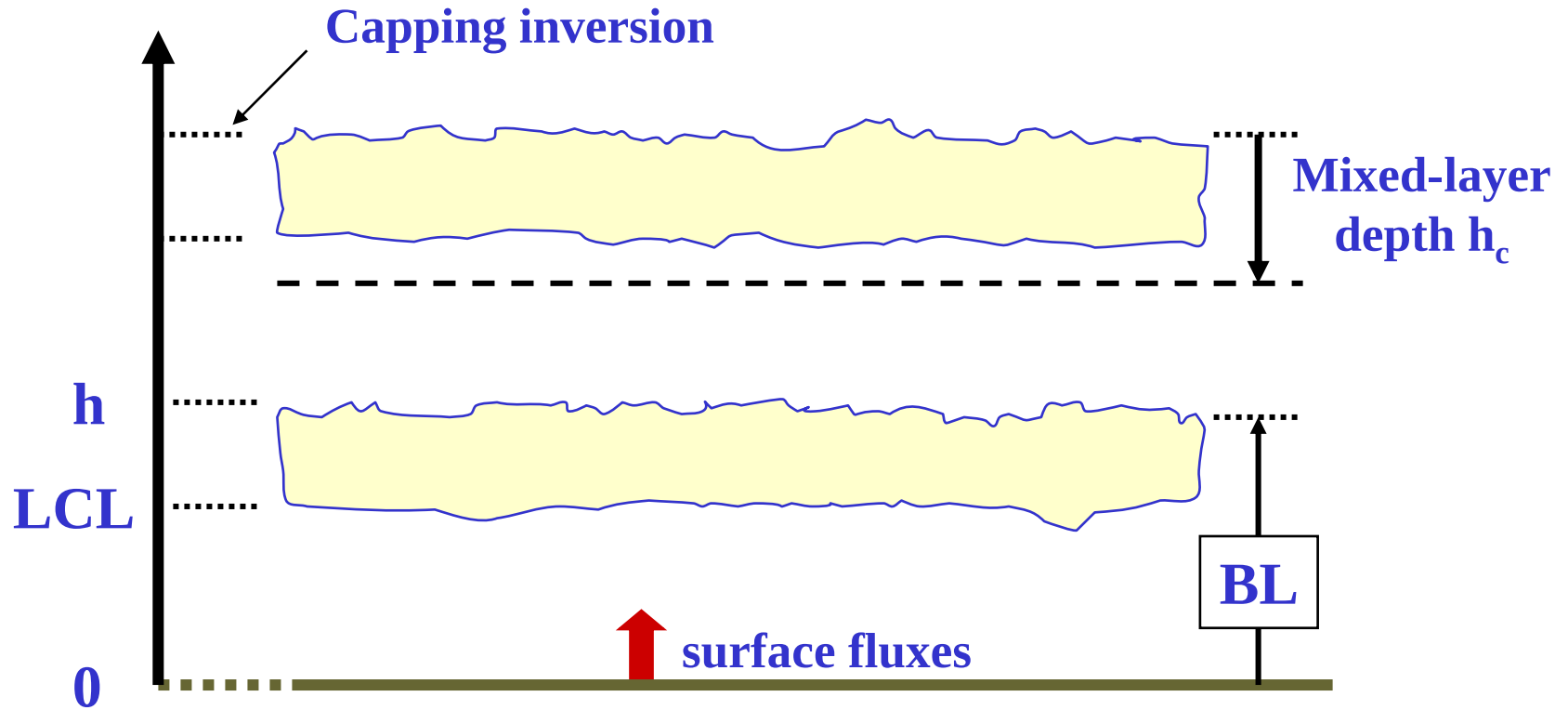
1. Wolke an der Oberkante der GS



Schematische Darstellung einer CTBL: Voll gekoppeltes System mit einer gut durchmischten Schicht vom Erdboden bis zur Wolkenoberkante.

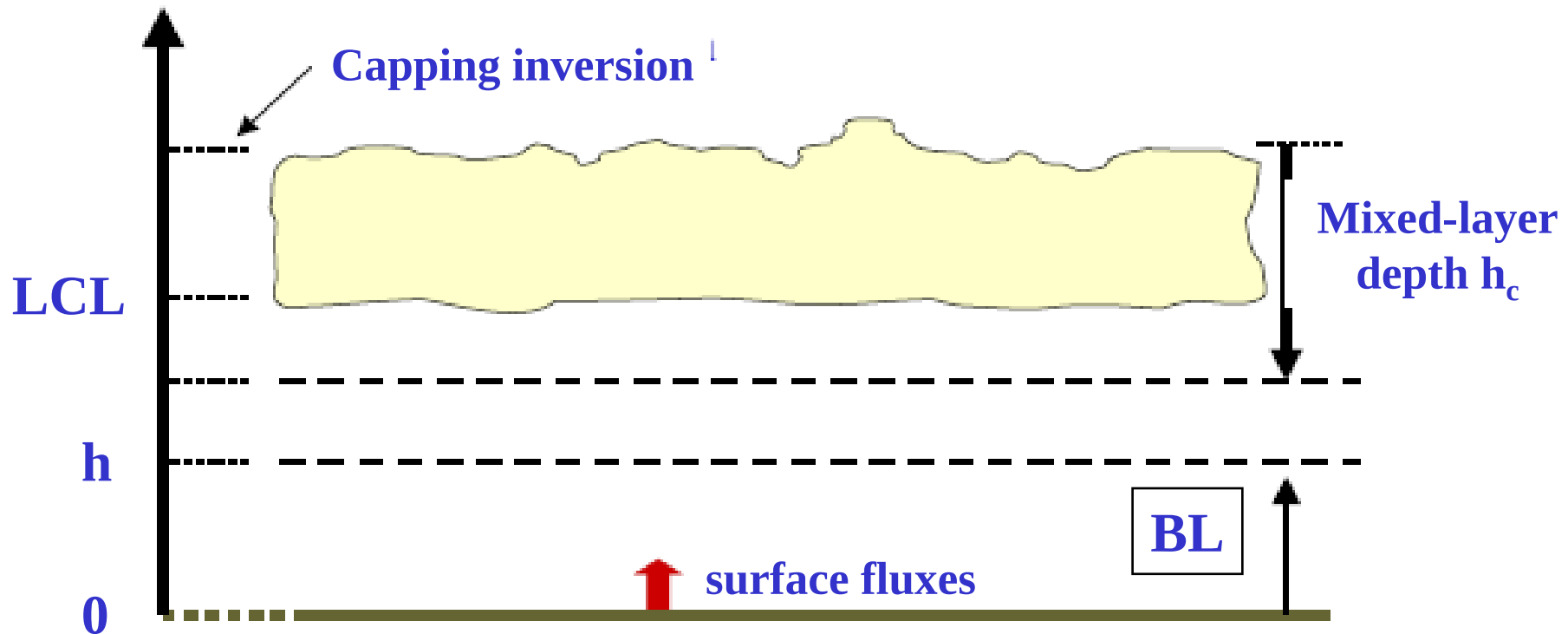
(LCL: Lifting Condensation Level)

2. Weitere Wolke oberhalb der GS



Schematische Darstellung einer CTBL: Zwei Wolkenschichten unterhalb der Inversion, mit einer gut durchmischten Schicht der Höhe h und einer angehobenen Mischungsschicht der Höhe h_c (teilweise gekoppeltes System).

3. Wolke oberhalb einer wolkenfreien GS



Schematische Darstellung einer CTBL: Entkoppeltes System mit nur einer Wolkenschicht, mit schwachen Bodenflüssen und einer angehobenen Mischungsschicht der Höhe h_c .

Derzeitiges Verständnis physikalischer Prozesse

- Sowohl Beobachtungen als auch Modellstudien legen nahe, dass für die Bildung, Erhaltung sowie Dissipation von Grenzschichtwolken eine Reihe von Prozessen wichtig sind.
- Die innere Struktur einer CTBL hängt stark von den dominierenden Mechanismen ab, die für die Erzeugung von Turbulenz verantwortlich sind:
- Möglichkeiten sind:
 - konvektiv, entweder durch strahlungsbedingte Kühlung an der Oberkante der Wolke oder Heizung am Boden;
 - mechanisch, durch Scherung (Spannung) am Boden oder an der Wolkenoberkante.

Derzeitiges Verständnis physikalischer Prozesse

- Strahlungsflüsse werden durch Wolken verändert und produzieren so lokal Wärmequellen (Erwärmung) bzw. -senken (Abkühlung), was die turbulenten Strukturen in der GS beeinflusst.
- Generell wird angenommen, dass sich die Kühlung durch langwellige (Ab-) Strahlung (IR) in der Regel nur über die ersten 50 Meter unterhalb der Oberkante eines Stratocumulus erstreckt, die solare (kurzwellige) Heizung, sich aber tiefer in die Wolkenschicht erstreckt.
- Ein Haupteffekt der strahlungsbedingten Abkühlung ist die Erzeugung von einem nach oben gerichteten Fluss (Auftrieb) über die GS hinaus, der seinerseits zu einem "Entrainment" an der Oberkante der Wolke führt.

Derzeitiges Verständnis physikalischer Prozesse

- Dieser "Eintrag" von oben bringt wärmere und trockenere Luft in die GS (und in die Wolke!), was im Weiteren die Verdunstung von Wolkentröpfchen und damit eine Abkühlung fördert.
- Unter bestimmten Umständen kann dieses Abkühlen (durch Verdunstung) zu Instabilitäten führen, bei dem die Wolkenteilchen weiter abkühlen, einen "negativen Auftrieb" erfahren und durch die Wolken hindurch absinken. Dies kann den Eintrag von Luftmassen aus Bereichen oberhalb der GS erhöhen und somit zu dem Zerfall einer sonst stabilen Wolkendecke führen.

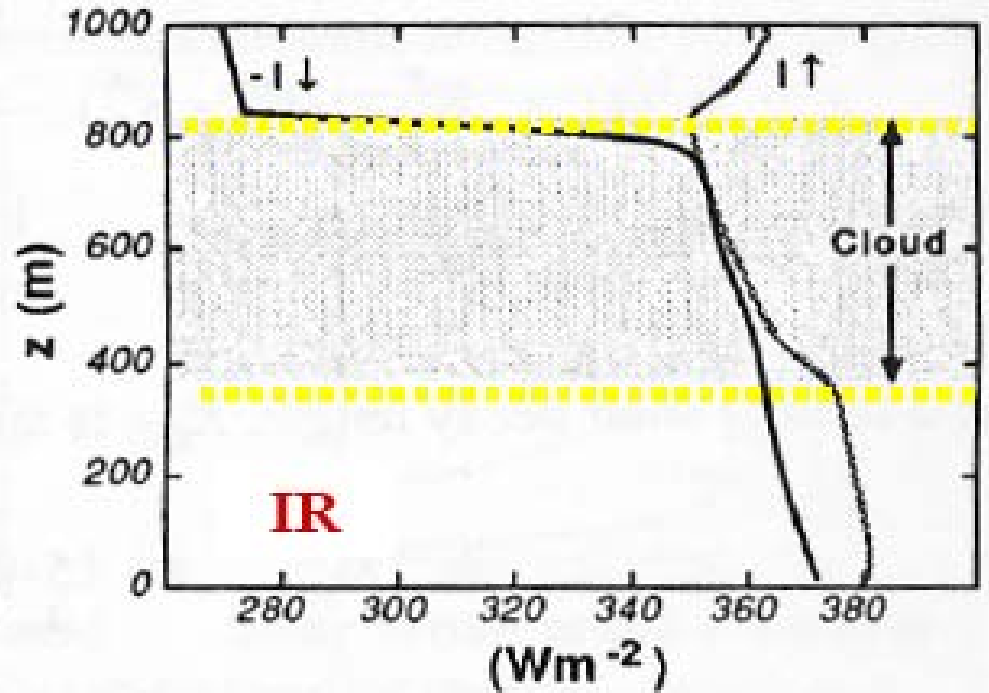
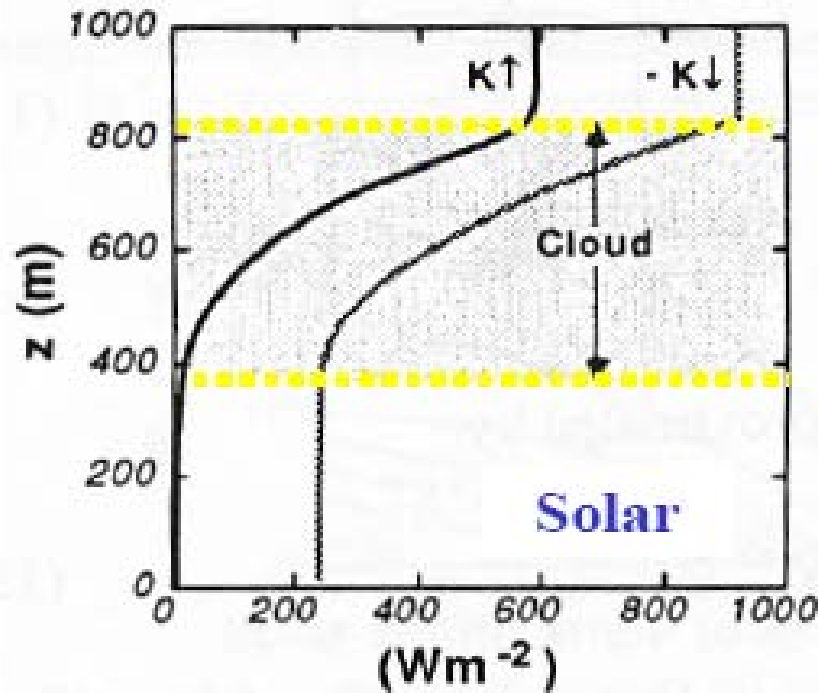
Strahlung

- Die für die Strahlung relevante Physik innerhalb einer Wolke und zwischen Wolken erfordert die Kenntnis von:
 - Flüssigwassergehalt,
 - Größenverteilung der Wolkentropfen,
 - Wolkentemperatur,
 - Struktur der Wolkenunterkante,
 - Bedeckungsgrad,
 - Sonnenzenitwinkel,
 - ... und vieles mehr! Es handelt sich um ein ausgesprochen komplexes Problem.

Strahlung

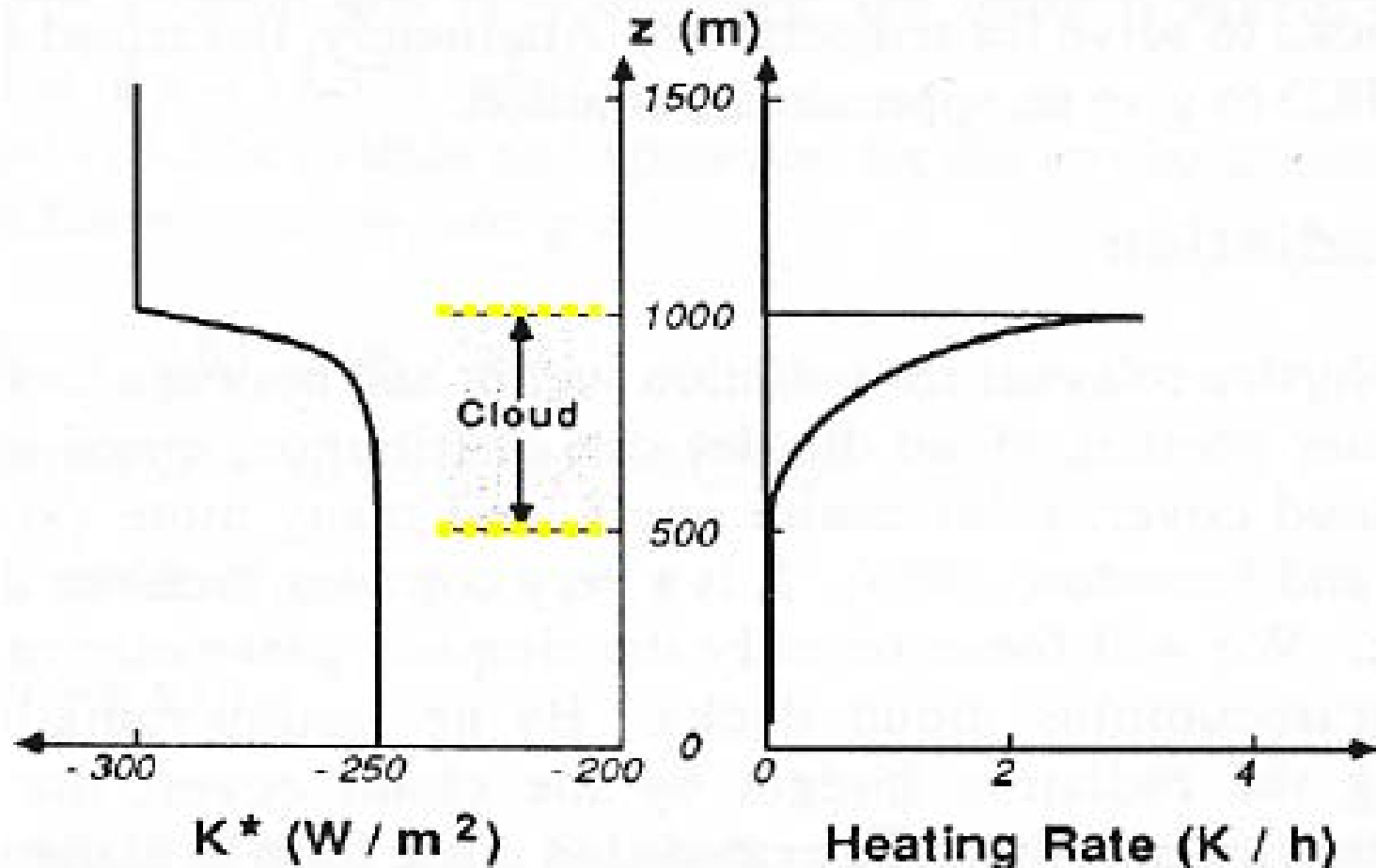
- Vereinfachungen sind möglich zum Beispiel durch die Vernachlässigung der Strahlung von den Wolkenseiten, d.h. man betrachtet nur die Strahlung senkrecht von oben und von unten. Ferner wägt man das Strahlungsbudget mittels des Bedeckungsgrades ab.
- Im Folgenden werden nur einige sehr einfache Parametrisierungsansätze für eine kontinuierlich andauernde Stratus bzw. Stratocumulus Bedeckung kurz vorgestellt.
- Mit diesen oder ähnlichen Vereinfachungen kann man zum Beispiel die Strahlungsparametrisierung für einen Stratocumulus durchaus auch für vereinzelt auftretende Cumuluswolken anwenden.

Strahlungsflüsse in Wolken



Mittlerer solarer und IR Strahlungsfluss in einem Stratocumulus.

Solare (kurzwellige) Strahlung



Vertikale Profile des Netto ($K^* = K_{\downarrow} + K_{\uparrow}$) kurzwelligen (solaren) Strahlungsflusses und der entsprechenden Heizraten in einem idealisierten Stratocumulus.

Parametrisierung der Absorption solarer Strahlung

Hanson und Derr schlugen 1987 folgende Vereinfachungen für die Absorption solarer Strahlung unter der Annahme vor, dass die Wolkenoberkante (z_T) und -basis (z_B) bekannt sind:

$$K^*(z) = K_T^* - (K_T^* - K_B^*) \frac{1 - \exp[-(z_T - z) / \lambda_{\text{sol}}]}{1 - \exp[-(z_T - z_B) / \lambda_{\text{sol}}]}$$

mit $\lambda_{\text{sol}} = 15 W_p^{0.335}$ (typischerweise im Bereich von 50 bis 150 m)
wobei der Flüssigwasserpfad W_p gegeben ist durch:

$$W_p = \int_{z_B}^{z_T} \rho_{\text{air}} r_L dz \cong \frac{(z_T - z_B)^2}{880} \quad \text{g/m}^2$$

mit r_L = Mischungsverhältnis von Flüssigwasser (Flüssigwassergehalt). Typische Werte für W_p : 10 - 1000 g/m².

Albedo

Die gesamte Rückstreuung (engl. bulk cloud albedo) a_c und Absorption einer Wolke b_c wird genutzt, um den (Netto) kurzwelligen Strahlungsfluss an der Ober- und Unterkante der Wolke zu bestimmen:

$$K_T^* = (1 - a_c)K \downarrow$$

$$K_B^* = (1 - a_c - b_c)K \downarrow$$

Die untere Gleichung beschreibt die Transmission der einfallenden solaren Strahlung durch die Wolke.

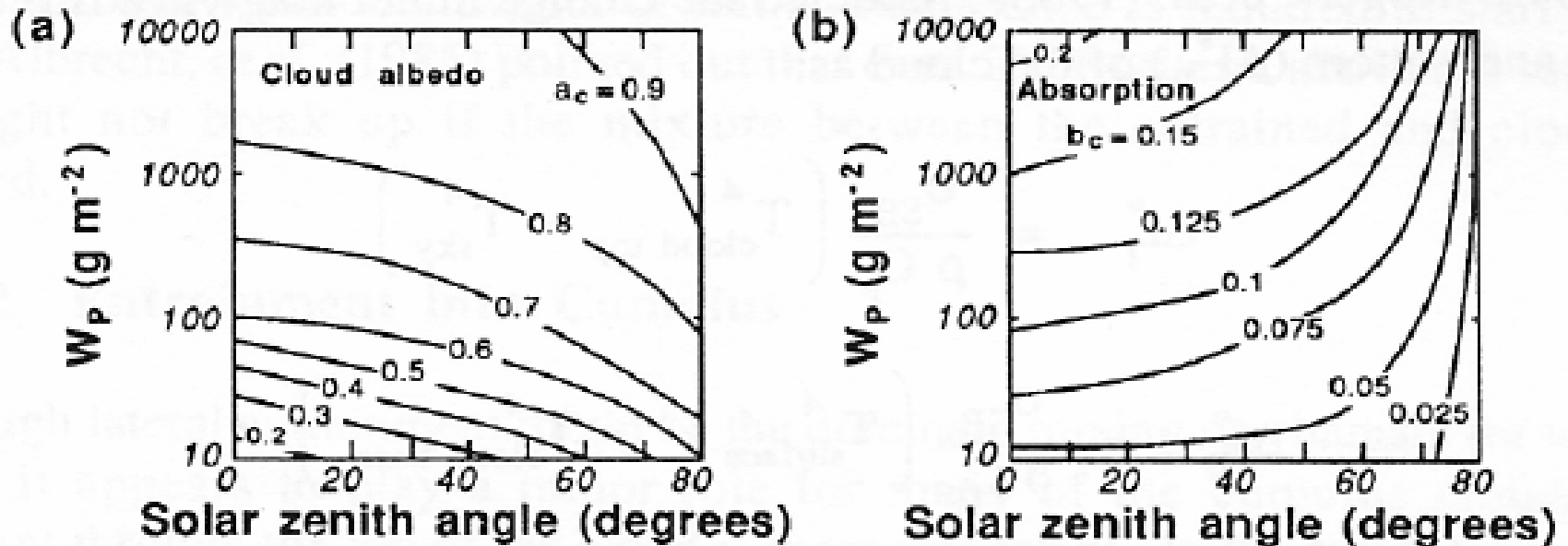
Albedo

$$\begin{array}{l} \downarrow \underline{K \downarrow < 0} \qquad \qquad \qquad \uparrow \underline{-a_c K \downarrow > 0} \\ \downarrow K_T^* = (1 - a_c) K \downarrow \\ \downarrow K_B^* = (1 - a_c - b_c) K \downarrow \end{array}$$

Der abwärtsgerichtete solare Fluss an der Oberkante der Wolkendecke ist immer negativ! (Definition, siehe Kap. 7.)

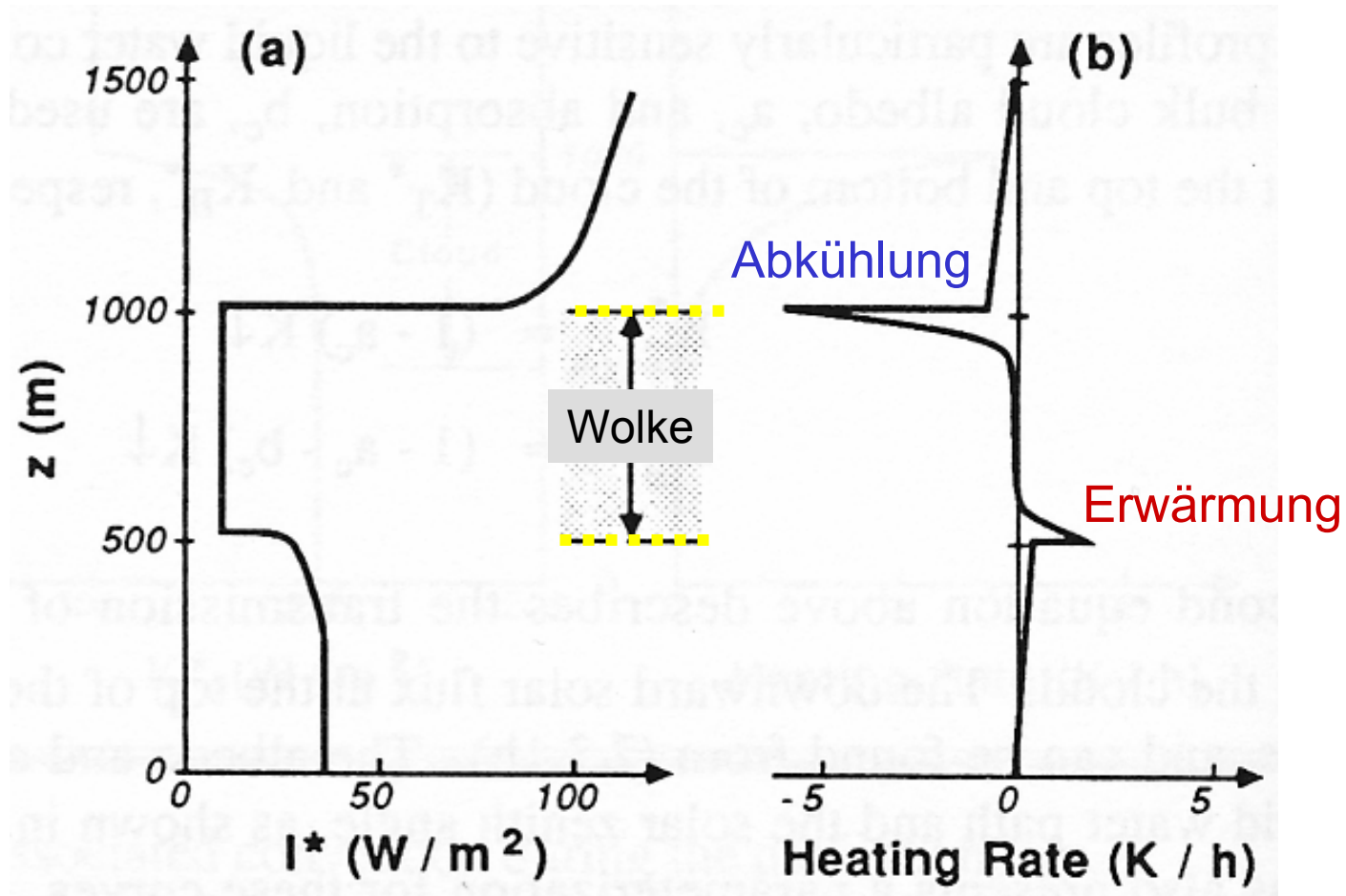
Entspricht der zurück gestreuten solaren Strahlung.

Albedo



Variabilität der Wolkenalbedo (a) und der kurzwelligen Absorption (b), so wie sie durch ein theoretisches Modell als Funktion des SZA und Flüssigwassergehalts bestimmt wurden. Bodenalbedo wurde mit Null angenommen, ein tropisches Feuchteprofil vorgegeben. Die Konturen bezeichnen den Anteil des einfallenden, abwärtsgerichteten Flusses and der Wolkenoberkante der reflektiert oder absorbiert wird. Diese Kurven kann man parametrisieren! Achtung: Summe darf nicht größer 1 werden.

Infrarote (langwellige) Strahlung

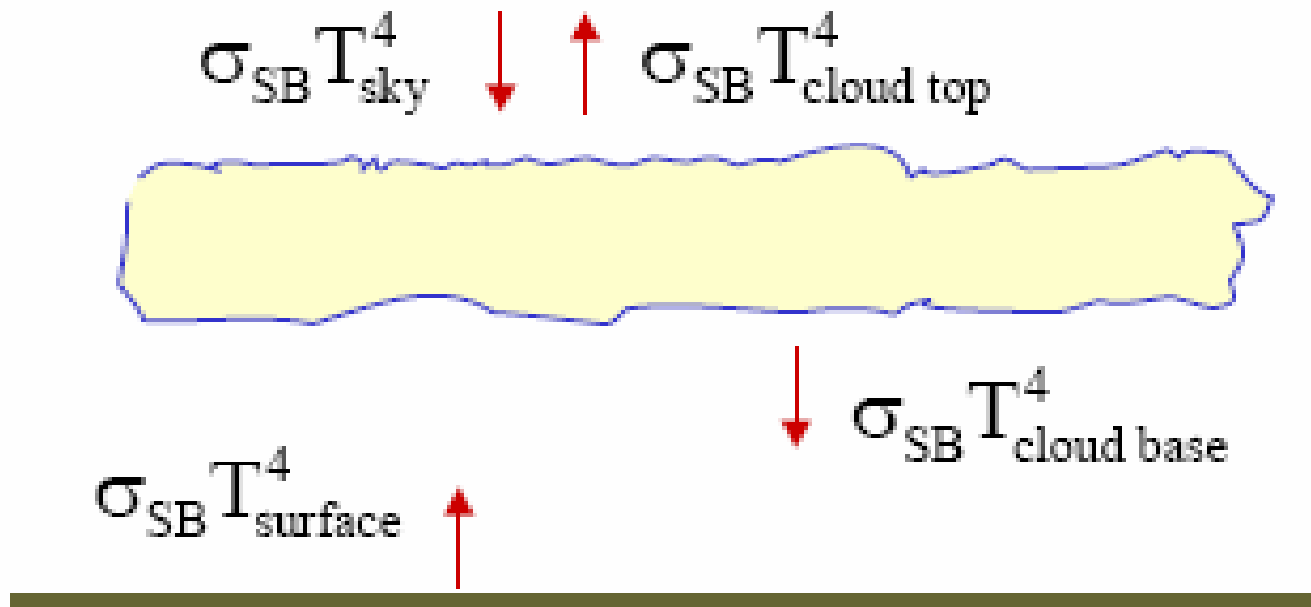


Profile des netto-langwelligen Strahlungsflusses ($I^* = I_{\downarrow} + I_{\uparrow}$) sowie der entsprechenden Heizraten in einem idealisierten Stratocumulus.

Parametrisierung infraroter (IR) Strahlung

Beispiel für eine Parametrisierung der Änderung der netto-langwelligen Flüsse durch die Wolkenoberkante (ΔI^*_T) und Wolkenbasis (ΔI^*_B) [Rogers et al., 1985]:

$$\Delta I^*_T = \frac{\sigma_{SB}}{\rho c_p} (T_{\text{cloud top}}^4 - T_{\text{sky}}^4) \quad \Delta I^*_B = \frac{\sigma_{SB}}{\rho c_p} (T_{\text{surface}}^4 - T_{\text{cloud base}}^4)$$



Der Mechanismus des "Wolkenentrainments"

Instabilität in einem Stratocumulus durch "Entrainment"
(Einmischen von Luft) an der Wolkenoberkante

- Lilly (1968) schlug als erster vor, dass warme Luft, die von oben in einen Stratocumulus eingemischt wird, sich abkühlt und sinkt, wenn sie anfänglich trocken genug ist, um eine erhebliche Kühlung durch Verdampfen der benachbarten Wolkentropfen zu begünstigen.
- Starkes Absinken als Folge der eingemischten Luft produziert zusätzliche TKE, was die Vermischung und auch das Einmischen vergrößern kann.
- Dann kann die eingemischte Luft instabil werden und auch absinken, was wiederum zu einer Erhöhung der TKE und dem Einmischen führen kann $\Rightarrow$ positive Rückkopplung!

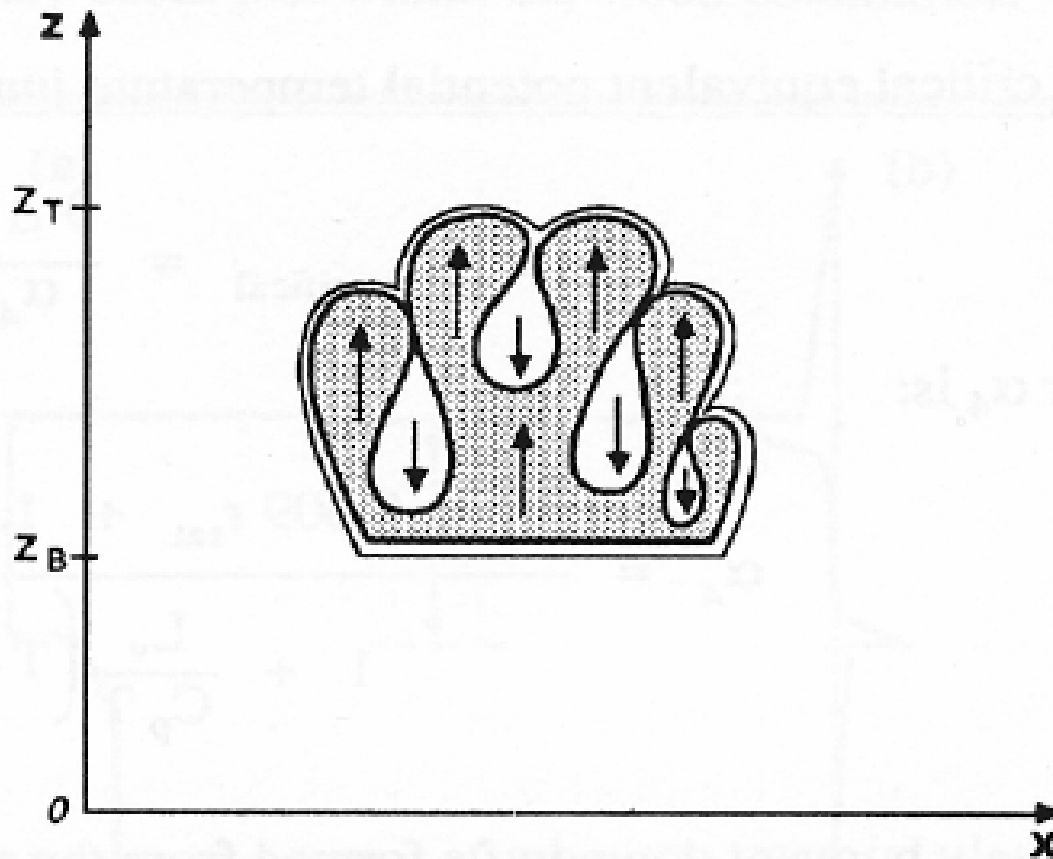
Der Mechanismus des "Wolkenentrainments"

- Dieser positive Feedback kann dazu führen, dass große Mengen von trockener Luft durch einen Stratocumulus eingemischt werden; dies wiederum führt zu einem schnellen Auflösen bzw. Verdampfen der Wolke.

Einmischen in eine Cumuluswolke

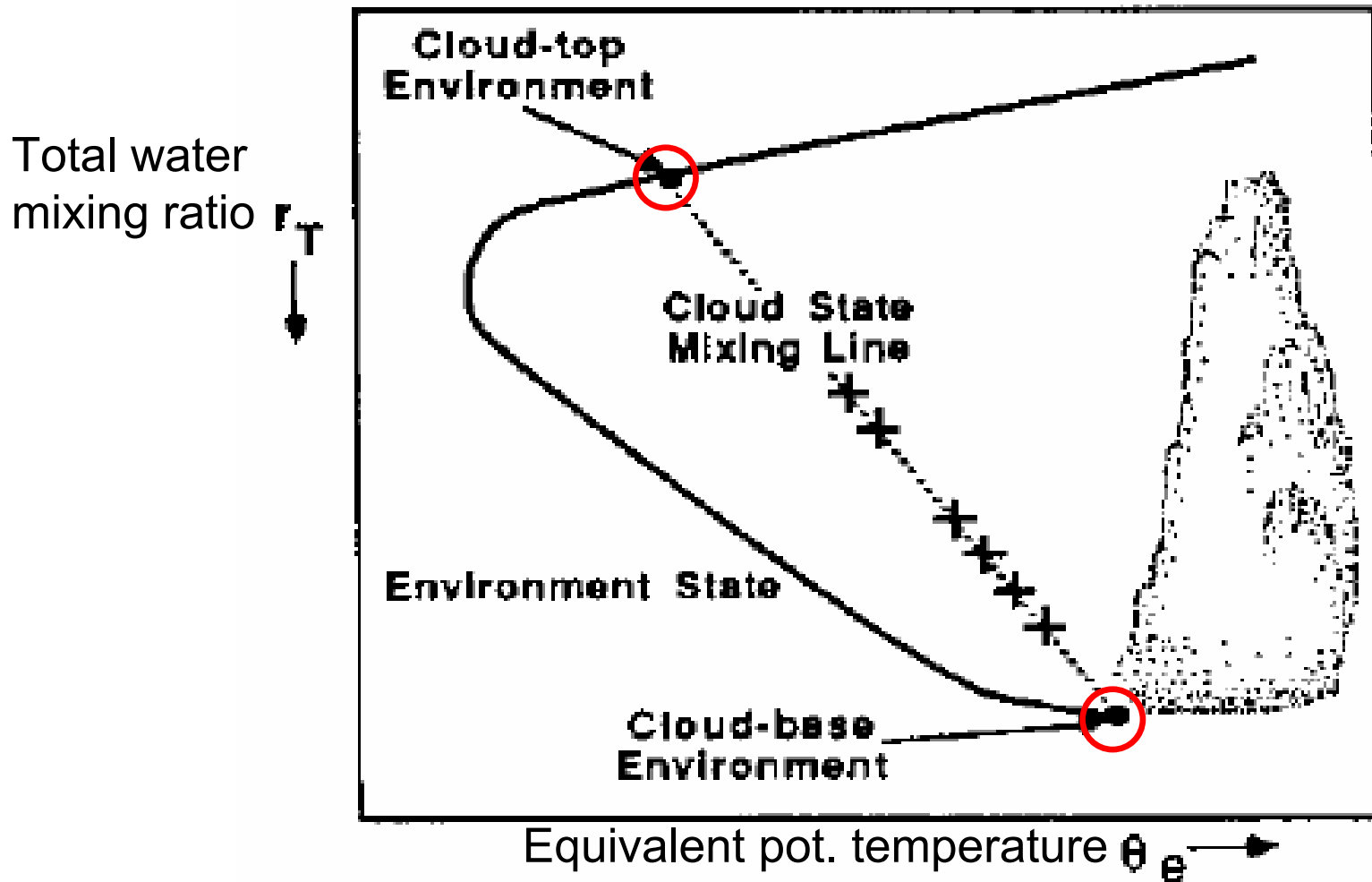
- Seitliches Einmischen von Luft scheint in einem Cumulus eine zu vernachlässigende Rolle zu spielen - Einmischen durch die (an der) Oberkante ist viel wichtiger.
- Eingemischte Luft an der Wolkenoberkante vermischt sich teilweise mit der Luft in der Wolke und auch das Verdampfen von einigen Tropfen verursacht eine Vermischung, genau wie oben für den Fall des Einmischens in einen Strato-cumulus beschrieben.

Einmischen in eine Cumuluswolke



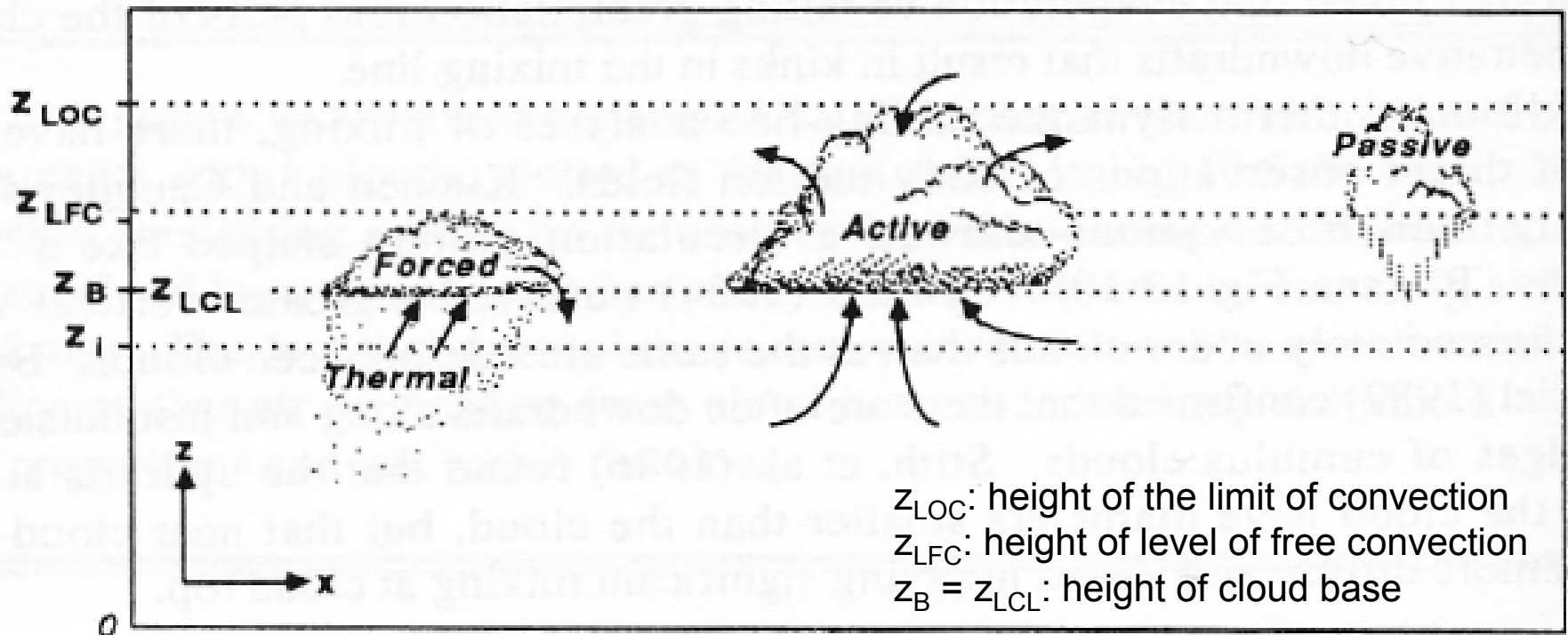
Schematische Darstellung von Einmischen und Vermischen in einer Cumuluswolke: Luft von oberhalb der Wolke wird eingemischt, sinkt nach unten und vermischt sich dabei mit der Luft im inneren der Wolke.

Einmischen von Luft an der Wolkenoberkante



Idealisierte Messdaten aus einer Wolke (+) liegen auf einer (Mischungs-) Linie, die Punkte miteinander verbindet, die den Zustand an der Wolkenbasis und -oberkante beschreiben.

Schönwetter Cumulus



Cumulus Wolken können in drei Klassen eingeteilt werden, je nach ihrer Dynamik:

- Forced (= kontinuierlich angetrieben);
- Active (= dynamisch aktiv);
- Passive (=dynamisch passiv).

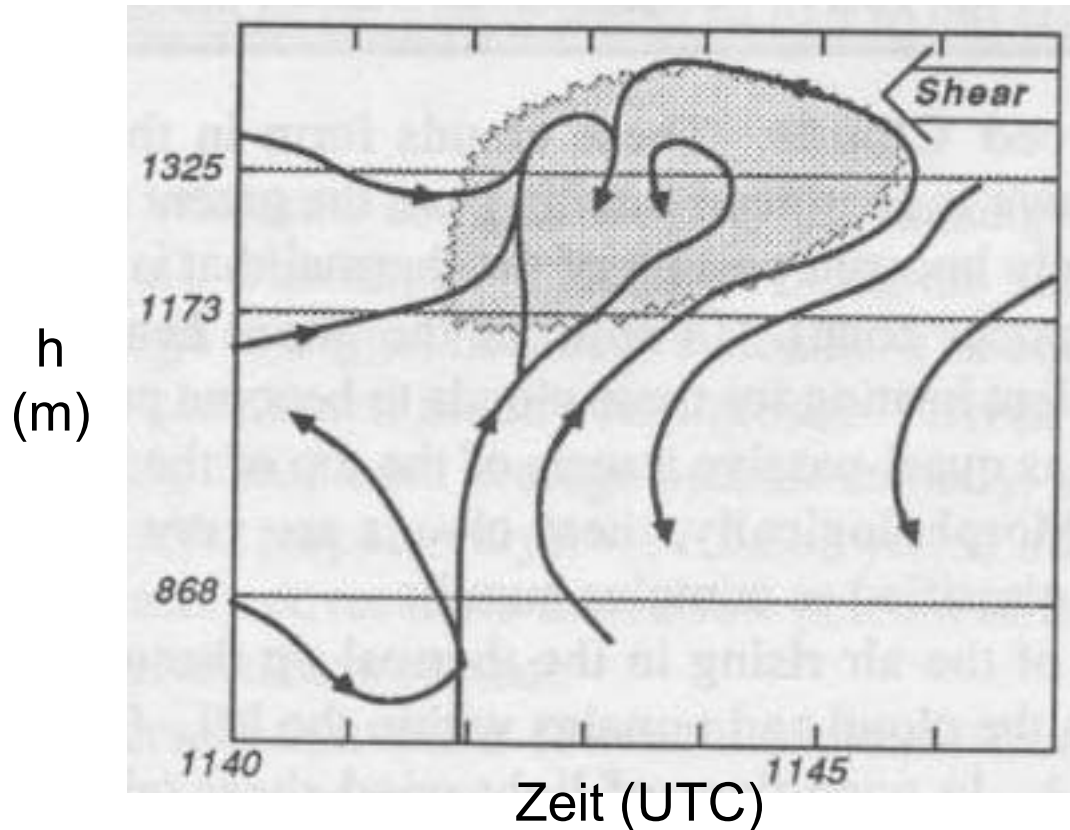
Angetriebene ('forced') Wolken

- Diese Wolken bilden sich im oberen Bereich von Thermals in der Mischungsschicht und existieren nur dann, wenn es einen kontinuierlichen Antrieb von unten (aus dem Thermal) gibt.
- Oft bilden sich diese Wolken in dem Teil des Thermals, der in die "capping" Inversion (Entrainment Zone) eindringt und in dem Abwärtsbewegung vorherrscht.



Abbildung

Angetriebene ('forced') Wolken



Die Abbildung zeigt Flussvektoren, die aus u-, v- und w-Komponenten bestimmt wurden (beliebiges Beispiel). Das Bewegungsmuster zeigt einen geneigten Auftrieb und ein überschlagen an der Wolkenoberkante in Richtung der Windscherung.

Angetriebene ('forced') Wolken

- Trotz der Freisetzung von latenter Wärme während der Kondensation gibt es nicht genügend Wärme, damit die Wolke insgesamt einen Auftrieb erfährt.
- Dadurch verhalten sich diese Wolken quasi wie ein passiver Tracer der Oberkante des Thermals: Die Wolkenoberkante erreicht nie das Höhenniveau der freien Konvektion.

Angetriebene ('forced') Wolken

- Diese Wolken sind meistens sehr flach (Cumulus Humilis).
- Die gesamte Luft, die in einem Thermal nach oben zur Wolkenbasis aufsteigt, zirkuliert in der Wolke und verbleibt in der ML, d.h. es geht keine Luft aus der ML heraus.
- Unter Bedingungen einer schwachen Windscherung divergiert die Luft in der Wolke vom Inneren zu den Seitenrändern der Wolke, wo absteigender Fluss in die ML assoziiert ist mit der Verdampfung von Wolkentropfen.
- Bei starken Windscherungen erscheinen die Wolken oft wie eine brechende Welle, mit Aufwinden im oberen Bereich der Scherung und einer gegenläufigen Zirkulation (d.h. nach unten gerichteten Winden) im unteren Bereich der Scherung.

Dynamisch aktive Wolken

- Diese Wolken bilden sich auch im Zusammenhang mit Thermals in der ML, jedoch erreicht hier zu einem bestimmten Zeitpunkt ein Teil des Aufwindes das Niveau der freien Konvektion (z_{LFC}) und die Wolke erfährt einen Auftrieb.
- Dieser aufsteigende Wind verursacht in der Folge seine eigene Druckstörungen, die seine weitere Entwicklung beeinflusst und mehr Luft durch die Wolkenbasis hinein saugt.
- Die Lebenszeit dieser Wolken ist durch die Wolkendynamik und die Wechselwirkung mit der Umgebung kontrolliert. Es besteht die Möglichkeit, dass die Lebenszeit über die des Thermals, der ja die Wolkenbildung selbst ausgelöst hat, hinaus geht.

Dynamisch aktive Wolken

- Durch diese Wolken kann Luft aus der ML in die freie Atmosphäre entweichen.
- Die Dimension dieser Wolken ist häufig so, dass die vertikale und die horizontale Ausdehnung von der gleichen Größenordnung sind, manchmal ist die vertikale Erstreckung etwas größer als die horizontale Ausdehnung (Cumulus Mediocris).

Dynamisch passive Wolken

- Wenn aktive Wolken keine Luftmassen mehr aus der ML entziehen, werden sie als (dynamisch) passiv klassifiziert.
- Im Bereich der Oberkante einer passiven Wolke ist unter Umständen nach wie vor ein positiver Auftrieb zu beobachten und die Wolke "wächst" weiter, aber sie entnimmt keine weitere Luft aus der ML.
- Die Unterkante dieser Wolken ist diffus, da hier Wolken-tröpfchen verdampfen und sich mit der Umgebungsluft vermischen.
- Das Ergebnis ist, dass die ursprüngliche Wolkenunterkante verschwindet und der Rest der Wolke nur noch oberhalb der ML und der Vermischungszone verbleibt, wo sie dynamisch nicht mit der ML wechselwirkt.

Strahlungsrückkopplung durch Wolken

- Alle Klassen von Grenzschichtwolken beschatten die Erdoberfläche.
- Über Land führt dies zu einer negativen Rückkopplung: Geringere solare Heizung der Oberfläche führt zu weniger und schwächeren Thermals. Dies führt zu einem langsameren Anwachsen der Grenzschicht mit weniger neuen Cumuluswolken.



Ende Kapitel 13