

Aerosol I

Hinweise zu den Kärtchen

Aerosol I

Die Kärtchen beziehen sich auf die Vorlesung von:

- Christoph Schär
- Sonia Seneviratne

welche im WS 2006/2007 gehalten wurde. Die Bilder stammen aus den Vorlesungsunterlagen.

Erstellt von: Thomas Kuster (MSc Env. 1. Semester)

Verfügbar via: <http://fam-kuster.ch>

Wieso Land-Atmosphäre Interaktionen studieren

Relevant für...

- Klimavariabilität und extreme Ereignisse (Dürren, Hitzewellen, extreme Niederschläge, Hochwasser)
- Computergestützte Wettervorhersagen, Saisonale Prognosen, Klimaveränderung,...
- Wichtige Quelle von Unsicherheiten bei Verständnis des Klimasystems auf Grund von Mangel an Beobachtungen und der Komplexität (Rückkopplungen, Heterogenität)

Verhältnis der Land- zur Ozeanoberfläche

4

$\frac{2}{3}$ der Erde ist mit Ozeanen bedeckt.

Antwort

Bedeutung der Ozeane

- Wärmespeicher
- Wärmetransport (Golfstrom, El Niño)
- „Erinnerung“: Einfluss auf mittlere und lanzeit Kilmavariabilität (saisonale Vorhersagen)

Speicherung von Wasser auf dem Land spielt eine ähnliche Rolle:

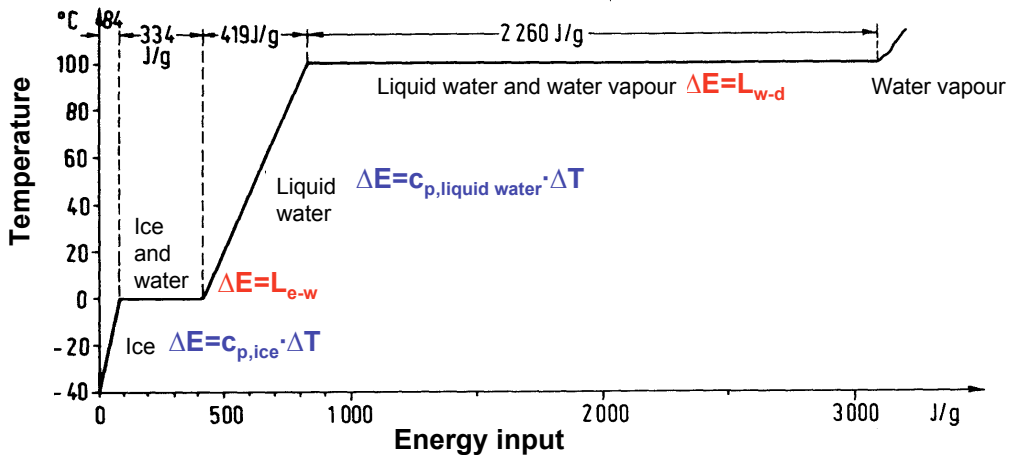
- Kann sowohl dämpfen als auch verstärkend auf die Klimavariabilität wirken.
- „Speicherung“: vorallem wichtig für saisonal Vorhersagen in den mittleren Breiten.

Land vs. Ocean

Land Flächen wirken vorallem als Wasserspeicher

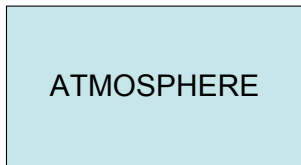
Ozean wirkt vorallen als Wärmespeicher

Benötigte Energien für das Aufwärmen und den Phasenwechsel von Wasser

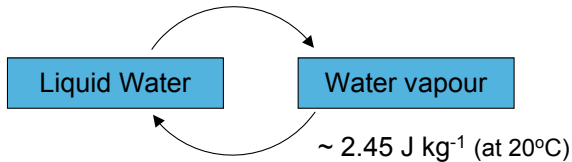


Für das Aufwärmen von Eis (0°C) zu Dampf (100°C) wird 86% der Energie für die Phasenwechsel benötigt!

Land als Speicherkomponente für Energie und Wasser



energy,
water,
CO₂



NB: Water storage is also
an indirect heat storage!

"negative heat" storage

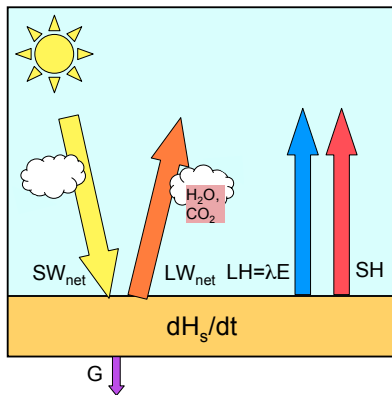
Schnee und Eis Ablagerungen sind auch relevant für das Klima.

Veränderung der gespeicherten Energienmenge im Boden

Formel

Veränderung der gespeicherten Energie (Bodentemperatur, Schneeschmelze,...):

$$\frac{\partial H_s}{\partial t} = \underbrace{R^*}_{\text{Nettostrahlung} = SW - LW} - \underbrace{SH}_{\text{fühlbare Wärme}} - \underbrace{LH}_{\text{Latentwärme}} - \underbrace{G}_{\text{Wärmefluss in den Boden}}$$

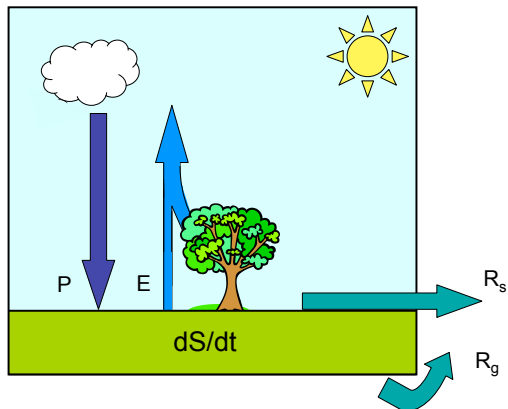


Veränderung der gespeicherten Wassermenge im Boden

Formel

Veränderung der gespeicherten Wassermenge (Bodenfeuchte, Schnee, Oberflächenwasser, Grundwasser):

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \left(\underbrace{P}_{\text{Niederschlag}} - \underbrace{E}_{\text{Evapotranspiration}} \right) - \underbrace{R_s}_{\text{Oberflächenabfluss}} - \underbrace{R_g}_{\text{Grundwasserabfluss}}$$



Aufteilung zwischen fühlbare und latente Wärme

Die Aufteilung der Netto Strahlung in fühlbare und latente Wärme wird ist von der der zur Verfügung stehender Bodenfeuchte abhängig.

Wasserkreislauf

Beeinflussung von Niederschlag und Evapotranspiration

- Wichtiger Einfluss der Vegetation auf die Evapotranspiration z. B. hängt ab von der Pflanzenart, Atmosphärischem CO_2 -Konzentration,...
- Komplexe Interaktionen zwischen Evapotranspiration und Niederschlag (Grenzschicht Prozesse).

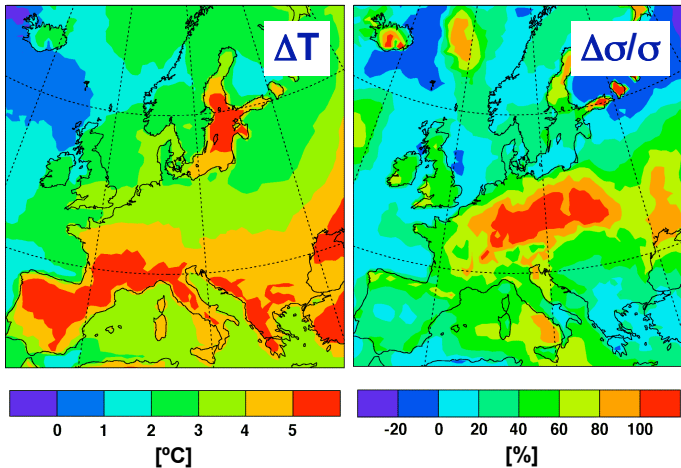
Energiekreislauf

Beeinflussung der Strahlung

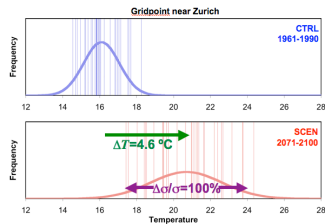
- Wolken und Wasserdampf beeinflussen sowohl die einfallende kurzwellige Strahlung wie auch die abgestrahlte langwellige Strahlung.
- Albedo (α) hängt von der Schnee- und Vegetationsbedeckung ab
($SW_{net} = SW_{in}(1 - \alpha)$)

Zukünftige Sommerhitzewellen

Veränderung der charakteristischen (JJA) Temperatur



Changes in T° variability are likely to be as important (or more important) than changes in the mean

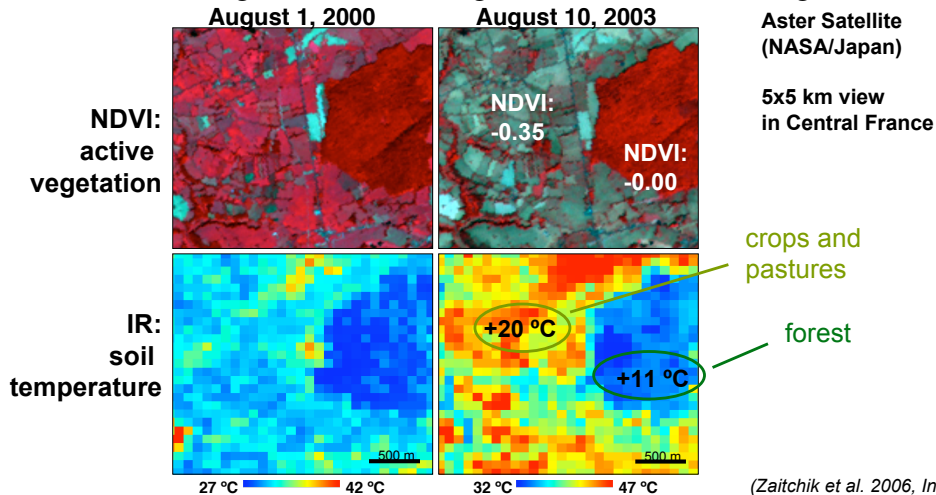


(Schär et al. 2004, Nature)

Energiebilanz

Wald vs. Weide

Sommer 2003: Vegetationsbedeckung ist relevant für die Energiebilanz



Globale Energiebilanz und Energieeintrag

Die eingestrahlte Energie (aufgenommene) entspricht der abgestrahlten Energie (abgegebene).

Die einstrahlte Energie kommt von der Sonne. Die mittlere eingestrahlte Energie ist:

$$S = \frac{1}{4} S_0$$

$S_0 = 1367 \text{ Wm}^{-2}$ Extraterrestrische Solarkonstante, ist am höchsten wenn die Sonne am nächsten bei der Erde ist (im Januar).

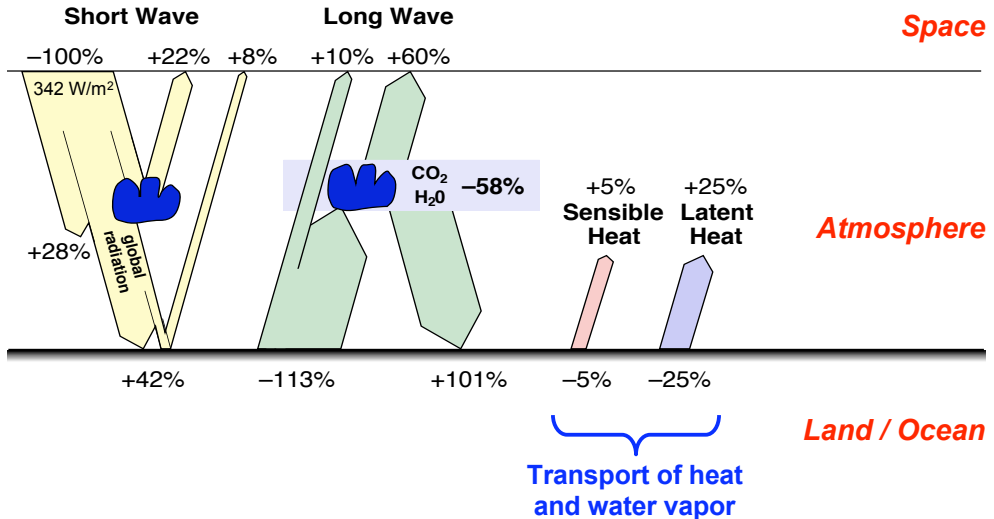
Albedo

Einige Oberflächen und ihre Werte sowie der globale Durchschnittswert

Oberfläche	Albedo α
Wolken (100 m dick)	0.4
Wolken (500 m dick)	0.7
Ozean (Zenithwinkel 30°)	0.05
Ozean (Zenithwinkel 60°)	0.10
Ozean (Zenithwinkel 85°)	0.6
Eis	0.25–0.35
Schnee (alt–neu)	0.45–0.85
Grassfläche	0.2–0.3
Wald	0.1–0.2
globaler Durchschnitt	0.3

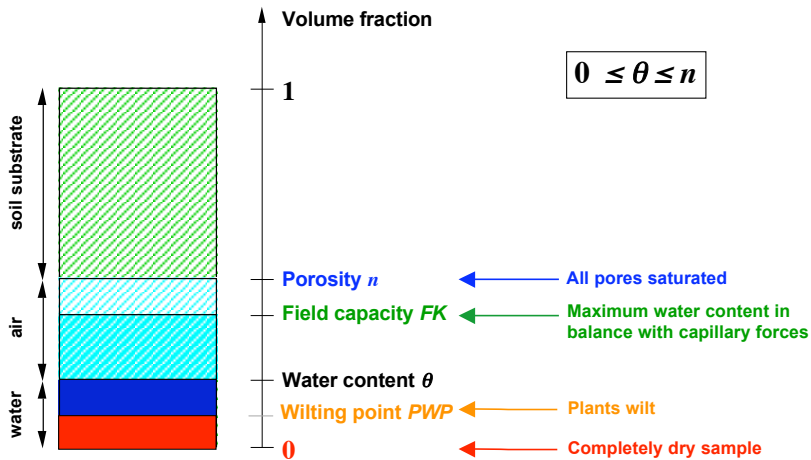
Globale Energiebilanz

Space



Bodenfeuchte

Wichtige Variablen und typische Werte



Typische Volumenanteile (grobe (z. B. Sand) – feine Textur (z. B. Clay)):

Porosität (n): 0.3–0.55

Feldkapazität (FK): 0.1–0.35

permanente Welkepunkt (PWP): 0.05–0.25

Trocken: 0

CTL, SCEN, gekoppelt und ungekoppelt

CTL	HadAM3_CTL	1960–1989	1970–1989	Interactive
SCEN	HadAM3_A2	2070–2099	2080–2099	Interactive
CTL _{uncoupled}	HadAM3_CTL	1960–1989	1970–1989	CTL climatology
SCEN _{uncoupled}	HadAM3_A2	2070–2099	2080–2099	SCEN climatology

Grenzschicht Theorie

Latenter Wärmefluss

$$LH = L \cdot ET = L\rho\overline{q'w'}$$

Fühlbarer Wärmefluss

$$SH = c_p\rho\overline{T'w'}$$

Grenzschichttheorie

$$\overline{q'w'} \approx C_W u_a (q_a - q_s)$$

$$\overline{T'w'} \approx C_H u_a (T_s - T_a)$$

u_a : horizontaler Wind auf der Höhe z_a (z. B. $z_a = 10$ m)

q_s, T_s : spezifische Feuchte und Tempertaur bei der Oberfläche

q_a, T_a : spezifische Feuchte und Tempertaur auf der Höhe z_a

C_W, C_H : Aerodynamischertransferkoeffizient für Feuchte und Wärme (Hängt ab von: der Stabilität, Struktur der Grenzschicht, Oberflächen Eigenschaften,..)

Bowen Ratio

$$B = \frac{SH}{LH}$$

$B \ll 1$ feuchte Oberfläche, LH dominiert über SH

$B \gg 1$ trockene Oberfläche, SH dominiert über LH

Aus der Grenzschicht Theorie:

$$LH = L\rho C_W u_a (q_s - q_a)$$

$$SH = c_p \rho C_H u_a (T_s - T_a)$$

X_s an der Oberfläche

X_a Messwert auf Höhe z_a

mit $C_W \approx C_H$ folgt:

$$B = \frac{c_p (T_s - T_a)}{L (q_s - q_a)}$$

Messen des turbulenten Flusses

$$SH = c_p \rho \overline{T'w'}$$

$$LH = L \rho \overline{q'w'}$$

Messung von w' (mit einem Sonic-Anemometer (Ultraschall)), T' und q' mit sehr hoher zeitlicher Auflösung (bis zu ≈ 100 Hz).

Die Messung von T' (SH) ist genauer als die von q' (LH).

Reynoldsmittelung

Reynolds averaging

Impulsgleichung ($f = 0$, 2D):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$u = \bar{u} + u'$ $p = \bar{p} + p'$ vernachlässigen von ρ'

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}_{\text{Impulsgleichung für den mittleren Fluss}} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - \underbrace{\overline{u' \frac{\partial u'}{\partial x}} + \overline{w' \frac{\partial u'}{\partial z}}}_{\text{Turbulenzterm}}$$

„Bucket“ Model

Formel

- Verwendet Widerstand um das Evapotranspirationslimit zu representieren
- Aerodynamischerwiderstand (Turbulenterdiffusionsterm hindert Evapotranspiration)
- Limitiert durch Bodenfeuchtedefizit (β -Faktor: $0 \leq \beta \leq 1$)

$$SH = \rho c_p \frac{T_s - T_r}{r_a}$$

$$E = \frac{LH}{L} = \rho \beta \frac{q_{sat}(T_s) - q_r}{r_a} = \beta E_{POT}$$

T_r : Temperatur bei Referenzhöhe

q_{sat} : absolute Luftfeuchte bei Sättigung

q_r : spezifische Luftfeuchte bei Referenzhöhe

r_a : Aerodynamischerwiderstand

β : limitierender Faktor basierend auf Bodenfeuchtegehalt

E_{POT} : potentielle Evapotranspiration

„Bucket“ Model

Parametrisierung/Ergebnisse

Sehr einfache Parametrisierung

- Die Evapotranspiration von rohem Boden wird überschätzt in allen Systemen
- Keine Repräsentation des Vegetationseinfluss (Stomatawiderstand)
- Keine Repräsentation von anderen limitierenden Faktoren (gekoppelt zu Stomatawiderstand): Strahlungstemperatur, Wasserdruckdefizit, Vegetationsstatus
- Unter stressfreien Bedingungen: Immer noch Überschätzung von Evapotranspiration (potentielle Evaporation anstelle von potentieller Evapotranspiration (keine Null-Werte des Stomatawiderstands))

⇒ Allgemein: Überschätzung der Evapotranspiration in allen Systemen

Biophysikalisches Modell

$$E_{TR(leaf)} = \rho \frac{q_{sat}(T_f) - q_{af}}{r_{la} + r_s} \quad r_s = r_{smin} f(PAR, T, W, \delta e)$$

- Viel detailliertere Wiedergabe der Land Oberflächen Prozesse als das „Bucket“-Modell
- Hauptmängel des „Bucket“-Modell werden berücksichtigt
- Explizite Repräsentation der Vegetation (Stomatwiderstand)
- Geographische Variation der relevanten Parameter (Wurzeltiefe, Albedo, minimaler Stomatawiderstand, Bodenfeuchteparameter, . . .) abhängig von der Vegetation und des Bodenfeuchtetyps (look-up tables)

Trotzdem:

- Keine explizite Repräsentation der Kohlenstoffassimilation/Photosynthese, z. B. kein Einfluss der CO_2 -Konzentration auf die Evapotranspiration (evtl. relevant: Klimaveränderung)
 - Hochgradig abhängig von Evapotranspiration (r_{smin}) und Kalibrierungskurven welche die Abhängigkeit von r_s von $PAR, T, W, \delta e$ repräsentieren (nur wenige Beobachtungen stehen zur Verfügung).
- ⇒ Stat-of-the-art Repräsentation der Landoberflächenprozesse in aktuellen Klimamodellen.

Physiologisches Modell

- Erlaubt die explizite Repräsentation von Kohlenstoff Assimilation/Photosynthesis
- Wichtig im Kontext der Klimaveränderung (CO₂-Wasser Beziehung, Kohlenstoffkreislauf,...)

Trotzdem:

- Hängt auch von kalibrierten Beziehungen und einigen Beobachtungen ab
- Einige Unsicherheiten bleiben: z. B. CO₂-Düngung, erhöhte Wassereffizienz,... (einige laufende Feldexperimente)
- Phenology/Vegetations Aktivität wird durch Fernmessungsmethoden festgelegt.
- Immer noch Annahme eines grossen Blattes, keine Beachtung von subgrid-scale Heterogenität