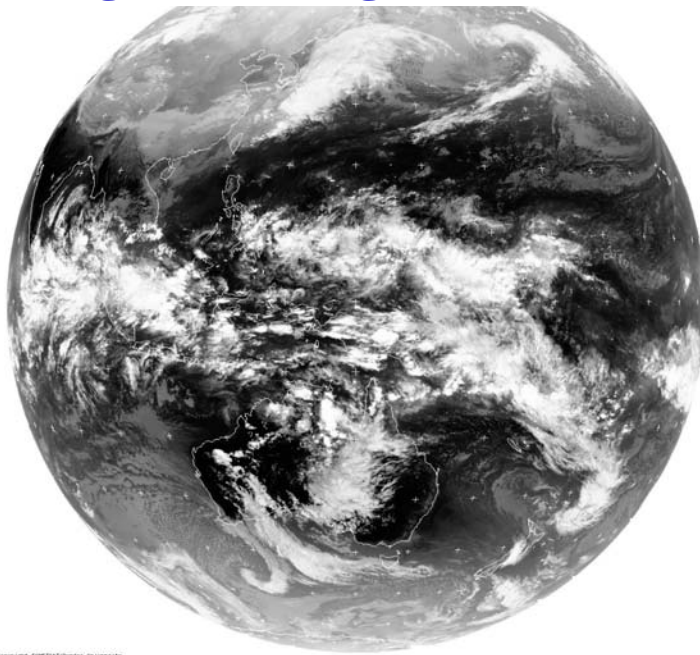


Die globale Energiebilanz - Teil I



- Ich habe im vorherigen Kapitel gezeigt, daß die Mitteltemperatur auf der Erdoberfläche ohne Atmosphäre **beträchtlich niedriger** sein würde.
- Dieser sogenannte atmosphärische **Treibhauseffekt** ist eine Folge der Strahlungsübertragungseigenschaften von **Wasserdampf, Kohlendioxid und Spurengasen** (z. B. Methan, Distickstoffoxid) sowie der Wolken.
- Offensichtlich spielt die Atmosphäre eine komplexe und sehr wichtige Rolle in der globalen Energiebilanz.
- Nun werde ich die verschiedenen Quellen und Senken in der global gemittelten Energiebilanz für das System Erde-Atmosphäre betrachten.
- Außerdem beschreibe ich die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche.

Die global gemittelte atmosphärische Energiebilanz

- Zuerst betrachte ich die **global gemittelte atmosphärische Energiebilanz**.
- Durch Strahlung und andere Energietransporte werden ständig große Energiemengen in die Atmosphäre gelangen und daraus wieder entfernt werden.
- Trotzdem nimmt die Menge der gespeicherten Energie nicht systematisch zu oder ab.
- In sehr guter Näherung besteht im längeren Mittel für die Gesamtmasse der Atmosphäre ein Gleichgewicht zwischen Energiezufuhr und Energieverlust.
- Ich möchte nun **die physikalischen Prozesse** erläutern, die zu diesem Energiegleichgewicht beitragen.

Die Quellen und Senken

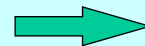
- Die Atmosphäre ist nahezu vollständig im hydrostatischen Gleichgewicht.
- Im ersten Semester habe ich gezeigt, daß nach den ersten Hauptsatz und mit der Annahme von **hydrostatischen Gleichgewicht**:

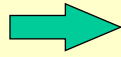
$$dq = d(c_p T + \Phi)$$

der Wärmezufuhr Enthalpie geopotentielle Höhe

Die Größe $c_p T + \Phi$ nennt man **statischen Energiegehalt** (static energy)

teilen durch dt





$$\dot{H} = \frac{d}{dt} (c_p T + \Phi)$$

die diabatische Erwärmungsrate in Watt pro Kilogramm

Herleitung der Gleichung

Hydrostatisch ... $dp = -\rho g dz$ $\alpha = 1/\rho$ \Rightarrow $\alpha dp = -g dz$

Erster Hauptsatz ... $dq = c_p T - \alpha dp$ \Rightarrow $dq = c_p T + g dz$

$$\frac{dq}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} + g \frac{dz}{dt} = \frac{d}{dt} (c_p T + \Phi)$$

Zur **Erwärmungsrate** \dot{H} tragen in folgende physikalische Prozesse bei:

- ❖ Absorption von solarer Strahlung
- ❖ Absorption und Emission von terrestrischer Strahlung
- ❖ Freisetzung von latenter Wärme durch Wasserdampfkondensation
- ❖ Wärmeaustausch mit der Umgebung durch statistische Molekülbewegungen – **Wärmeleitung**.
- ❖ Wärmeaustausch mit der Umgebung durch Bewegungen von Luftpaketen - **Konvektion**.

$$\dot{H} = \dot{H}_R + LH + S_h$$

(Netto-) Erwärmungsrate durch Strahlung \swarrow \nwarrow \nearrow \nearrow

Erwärmungsrate durch Wärmeleitung und Konvektion

der pro Zeit-intervall freigesetzten latenten Wärme

- Die freigesetzte latente Wärme kann man in Beziehung zur Änderung des Wasserdampf-mischungsverhältnisses w im Luftpaket setzen.
- Die zeitliche Änderung des Mischungsverhältnisses besteht aus zwei Teilen:

$$\frac{dr}{dt} = \left(\frac{dr}{dt} \right)_p + \left(\frac{dr}{dt} \right)_A$$

die Wirkung der Phasenübergänge zwischen gasförmig und flüssig (oder fest).

die Wirkung des Austauschs von Wasserdampfmolekülen mit der Umgebung infolge Wärmeleitung und Konvektion.

- Die Erwärmung durch Freisetzung von latenter Wärme kann so formuliert werden => => =>

$$LH = -L \left(\frac{dr}{dt} \right)_p = -L \frac{dr}{dt} + S_m$$

Hier steht S_m für den Austauschterm $L(dr/dt)_E$

$$\dot{H} = \dot{H}_R + LH + S_h$$

$$\Rightarrow \dot{H} = \dot{H}_R - L \frac{dr}{dt} + S_h + S_m$$

$$\dot{H} = \frac{d}{dt} (c_p T + \Phi) \Rightarrow$$


$$\frac{d}{dt} (c_p T + \Phi + Lr) = \dot{H}_R + S_h + S_m$$


die feuchte statische energie (moist static energy)

$$\frac{d}{dt} (c_p T + \Phi + Lr) = \dot{H}_R + S_h + S_m$$

- **Die feuchte statische Energie ist die Summe von Enthalpie, potentieller (Gravitations-) Energie und latentem Wärmegehalt (Lr).**
- **Sie hat die günstige Eigenschaft, nicht von Kondensationsprozessen beeinflusst zu werden.**
- **Solche Prozesse verteilen die Energie hauptsächlich zwischen den Lr und $c_p T$ Termen um.**

Wenn man die gesamte Atmosphäre über einen längeren Zeitraum betrachtet, bleibt der Gesamtenergiegehalt konstant,

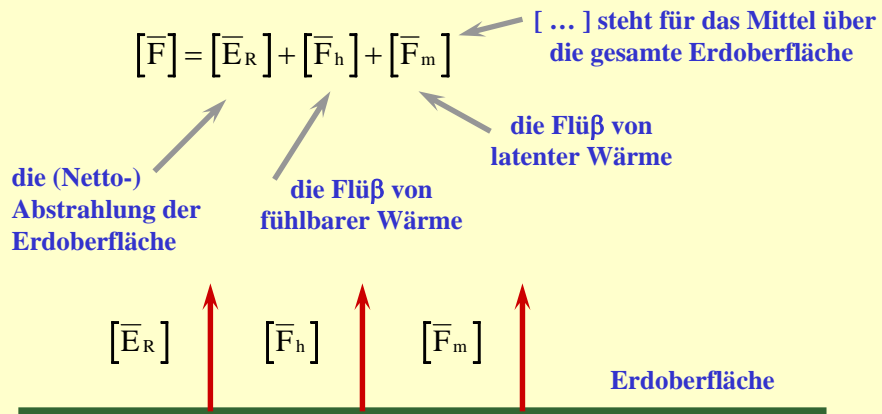

$$\frac{d}{dt} \{c_p T + \Phi + Lr\} = 0$$


$$\{\dot{H}_R + S_h + S_m\} = 0$$

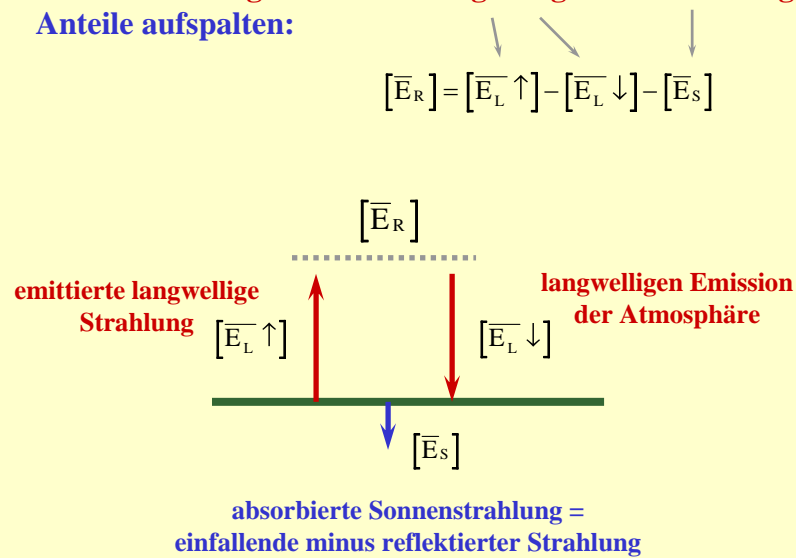
Diese Gleichung stellt die Bedingungen für das Energiegleichgewicht.

Das Gleichgewicht auf der Erdoberfläche

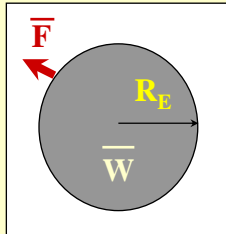
Der räumlich und zeitlich gemittelte Fluß von feuchter statischer Energie durch die Erdoberfläche beträgt pro Flächeneinheit



Die Abstrahlung läßt sich in langwellige und kurzwellige Anteile aufspalten:



Nach dem Energieerhaltungsgesetz:



Der räumlich und zeitlich gemittelte Energiefluß, der von der Erdoberfläche in die Atmosphäre geht

$$4\pi R_E^2 [\bar{F}] = -\frac{\partial \bar{W}}{\partial t}$$

der durchschnittliche Radius der Erde

die Summe aus innerer, potentieller, kinetischer, chemischer und nuklearer Energie der festen Erde, Ozeane, polaren Eiskappen und Biosphäre

Ich betrachte nun die relative Bedeutung der verschiedenen physikalischen Prozesse, die zu den Änderungen der Gesamtenergie, die in diesem System gespeicherte ist, beitragen.

Verbrennung von fossilen Brennstoffen und die Spaltung in Kernreaktoren

- Durch diese Prozesse wird gegenwärtig eine Energiemenge freigesetzt, die einem global gemittelten Fluß in der Größenordnung von $0,02 \text{ W m}^{-2}$ entspricht.
- Bei weiterem Ausbau der Kernenergie könnte der Wert bis in hundert Jahren auf 1 W m^{-2} ansteigen.

Freisetzung von Erdwärme durch die Erdkruste

- Dies liegt im globalen Mittel in der Größenordnung von $0,06 \text{ W m}^{-2}$.
- Auf dem **Jupiter** ist dieser Prozeß anscheinend ein wichtiger Term in der Energiebilanz.

Rolle der Ozeane

- Zwischen Spätwinter und Spätsommer erwärmen sich die oberen Wasserschichten der Ozeane im Durchschnitt um ca. 5 K.
- Die Ozeane bedecken ungefähr 70% der Erdkugel und die Temperaturerhöhung erfaßt eine ca. 100 m dicke Schicht.
- Die durch Erwärmung der Ozeane absorbierte Energie entspricht einem nach unten gerichteten Energiefluß von

$$[\bar{F}] = \left(\frac{5\text{K}}{180\text{T}} \right) \times \frac{\overbrace{4,2 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}}^c \times \overbrace{10^3 \text{kgm}^{-3}}^e \times \overbrace{100\text{m}^{-3}}^d \times 0,70}{8,65 \times 10^4 \text{ s / Tag}}$$

oder etwa 100 W m^{-2} im Durchschnitt auf jeder Halbkugel im Sommerhalbjahr.

- Während eines ganzen Jahres beträgt die Änderung der Meeresoberflächentemperatur im globalen Mittel sicher weniger als ein paar zehntel Grad (vermutlich noch wesentlich weniger).
- Im letzten Jahrhundert ist die Meeresoberflächentemperatur im globalen Mittel niemals mehr als **ein paar zehntel Grad pro Dekade** gefallen oder gestiegen.
- Daher sind die Energieflüsse infolge von Temperaturschwankungen in den oberen Schichten der Ozeane **im Jahresmittel** nicht größer als einige Watt pro Quadratmeter und **über eine Dekade gemittelt** nicht größer als einige zehntel Watt pro Quadratmeter.

➤ **Phasenänderungen der kontinentalen Eismassen**

- Durch die Phasenänderungen, die mit dem Aufbau oder Abschmelzen der kontinentalen Eismassen verbunden sind, werden über lange Zeiträume große Energiemengen absorbiert bzw. freigesetzt.
- Würde man das gegenwärtig in Grönland und in der Antarktis lagernde Eis gleichmäßig über die ganze Erdoberfläche verteilen, ergäbe sich eine 60 m dicke Schicht.
- Angenommen, die Eiskappen verschwinden oder vergrößern sich um das Doppelte bis in 1000 Jahren ($\approx 3 \times 10^{10} \text{ s}$), was eine sehr schnelle Veränderung bedeuten würde.
- Der damit verbundene global gemittelte Energiefluß wäre

$$[\bar{F}] = \left(\frac{60 \text{ m}}{3 \times 10^{10} \text{ s}} \right) \times 3,34 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1} \times 10^3 \text{ kg m}^{-3} \approx 0,6 \text{ Wm}^{-2}$$

- Aus diesen Beispielen folgt, daß der Energiefluß durch die Erdoberfläche $[\bar{F}]$ zumindest im Dekadenmittel mehr als zwei Größenordnungen kleiner als die übrigen Terme in

$$[\bar{F}] = [\bar{E}_R] + [\bar{F}_h] + [\bar{F}_m]$$

ist, die in der Größenordnung von 30-100 Wm^{-2} liegen.

- Deshalb gilt in sehr guter Näherung

$$[\bar{E}_s] + [\bar{E}_L \downarrow] = [\bar{E}_L \uparrow] + [\bar{F}_h \uparrow] + [\bar{F}_m \uparrow]$$

Diese Gleichung stellt das global und zeitlich (über mehr als 10 Jahre) gemittelte Energiegleichgewicht auf der Erdoberfläche dar.

- **Der Energiefluß durch die Erdoberfläche ist vernachlässigbar und die Energie, die in der Atmosphäre gespeichert ist, ändert sich nicht.**
- **Es folgt daher, daß der (Netto-) Energiefluß durch die Obergrenze der Atmosphäre im globalen Mittel sehr klein sein muß.**
- **Weil der Energietransport zwischen Erde und Weltraum nur durch Strahlung möglich ist, muß das System Erde-Atmosphäre fast vollständig im Strahlungsgleichgewicht sein.**
- **Deshalb ist die von der Erde abgestrahlte infrarote Strahlung in sehr guter Näherung gegeben durch**

$$[\bar{E}] = \left[\overline{(1 - A) S / 4} \right]$$

A = Albedo der Erde und S = solare Bestrahlungsstärke, die senkrecht auf eine ebene Fläche an der Obergrenze der Atmosphäre einfällt. [S = 1380 Wm²]

Strahlungsbilanz der Erdoberfläche

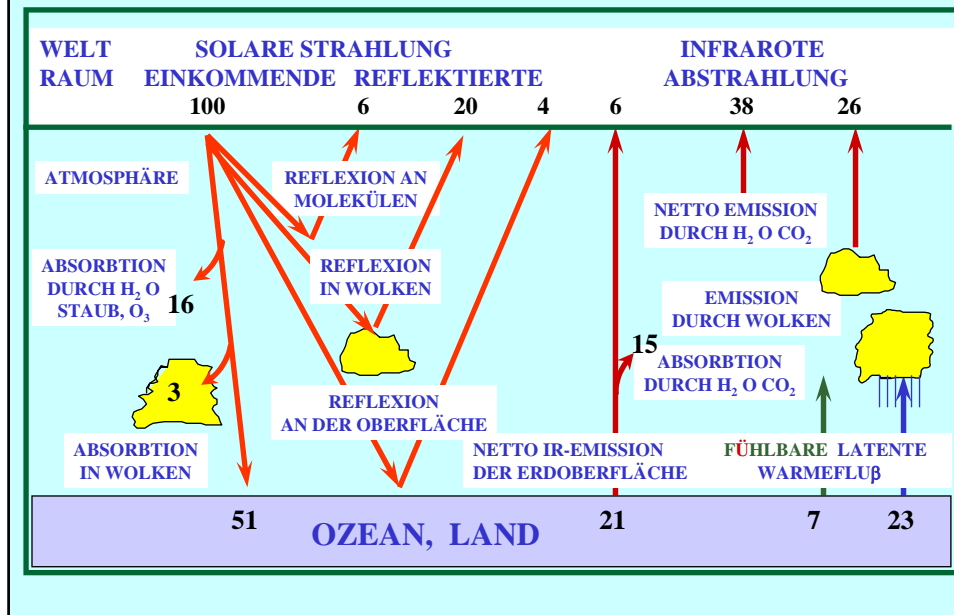
- **Das nächste Bild zeigt eine Schätzung der globalen Energiebilanz für das System Erde-Atmosphäre, basiert auf gemessenen Daten.**
- **Die Daten sind in geringem Maße so angepaßt wurden, daß die folgende Gleichungen erfüllt sind:**

$$\left\{ \overline{\dot{H}_R + S_h + S_m} \right\} = 0 \quad \left[\bar{E}_s \right] + \left[\bar{E}_L \downarrow \right] = \left[\bar{E}_L \uparrow \right] + \left[\bar{F}_h \uparrow \right] + \left[\bar{F}_m \uparrow \right]$$

$$[\bar{E}] = \left[\overline{(1 - A) S / 4} \right]$$

- **Die einzelnen Strahlungsanteile sind in Prozenten der einfallenden Sonnenstrahlung (S/4), die an der Obergrenze der Atmosphäre überquert, angegeben.**
- **Dieser Wert ist mit 100% angesetzt.**

Globale Strahlungsbilanz für das System Erde-Atmosphäre



➤ Im globalen Mittel erfährt die Atmosphäre:

- eine Abkühlung infolge der negativen Strahlungsbilanz,
 - eine gleich große Erwärmung durch die Freisetzung von latenter Wärme in den Niederschlagsgebieten und durch die Übertragung der fühlbaren Wärme von aufgeheizten Oberflächen.
- Gäbe es die Flüsse von latenter und fühlbarer Wärme nicht, müsste die Erdoberfläche beträchtlich wärmer sein um so viel infrarote Strahlung emittieren zu können, daß die Bedingung für das thermische Gleichgewicht erfüllt ist.
- Die Erdoberfläche wäre ungefähr 340 K statt der beobachteten 288 K!

Der Einfluß von Wärmeleitung und Konvektion

- Der Wärmeaustausch durch Konvektion ist im größten Teil der Atmosphäre der weitaus effektivere Mechanismus.
- Wärmeleitung spielt nur in zwei Regionen eine wichtige Rolle:
 - innerhalb der molekularen Grenzschicht knapp über der Erdoberfläche, wo Luftbewegungen stark durch Reibung unterdrückt werden;
 - Diese Schicht ist im allgemeinen weniger als 1 cm dick
 - über der **Turbopause** (~100 km), wo die mittlere freie Weglänge zwischen den Molekülzusammenstößen vergleichbar oder größer als die Dimension der Luftbewegungen ist.

Die Energiebilanz der Troposphäre

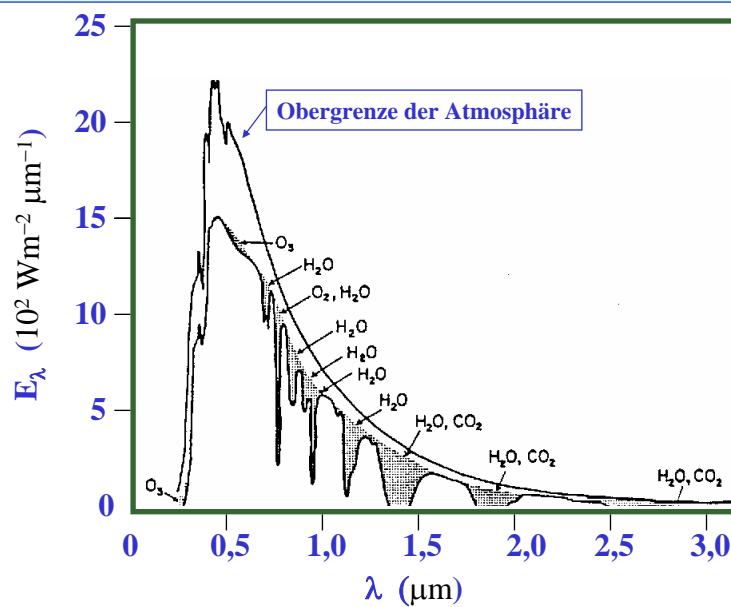
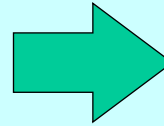
- Die Energiebilanz in der oberen Atmosphäre wird von **Wallace und Hobbs** in **Abschnitt 7,2** besprochen.
- Ich betrachte in dieser Vorlesung nur die Energiebilanz der Troposphäre.
- Der Aufbau der Troposphäre und die troposphärischen Luftbewegungen werden stark durch die Eigenschaften der Erdoberfläche (**Land, Meer, Eis** usw.) beeinflusst.
- Von der Erdoberfläche gehen die Flüsse von latenter und fühlbarer Wärme aus, die die gesamte Troposphäre bis zur Tropopause durchdringen.
- Diese Flüsse sind eine wichtige Energiequelle für die Troposphäre und für die Atmosphäre insgesamt.

Die Rolle des Energietransports durch Strahlung

- Der Energietransport durch Strahlung spielt auch eine wichtige Rolle, hauptsächlich als Energiesenke, aber auch als Energie-quelle für ein Drittel der der Troposphäre zugeführten Energie.
- Ich betrachte nun die Verbindung zwischen die verschiedenen Energietransporten in der troposphärischen Energiebilanz.
- **Erstens betrachte ich die Rolle des Energietransports durch Strahlung:**
- **Wallace und Hobbs im Abschnitt 7.2** weisen darauf hin, daß weniger als 2% von der einfallenden solaren Strahlung in der oberen Atmosphäre absorbiert wird.
- Die verbleibenden 98% mit Wellenlängen größer als $0,31 \mu\text{m}$ werden bis zur Tropopause nur sehr wenig abgeschwächt.

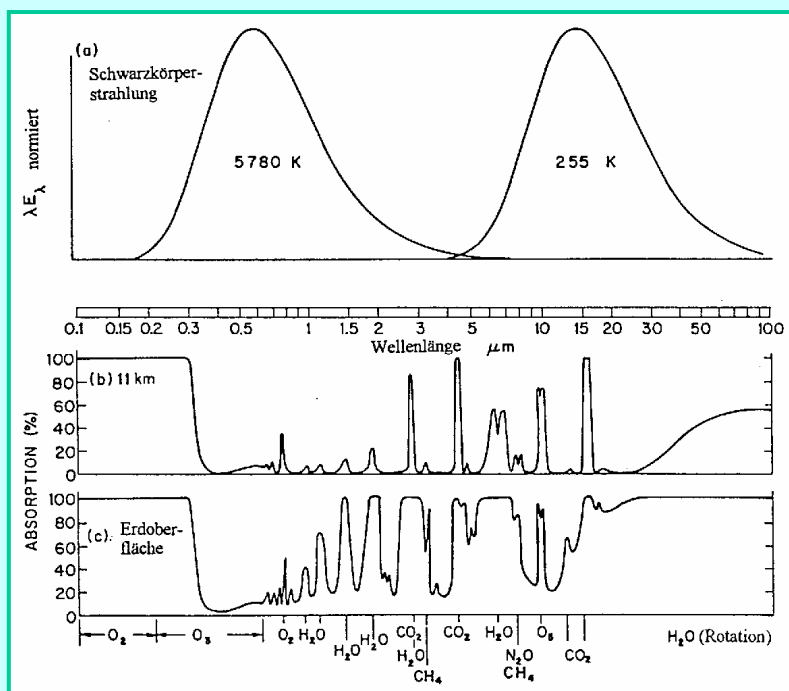
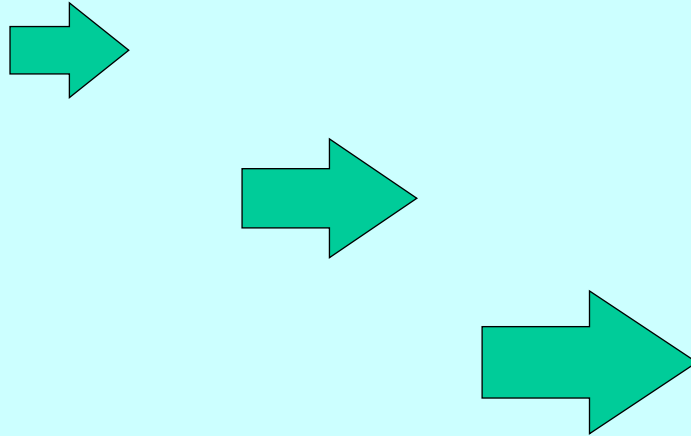
- Das weitere Schicksal dieser Strahlung hängt stark davon ab, wie die **lokale Verteilung von Wolken, Aerosol und Wasserdampf** in der Troposphäre ist.
- Bei wolkenfreier, trockener Luft und hohem Sonnenstand beträgt die Absorption nur wenige Prozent.
- Im Gegensatz dazu, schwächt einen wesentlichen Teil der einfallenden Strahlung in feuchter Luft mit Wolken und/oder niedrigem Sonnenstand.
- Die Strahlung, die in den Weltraum zurückgestreut ist, liegt auch zwischen ein paar Prozent in wolkenfreier Luft und bis zu 50% in Gebieten mit dichter Bewölkung in mehreren Schichten.
- Im Hinblick auf die komplizierte kurzwellige Strahlungsbilanz sind die global gemittelten Schätzungen im letzten Bild sehr unsicher.

- Das nächste Bild zeigt das Spektrum der Strahlung, die die Erdoberfläche bei hohem Sonnenstand erreicht (untere Kurve) und das Spektrum der an der Obergrenze der Atmosphäre einfallenden solaren Strahlung (obere Kurve).
- Die Fläche zwischen den beiden Kurven ist ein Maß für die Abschwächung der einfallenden Strahlung auf ihrem Weg durch die Atmosphäre.



Das Spektrum der solaren Strahlung, die die Erdoberfläche bei hohem Sonnenstand erreicht (untere Kurve).

➤ Die Bandenstruktur des Absorptionsspektrums einer wolkenfreien Atmosphäre zeigt sich noch deutlicher im nächsten Bild.



- **Der größte Teil der terrestrischen Strahlung, die in den Weltraum bei anderen Wellenlängen emittiert wird, stammt von Gasen in der mittleren und oberen Troposphäre, wo die Temperaturen wesentlich niedriger als auf der Erdoberfläche sind.**
- **Deshalb liegt die effektive Temperatur der Erde wesentlich unter der auf der Erdoberfläche herrschenden Durchschnittstemperatur.**
- **Die isolierende Wirkung des troposphärischen Wasserdampfs und Kohlendioxids wird durch die ausgedehnten Wolkenschichten verstärkt.**
- **Die Wolken blockieren die Emission durch das Fenster in großen Gebieten der Erde.**



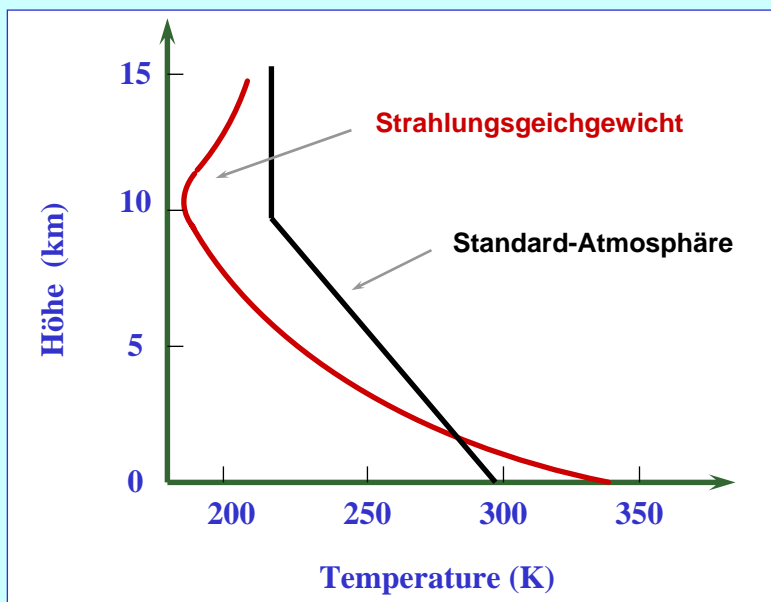
- **Hohe Cirruswolken sind die wirksamsten Isolatoren - d. h. sie liefern den größten Beitrag zum „Treibhauseffekt“ - weil sie in den Weltraum bei den niedrigsten Temperaturen strahlen.**

- Es ist lehrreich, das vertikale Temperaturprofil zu betrachten, das sich ergeben würde, wenn die Troposphäre in reinem Strahlungsgleichgewicht wäre.
- In dieser hypothetischen Situation würde sich

$$[\bar{E}_s] + [\bar{E}_L \downarrow] = [\bar{E}_L \uparrow] + [\bar{F}_h \uparrow] + [\bar{F}_m \uparrow]$$

zu $[\bar{E}_s] = [\bar{E}_L \uparrow] - [\bar{E}_L \downarrow]$ vereinfachen.

- => der Netto-Transport von infraroter Strahlung ungefähr 51% der einfallenden solaren Strahlung betragen müßte (statt der für die reale Atmosphäre geschätzten 21%).
- Um einen so großen Fluß von infraroter Strahlung zu ermöglichen, müßte die Erdoberfläche sehr warm sein.
- Dagegen müßten die mittlere und obere Troposphäre relativ kalt im Vergleich zu aktuellen Atmosphäre sein.



Vergleich zwischen dem vertikalen Temperaturverlauf bei Strahlungsgleichgewicht und dem Temperaturprofil der Standard-Atmosphäre.

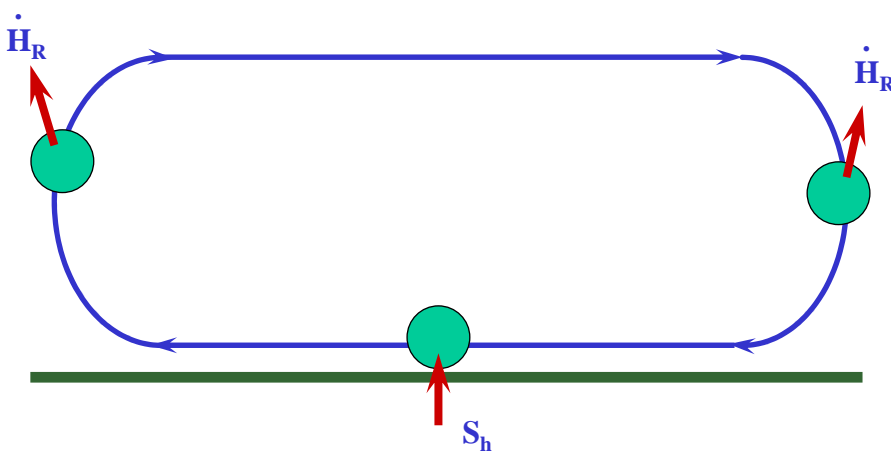
Die Rolle der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse

- Um die Rolle der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse im troposphärischen Energiegleichgewicht zu veranschaulichen, betrachte ich die Änderungen der feuchten statischen Energie in einem idealisierten Luftpaket während der Bewegung durch die Atmosphäre.
- In einem solchen Paket ändert sich die feuchte statische Energie pro Zeiteinheit gemäß:

$$\frac{d}{dt} (c_p T + \Phi + Lr) = \dot{H}_R + S_h + S_m$$

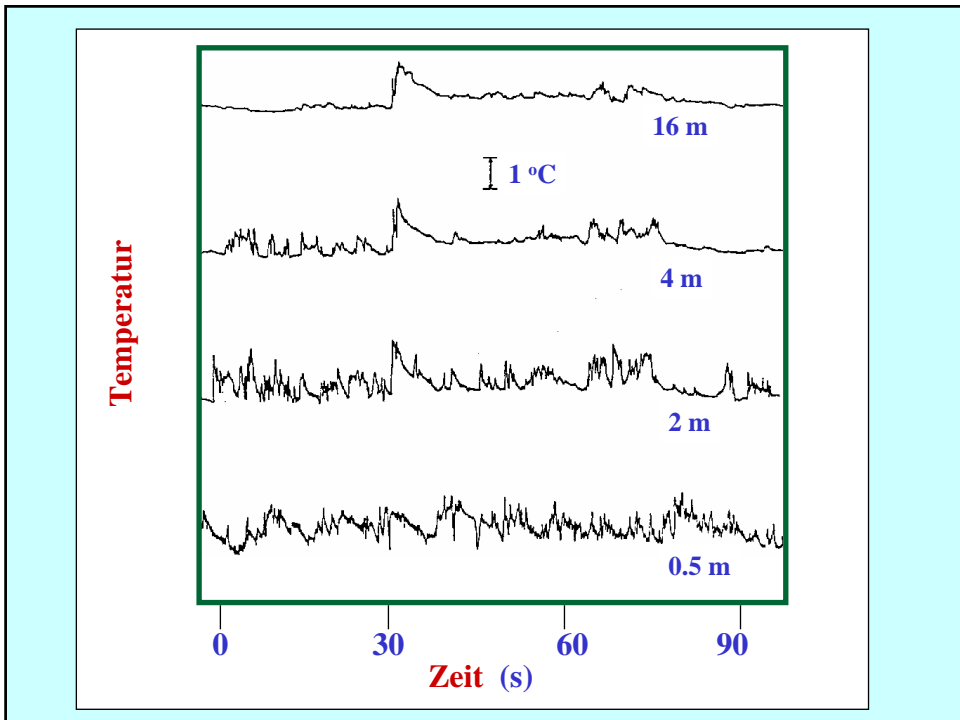
- Solange das Paket von der Erdoberfläche isoliert ist, nimmt seine feuchte statische Energie fast immer ab.
- Dies ist eine Folge der negativen Strahlungsbilanz im größten Teil der Troposphäre.

- Während der kurzen Zeiträume, in denen das Paket in Berührung mit der Erdoberfläche kommt, erhöht sich die feuchte statische Energie des Pakets, so daß das Paket im Mittel feuchte statische Energie weder verliert noch gewinnt.

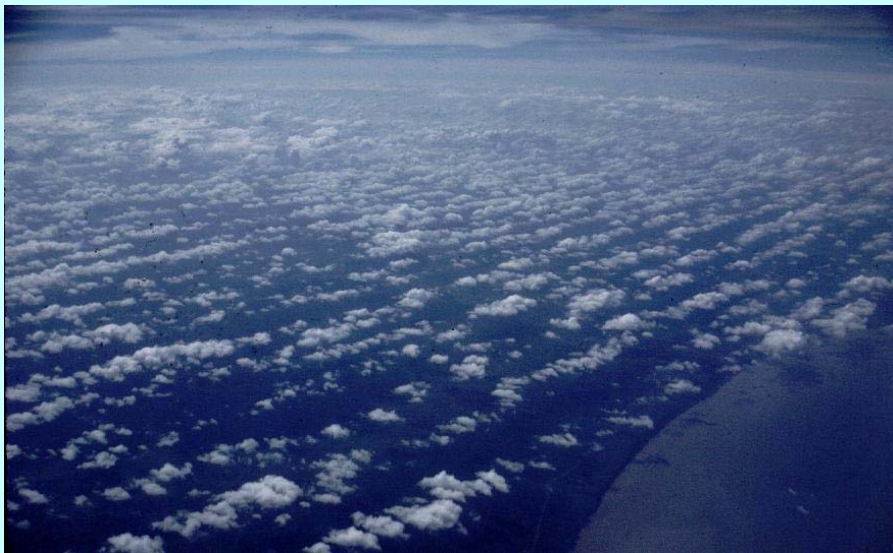


Die Größenordnung der Bewegungen, die zum vertikalen Fluß von fühlbarer Wärme und Wasserdampf beitragen

Schicht	vertikale Ausdehnung	Arten der Bewegungen
molekulare Randschicht	< 1 mm über der Erdoberfläche	molekulare Wärmeleitung und Diffusion
bodennahe Grenzschicht (Prandtl-Schicht)	bis ca. 100 m	kleinskalige Turbulenz
Mischungsschicht (Ekman-Schicht)	~ 1 km	Thermikelemente mesoskalige Zirkulationen z.B. Land- und Seewinde
Troposphäre	~ 8 - 16 km	hochreichende Konvektion



- **Über der Prandtl-Schicht haben die konvektiv angetriebenen Thermikelemente und Wolkenstraßen am Vertikaltransport von latenter und fühlbarer Wärme einen immer größeren Anteil, bis sie schließlich dominierend werden.**
- **Wie ich vorher erwähnt habe, sind die Thermikelemente vor allem in Gebieten mit schwachen Bodenwinden wichtig, die Wolkenstraßen dagegen in Gebieten mit starken Bodenwinden.**
- **Diese Zirkulationen sind für den Vertikaltransport von fühlbarer Wärme, Feuchte und Impuls ein so wirksamer Mechanismus, daß die potentielle Temperatur, das Mischungsverhältnis und der Wind sich innerhalb der sogenannten Mischungsschicht oder Ekman-Schicht nur wenig ändern.**

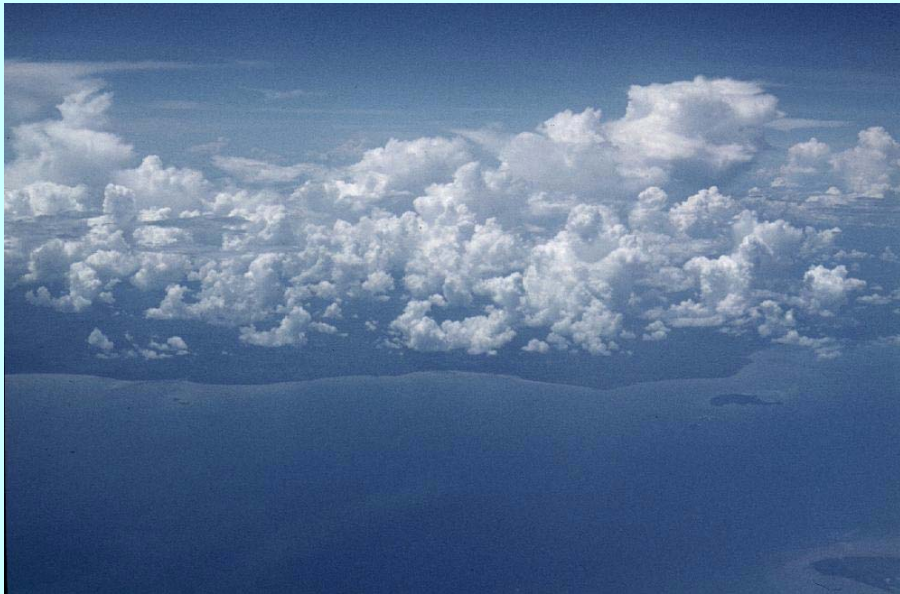


Wolkenstraßen



Wolkenstraßen

- **Die vertikale Ausbreitung von Thermikelementen und Wolkenstraßen wird oft durch eine Inversion an der Obergrenze der Mischungsschicht behindert.**
- **Über der Obergrenze der durchmischten Schicht (~ 1-2 km) bis zur Tropopause wird die latente und fühlbare Wärme nach oben durch hochreichende Cumulus-Konvektion und großräumige Zirkulationen (z. B. synoptische Wettersysteme) transportiert.**
- **Diese Bewegungen sind außerdem für die Umwandlung von latenter in fühlbare Wärme verantwortlich.**
- **Sie beeinflussen die Thermikelemente in der Mischungsschicht, so wie die Thermikelemente die kleinskaligen Turbulenzen in der laminaren Randschicht beeinflussen.**



Konvektion über Land



Passatwind Cumulus

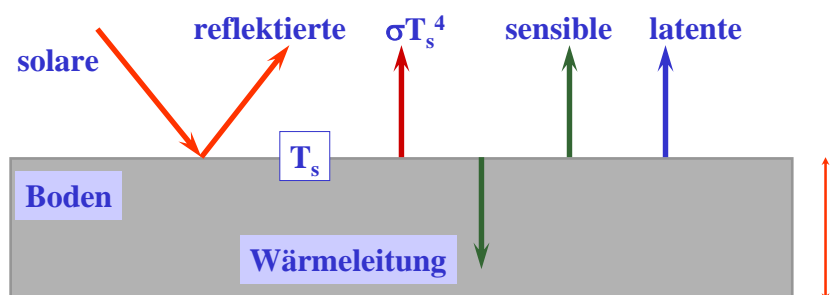


Cumulus Congestus

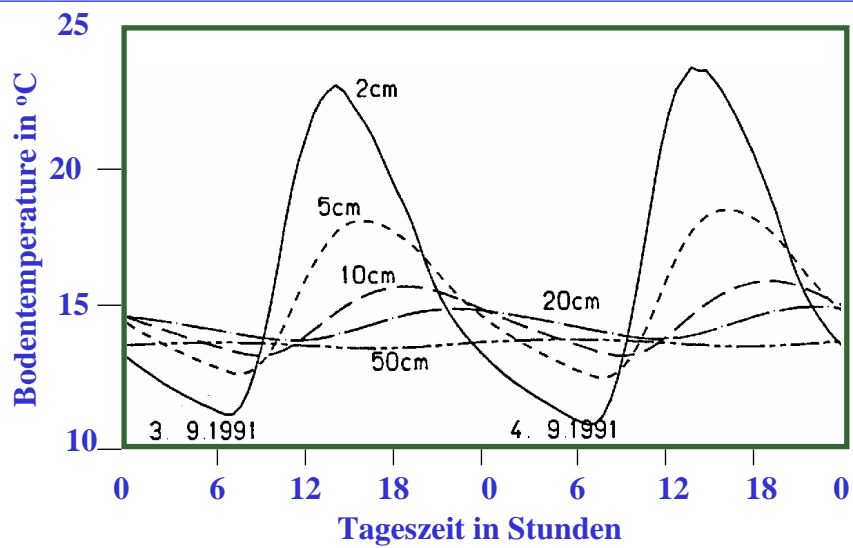
- **In den Gebieten, wo Kaltluft über warmen Untergrund strömt, sind die Flüsse von latenter und/oder sensibler Wärme im allgemeinen groß.**
- **Der Aufbau der unteren Troposphäre stimmt dann sehr gut mit dem was schon beschreiben wurde überein.**
- **Ein Beispiel hierfür ist eine relativ kühle Luftströmung über einer aufgeheizten Landoberfläche.**
- **Ein anderes Beispiel ist eine kalte trockene Luftströmung über dem warmen Golf-Strom (s. Wallace und Hobbs, Fig. 7.11, S. 336-337).**
- **Der Temperaturgradient ist in der laminaren Randschicht in diesen Fällen häufig überadiabatisch.**

- Die latenten und fühlbaren Wärmeflüsse sind um so größer, je höher die konvektive Instabilität und die Windgeschwindigkeit in dieser Schicht sind.
- Der latente Wärmefluß hängt außerdem von der Feuchtigkeit der Luft in der laminaren Grenzschicht ab - je trockener die Luft ist, desto schneller ist die Verdunstung vom Erdboden.
- Im entgegengesetzten Fall, d. h. bei einer warmen Luftüberströmung über kaltem Untergrund, ist der Temperaturgradient in der laminaren Randschicht kleiner als trockenadiabatisch, was eine stabile Schichtung bedeutet.
- Die latenten und fühlbaren Wärmeflüsse sind daher sehr klein. Häufig gibt es dann keine klar abgegrenzte Mischungsschicht.

Die Energiebilanz auf der Erdoberfläche



- Die solare Strahlungsenergie, die von der Erdoberfläche absorbiert wird, wirkt sich je nach **Bodenbeschaffenheit** (Land, Wasser, Eis) sehr unterschiedlich auf die Bodentemperatur aus.
- In fester Erde erfolgt der Wärmetransport nur durch **Wärmeleitung** in die Tiefe.
- Die Temperaturerhöhung hängt hauptsächlich davon ab, wie dick die Bodenschicht ist, die die Strahlungswärmung erfaßt.



- Die Wärmeleitfähigkeit der festen Erde ist relativ klein => die Wärme wird nur sehr langsam transportiert.
- => die Strahlungserwärmung auf die oberen Schichten bleibt beschränkt.

- Wegen der geringen Wärmekapazität der Kontinente wirken sich die Änderungen in der globalen Energiebilanz sehr schnell aus.

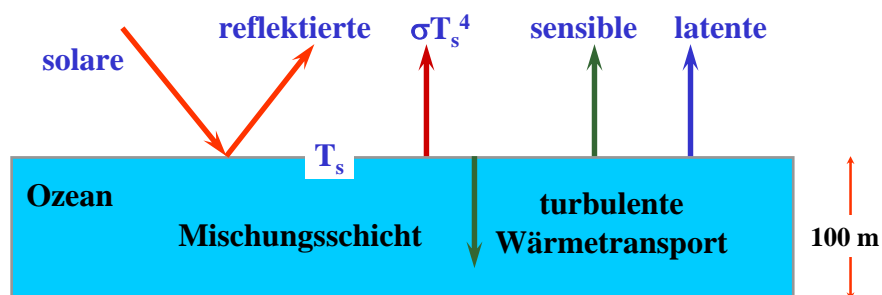
- Die Wärmekapazität von Sand, Lehm oder Gestein beträgt ungefähr ein Viertel der Wärmekapazität von Wasser.

- Bereits über einige Wochen gemittelt ist Gleichung

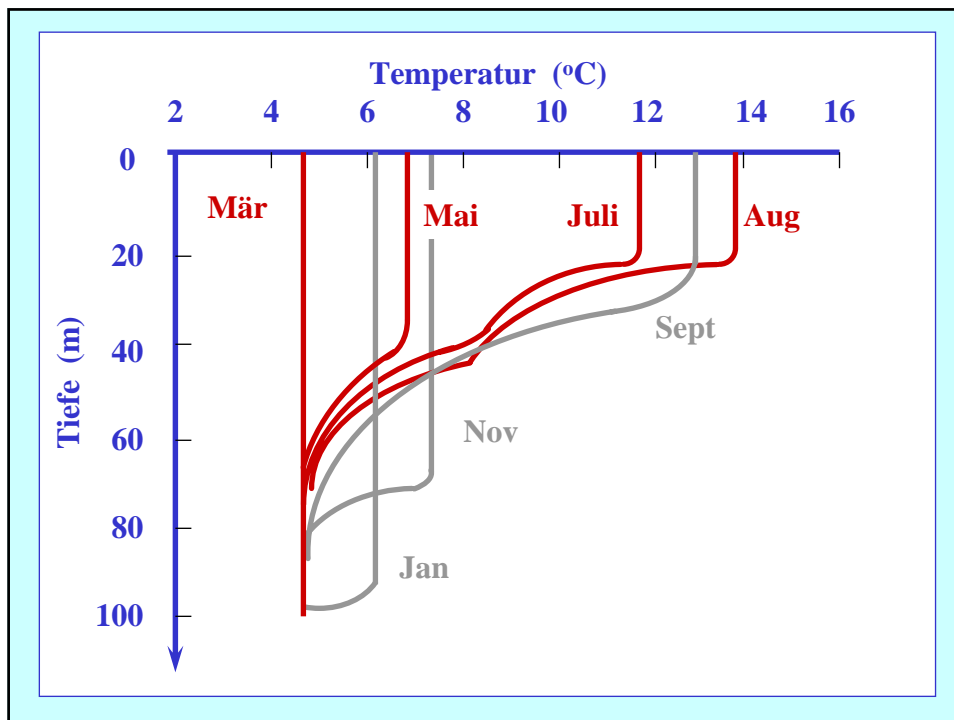
$$[\overline{E}_s] + [\overline{E}_L \downarrow] = [\overline{E}_L \uparrow] + [\overline{F}_h \uparrow] + [\overline{F}_m \uparrow] \quad \text{erfüllt.}$$

- => es stellt sich in kurzer Zeit ein nahezu vollständiges Gleichgewicht zwischen zugeführter und abgeführter Energie ein.

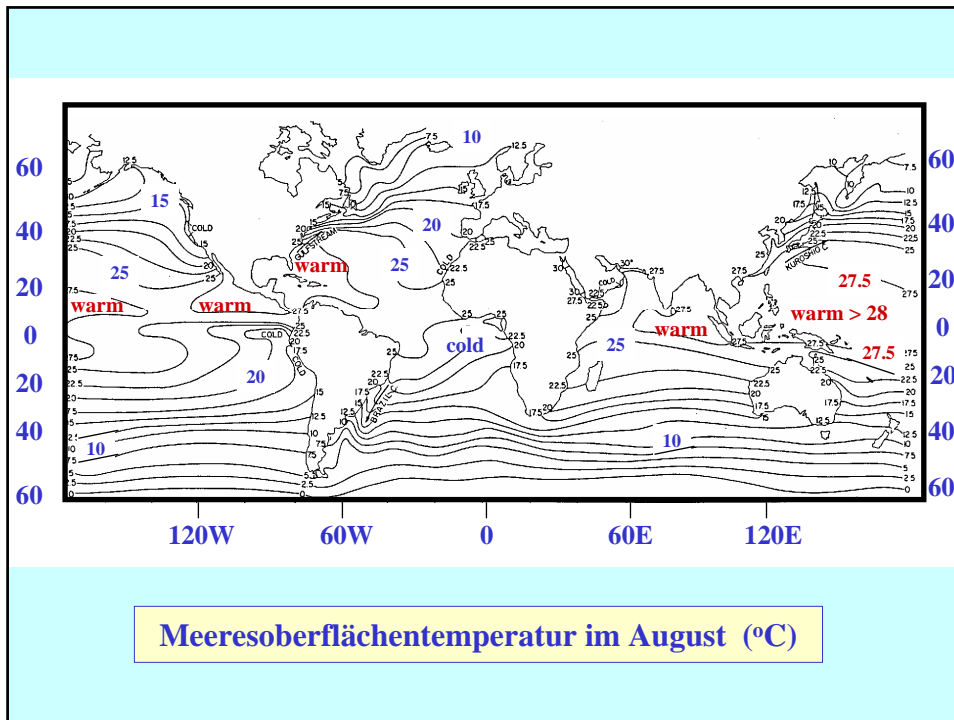
- Die erhöhte Absorption von solarer Strahlung im Sommerhalbjahr führt z. B. zu einer schnellen Erhöhung der Oberflächentemperatur.
- Das neue Gleichgewicht wird durch den Anstieg der langwelligen Abstrahlung sowie der fühlbaren und latenten Wärmeflüsse erreicht.



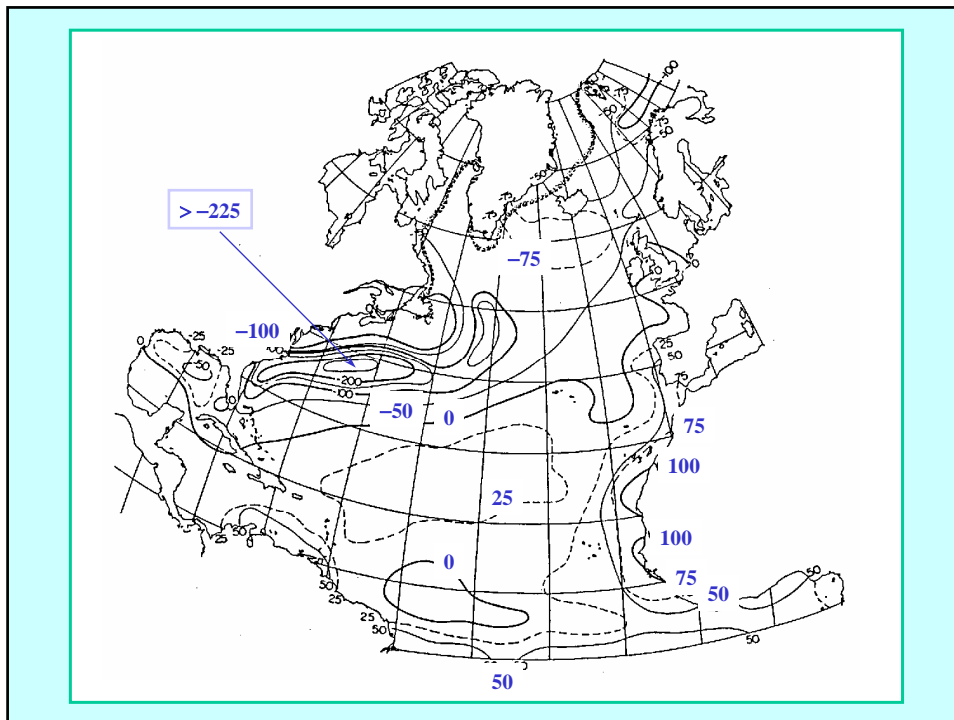
- Im Gegensatz zu den Landmassen können die Ozeane große Wärmemengen speichern.
- Die solaren Strahlung, die an der Meeresoberfläche absorbiert wurde, wird durch Turbulenz in einer **Mischungsschicht** verteilt.
- Die Turbulenz wird u.a. durch die **Brechung von Wellen** und Verdunstung erzeugt.
- Die Mischungsschicht ist ungefähr 100 m dick.



- Die solare Energie, die von den Ozeanen absorbiert wird, verteilt sich im Vergleich zur festen Erde nicht nur über eine dickere Schicht, sondern kann durch die Meeresströmungen auch horizontal transportiert werden.
- An einem bestimmten Ort auf der Meeresoberfläche besteht daher im allgemeinen **kein Gleichgewicht** mit der Atmosphäre zwischen zugeführter und abgeführter Energie.
- Die globale Verteilung der Meeresoberflächentemperatur ist im nächsten Bild gezeigt: =>
- Sie wird also nicht durch die Gleichgewichtsbedingungen für die Energieflüsse bestimmt.



- Die Ozeane geben auf der Winterhalbkugel große Energiemengen in den Gebieten ab, wo kalte, trockene Kontinentalluft über warmes Wasser strömt.
- Der Wärmehaushalt des Ozeans hat dann ein großes Defizit.



Latente und fühlbare Wärmeflüsse

- Unterschiede zwischen **Land-** und **Meeresoberfläche** gibt es hinsichtlich der Bedeutung der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse für die Energiebilanz.
- Über alle Landflächen gemittelt sind die zwei Flüsse ungefähr gleich wichtig.
 - Der **latente Wärmefluß** dominiert in Gebieten mit **Vegetation**
 - Der **fühlbare Wärmefluß** hat größeren Anteil in **Steppen, Wüsten und Städten.**
- Der **latente Wärmefluß** ist über den **Ozeanen** ungefähr eine **Größenordnung höher** als der **fühlbare Wärmefluß.**

Eisflächen

- Wenn die Erdoberfläche mit Schnee oder Eise bedeckt ist, ergeben sich eine Reihe von Auswirkungen auf die Energiebilanz:
- Die **Absorption von solaren Strahlung** wird durch das hohe Reflexionsvermögen wesentlich **vermindert**.
- Auch wenn die Lufttemperatur hoch ist, bleibt die Bodentemperatur in der Nähe von 0°C.
- **Strahlungsüberschuß** führt nicht zur Erwärmung sondern zur **Schmelzung oder Sublimation**.
- Während Kälteperioden wirkt besonders **frischer Schnee als Isolator**, d. h. der Wärmeverlust des darunterliegenden Bodens wird stark reduziert.

Zeitliche Veränderungen in der Energiebilanz

- Man kann einen Teil der zeitlichen Veränderungen im Aufbau der Atmosphäre direkt in Zusammenhang mit Änderungen in der Verteilung der Energiequellen und Senken bringen.
- Ich werde drei spezielle Beispiele für sehr unterschiedliche Zeiträume betrachten:
 - der Tagesgang,
 - jahreszeitliche Zeiträume, und
 - Klimaveränderungen.

Der Tagesgang

- Die tägliche Periodizität der solaren Energiezufuhr wirkt sich auf das System Erde-Atmosphäre auf zwei verschiedene Arten aus:
 - **Direkt** durch die verschiedenen Absorptionsmechanismen;
 - **Indirekt** durch die Änderungen der einzelnen Terme in der Energiebilanz auf der Erdoberfläche.
- Die direkten Auswirkungen sind in der oberen Atmosphäre am stärksten, wo große tägliche und halbtägliche Schwankungen von Temperatur, Druck und Wind beobachtet werden.

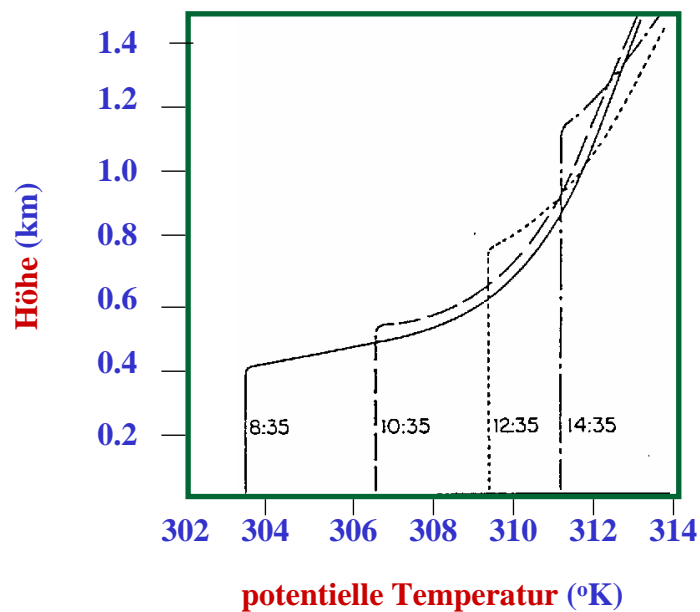
Die atmosphärischen Gezeiten

- Die thermisch verursachten atmosphärischen **Gezeiten** sind einige Größenordnungen größer als die durch Gravitation verursachten Gezeitenbewegungen in der Atmosphäre.
- Dies ist im Gegensatz zu den Verhältnissen in den Ozeanen, wo die Gezeiten infolge der Gravitation wesentlich wichtiger sind.
- In diesen Vorlesungen werde ich hauptsächlich die **indirekten** Auswirkungen des Tagesganges der Sonneneinstrahlung beschreiben, die für den größten Teil der täglichen Temperaturschwankungen in der Mischungsschicht über Land verantwortlich sind.

- An einem **windschwachen, wolkenlosen Abend** ist die Emission von **infraroter Strahlung** normalerweise stark genug, innerhalb der ersten Stunden nach Sonnenuntergang die Landoberfläche unter die Temperatur der Umgebungsluft abzukühlen.
- Deshalb verliert die **bodennahe Luft** fast während der ganzen Nacht Energie durch **Strahlungsemission** nach oben wie auch nach unten.
- Diese Abkühlung durch **Ausstrahlung** führt zum Entstehen einer **bodennahen Inversion**, die kurz vor Sonnenaufgang ihre maximale Stärke erreicht.
- Bereits sehr kurze Zeit nach dem Sonnenaufgang steigt die Temperatur der Landoberfläche bis zur Temperatur der Umgebungsluft an.

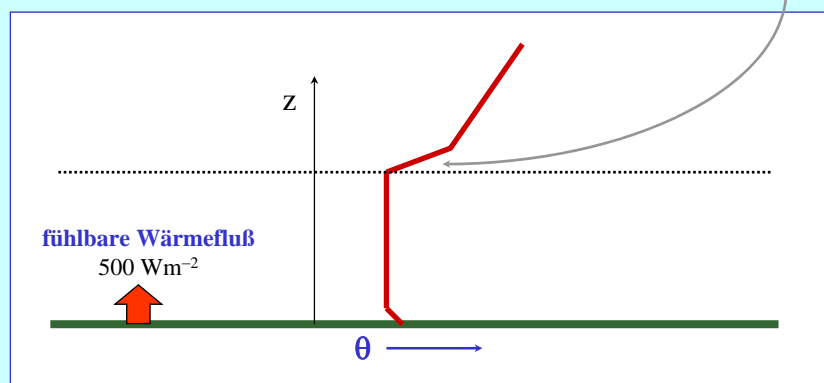
- Danach, durch die weitere Absorption von solarer Strahlung auf der Landoberfläche steigt der vertikale Temperaturgradient in der bodennahen Grenzschicht bis über den adiabatischen Wert an und es entsteht kleinskalige Turbulenz.
- Bald darauf beginnen aufgeheizte Luftblasen auf Grund ihrer Auftriebskraft bis über die bodennahe Grenzschicht aufzusteigen.
- Dadurch wurde eine gut durchgemischte Schicht aufgebaut.

- Die ersten Thermikerelemente können nur innerhalb einer dünnen bodennahen Schicht aufsteigen, weil sie, sobald sie die Untergrenze der Inversion erreichen, schnell ihre Auftriebskraft verlieren.
- Allmählich steigt die potentielle Temperatur der Luft in der Mischungsschicht, weil ständig fühlbare Wärme von der Erdoberfläche weg nach oben in die Mischungsschicht transportiert wird.
- Mit der Erwärmung der Mischungsschicht ist ein langsames Anwachsen ihrer vertikalen Mächtigkeit verbunden, denn die Auftriebskraft der Thermikerelemente wird immer größer. Deshalb können diese Elemente immer tiefer in die Inversion eindringen.
- Dieser Prozeß hält solange an, bis entweder die Inversion ganz weggeheizt ist oder bis die Zufuhr von solarer Energie am Nachmittag nachläßt.



- Wenn die Schichtung der Atmosphäre über der Inversion **potentiell labil** ist und wenn die Thermikelemente das **Konvektionskondensationsniveau** erreichen, können die ersten Thermikelemente, die die Obergrenze der Inversion durchbrechen, bis in große Höhen aufsteigen.
- Solche Ereignisse signalisieren das Einsetzen von **hochreichender Konvektion**.
- Ich möchte nun ein spezielles **Beispiel der Mischungsschicht** betrachten.

- Angenommen die Mischungsschicht reicht an einem Sommermorgen über Land bis in einer Höhe von 400 m über Grund und darüber ist eine Inversionsschicht mit einer Temperaturzunahme von 10°K pro km.



- der vertikale Fluß von infraroter Strahlung sei vernachlässigbar.
- Berechnet werden soll der **Anstieg der Inversionsuntergrenze pro Stunde**.

Wir fangen mit der Gleichung

$$\frac{d}{dt} (c_p T + \Phi + Lr) = \dot{H}_R + S_h + S_m \quad \text{an.}$$

- Diese Gleichung läßt sich für eine Luftsäule anwenden, die sich von der Erdoberfläche bis zur Obergrenze der Mischungsschicht erstreckt:

$$\frac{d}{dt} \int_0^{400\text{m}} (c_p T + \Phi + Lr) dz = \int_0^{400\text{m}} (\dot{H}_R + S_h + S_m) dz$$

- Ich nehme an, daß sich Φ und r zeitlich nicht ändern und $H_R = S_m = 0$.
- Deshalb vereinfacht sich die Gleichung zu

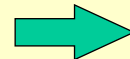
$$\frac{d}{dt} \int_0^{400\text{m}} \rho c_p T dz = \int_0^{400\text{m}} \rho S_h dz$$

$$\frac{d}{dt} \int_0^{400\text{m}} \rho c_p T dz = \int_0^{400\text{m}} \rho S_h dz$$

- Weil der fühlbare Wärmefluß vom Boden vollständig durch die Luft in der Mischungsschicht absorbiert wird, ist das Integral auf der rechten Seite der Gleichung gleich 500 W m^{-2} .
- Für die dünne Schicht von 400 m kann eine konstante Dichte von $1,25 \text{ kg m}^{-3}$ angenommen werden.
- Die potentiell Temperatur ist konstant in der Mischungsschicht ($dT/dz = g/c_p$).
- Daher ergibt sich eine Temperaturerhöhung pro Stunde von

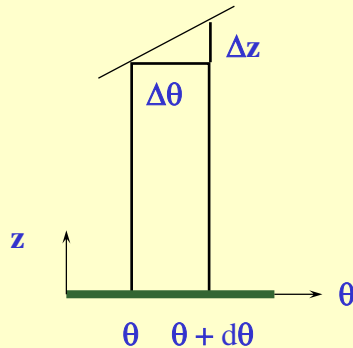
$$\frac{dT}{dt} = \frac{500 \text{ W m}^{-2} \times 3600 \text{ s h}^{-1}}{1,25 \text{ kg m}^{-3} \times 400 \text{ m} \times 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}} = 3,58 \text{ Kh}^{-1}$$

- Um die Anwachsen Geschwindigkeit der Inversionsgrenze zu berechnen, betrachten wir folgendes Diagramm.



➤ Vom Diagramm

$$\Delta\theta = \frac{\partial\theta}{\partial z} \Delta z \quad \Rightarrow \quad \frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \frac{\partial\theta}{\partial z} \frac{\Delta z}{\Delta t}$$



$$\frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{\partial\theta}{\partial t} \div \frac{\partial\theta}{\partial z}$$

$$\theta = T(p^*/p)^\kappa$$

$$\ln \theta = \ln T + \kappa \ln(p^*/p)$$

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial t}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\theta}{T} \frac{\partial T}{\partial t}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \right)$$

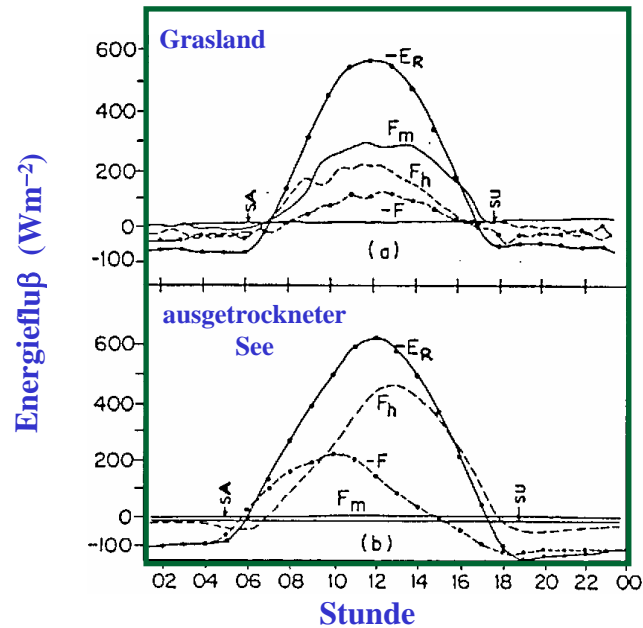
$$\frac{dz}{dt} = \frac{\partial T / \partial t}{\partial T / \partial z + g / c_p} = \frac{3,58 \text{ Kh}^{-1}}{(10 + 9,8) \text{ K km}^{-1}} = 181 \text{ m h}^{-1}$$

➤ Das nächstes Bild zeigt den Tagesgang der einzelnen Terme, die gemäß Gleichung

$$[\bar{F}] = [\bar{E}_R] + [\bar{F}_h] + [\bar{F}_m]$$

zum Energiegleichgewicht auf der Erdoberfläche beitragen, für **Grasland** und für einen **ausgetrockneten Boden**.

Der Tagesgang der einzelnen Terme in der Energiebilanz

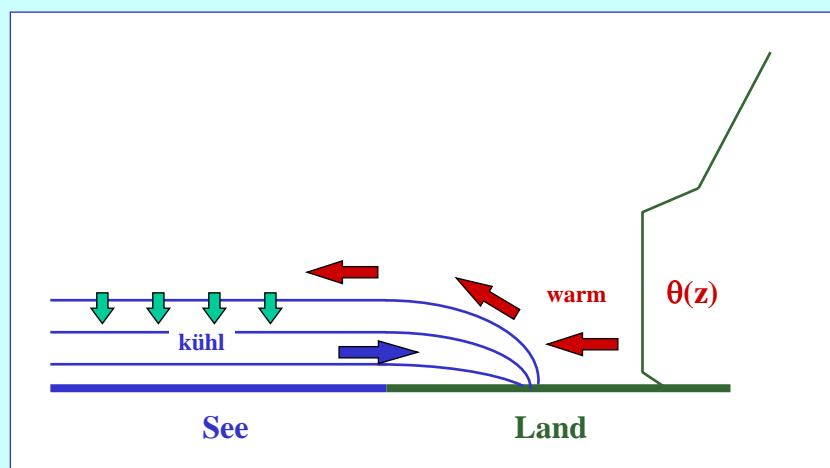


- Die **Wärmekapazität der Mischungsschicht der Ozeane** ist so groß, daß die Auswirkungen des Tagesganges der solaren Erwärmung fast vollständig vernachlässigbar sind.
- Die **Wärmekapazität der Atmosphäre** ist gleich die der obersten 3 m des Ozeans.
- Deshalb bleibt die Meeresoberflächentemperatur im Verlauf eines Tages nahezu konstant.
- Es gibt auch fast keine täglichen Schwankungen des Wärmeflusses, die von der Meeresoberfläche in die Atmosphäre gerichtet sind.
- Die Schwankungen der Lufttemperatur liegen daher über den Ozeanen während eines Tages nur in der Größenordnung 1 K.

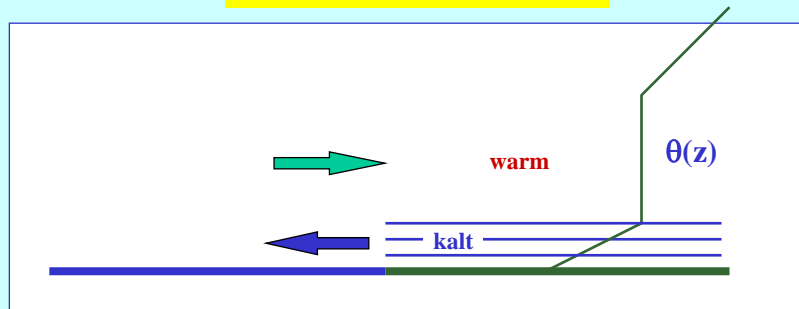
Seewindzirkulation

- Auf Grund der stark unterschiedlichen Absorptionseigenschaften von Land und Meer ist die Luft über Land tagsüber wärmer als über den benachbarten Ozeanen und in der Nacht kälter.
- Diese Temperaturgegensatz ist hauptsächlich auf die unterste Schicht der Atmosphäre bis etwa 1 km Höhe beschränkt.
- Während des Nachmittags herrscht in Bodennähe häufig eine Strömung vom Meer zum aufgeheizten Land.
- Hier steigt die Luft auf und wieder in Richtung Meer strömt.
- Diese Zirkulation wird **Seewindzirkulation** genannt.

Seewindzirkulation



Landwindzirkulation



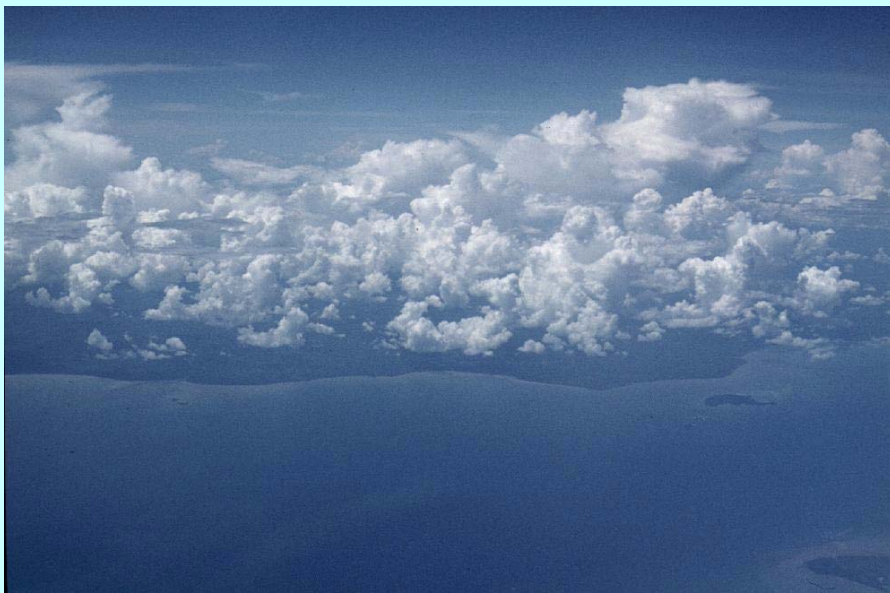
- Während der Nacht kehrt sich die Zirkulation um, d. h. die Luft strömt in Bodennähe vom Land zum Meer - die sogenannte **Landwindzirkulation**.
- Die nächtliche Landwindzirkulation ist im allgemeinen **deutlich schwächer und weniger hochreichend** als die des Seewindes, weil die nächtliche Ausstrahlung sich nur auf eine vertikal wenig mächtige Luftschicht beschränkt.

Seewindfront

- In manchen Gebieten ist das Vordringen der kühlen Seeluft an der Vorgrenze so stark ausgeprägt, daß die **Seewindfront** einer **mesoskaligen Kaltfront** ähnlich ist.
- Die aufsteigenden Luftbewegungen an der Front führen häufig zur Bildung von Konvektionsbewölkung und teilweise zur Auslösung von Schauern oder Gewittern.
- Im Gegensatz dazu, lösen sich die Wolken über See in der absinkenden Luft tagsüber auf.



Land-See Kontraste

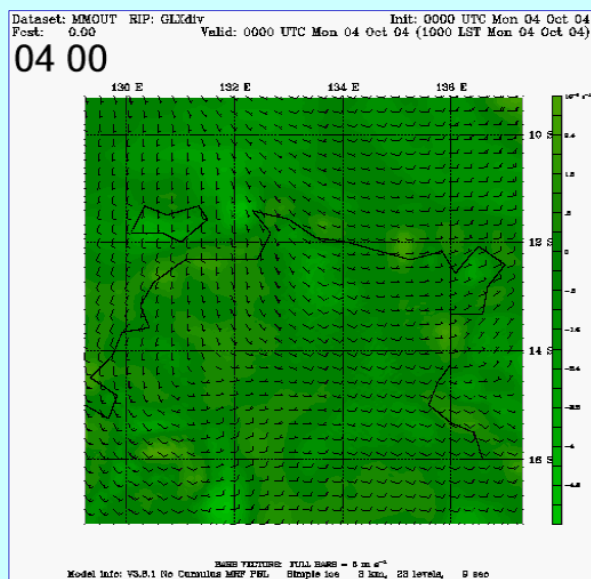


Land-See Kontraste

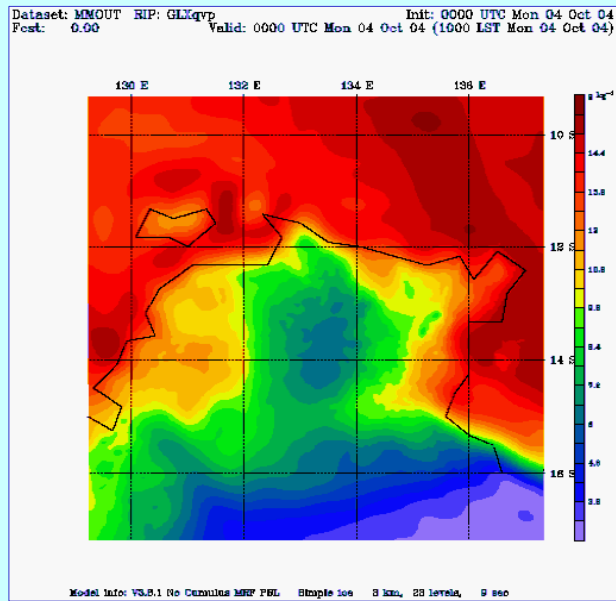


Seewindfront - Burkertown, Australien

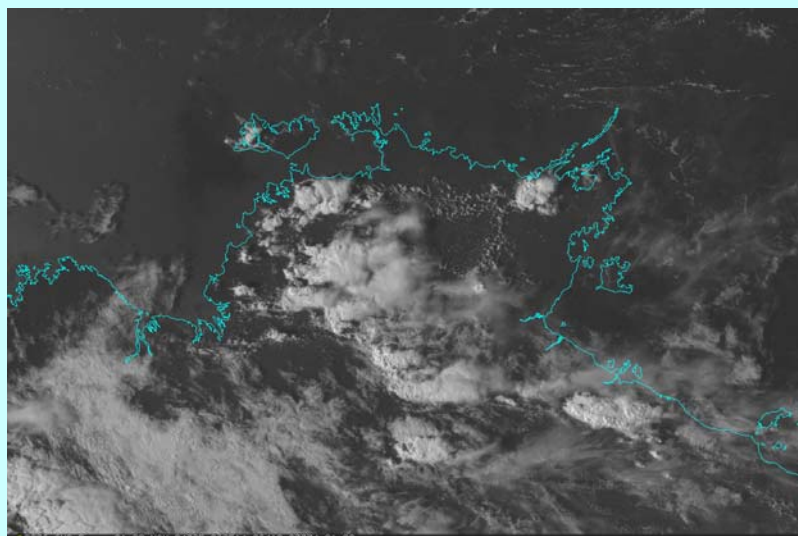
Seewind simulationen



Seewind simulationen



Seewindzirkulationen





Ende