

# 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:

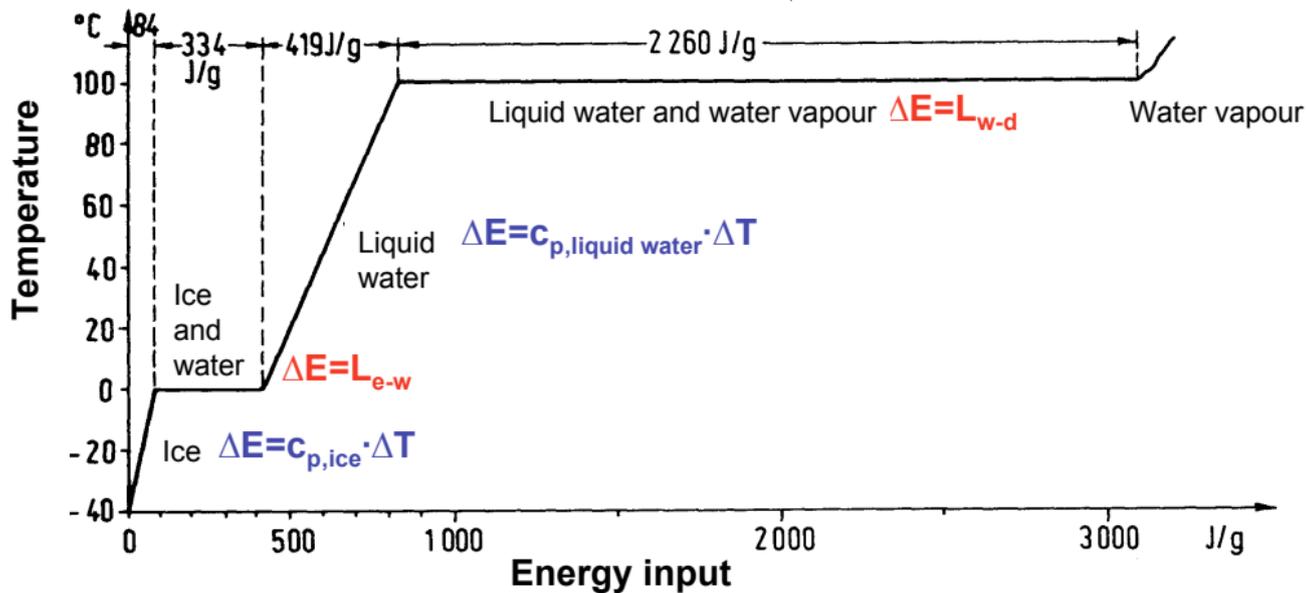
- Kann sowohl dämpfen als auch verstärkend auf die Klimavariabilität wirken.
- „Speicherung“: vorallem wichtig für saisonal Vorhersagen in den mittleren Breiten.

# Land vs. Ocean

**Land Flächen** wirken vorallem als Wasserspeicher

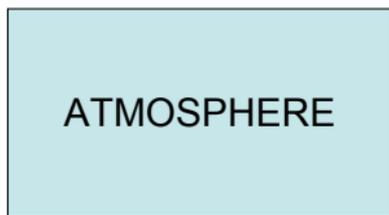
**Ozean** wirkt vorallen als Wärmespeicher

# Benötigte Energien für das Aufwärmen und den Phasenwechsel von Wasser

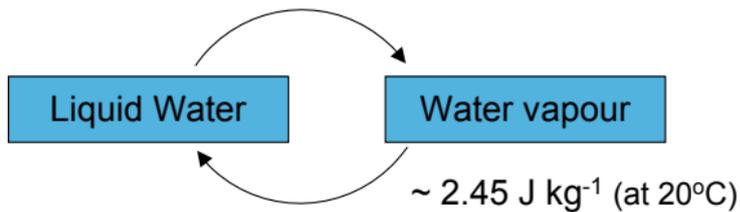
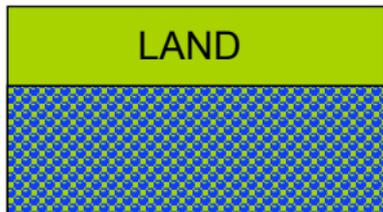


Für das Aufwärmen von Eis ( $0^{\circ}\text{C}$ ) zu Dampf ( $100^{\circ}\text{C}$ ) wird 86% der Energie für die Phasenwechsel benötigt!

# Land als Speicherkomponente für Energie und Wasser



energy,  
water,  
CO<sub>2</sub>



NB: Water storage is also  
an indirect heat storage!

"negative heat" storage

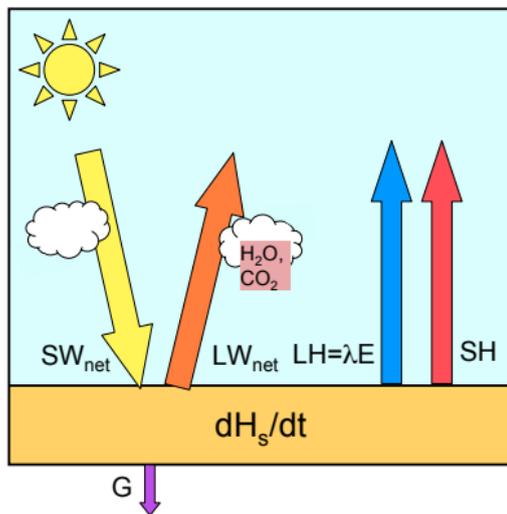
Schnee und Eis Ablagerungen sind auch relevant für das Klima.

# Veränderung der gespeicherten Energienmenge im Boden

Formel

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

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

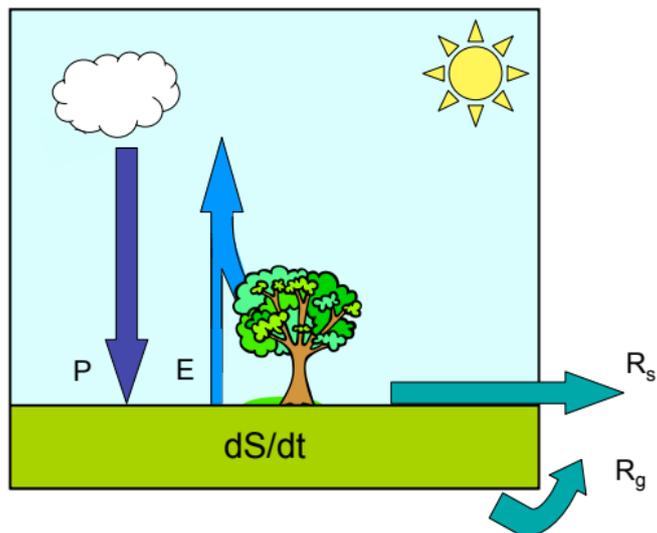


# Veränderung der gespeicherten Wassermenge im Boden

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  $\text{CO}_2$ -Konzentration,...
- Komplexe Interaktionen zwischen Evapotranspiration und Niederschlag (Grenzschicht Prozesse).

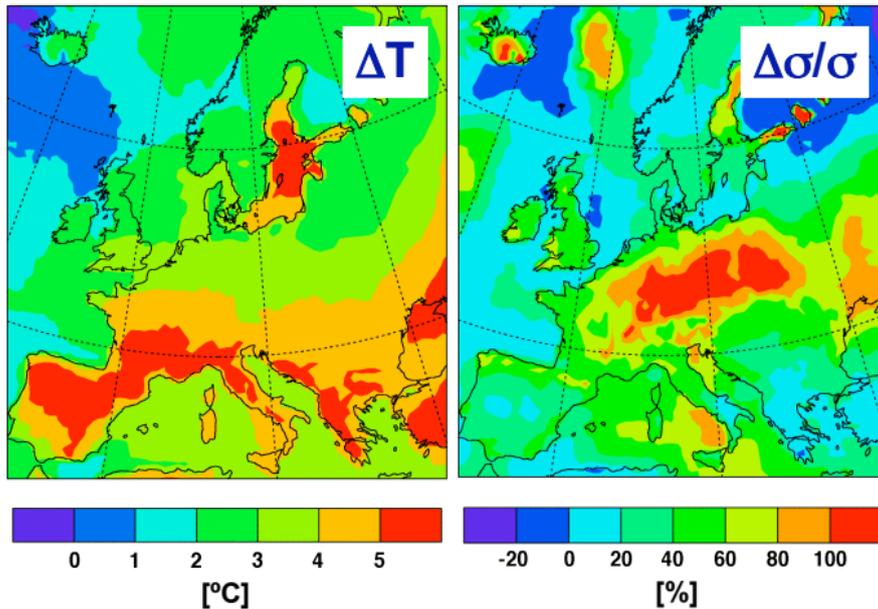
# Energiekreislauf

Beeinflussung der Strahlung

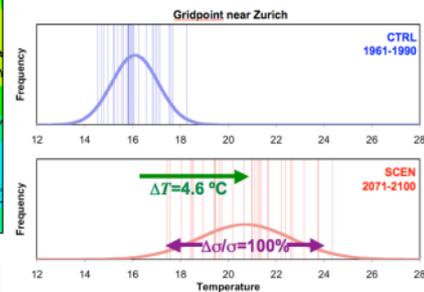
- Wolken und Wasserdampf beeinflussen sowohl die einfallende kurzwellige Strahlung wie auch die abgestrahlte langwellige Strahlung.
- Albedo ( $\alpha$ ) hängt von der Schnee- und Vegetationsbedeckung ab  
( $SW_{net} = SW_{in}(1 - \alpha)$ )

# Zukünftige Sommerhitzewellen

Veränderung der charakteristischen (JJA) Temperatur



Changes in  $T^{\circ}$  variability are likely to be as important (or more important) than changes in the mean

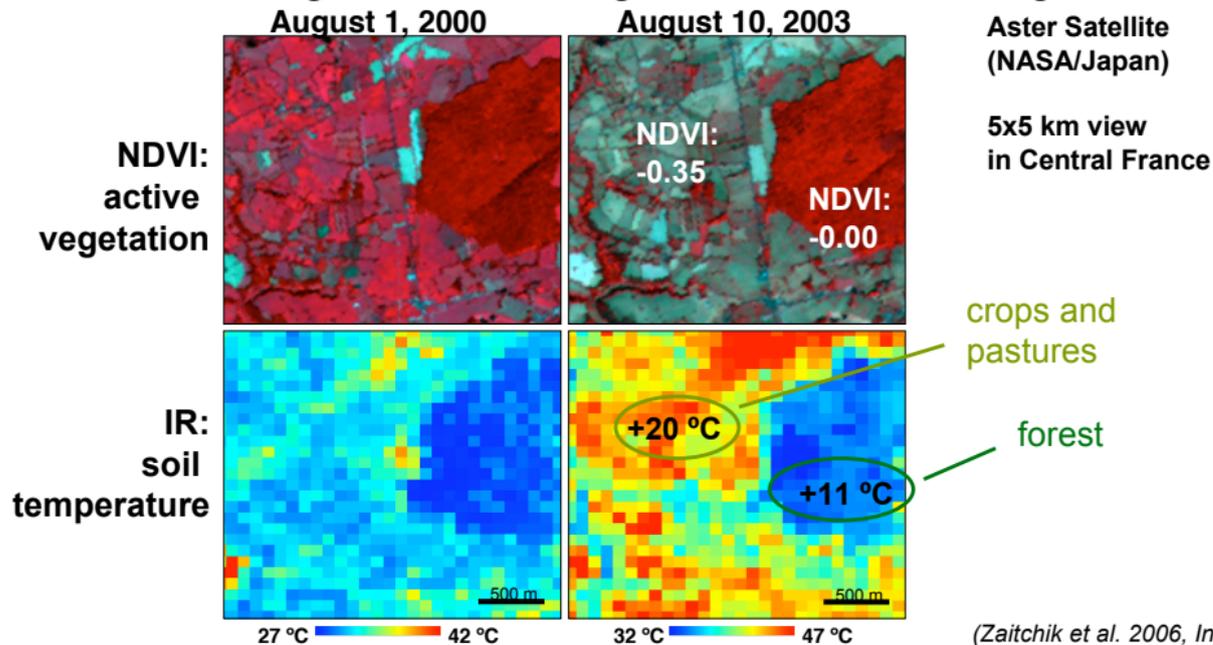


(Schär et al. 2004, Nature)

# 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).

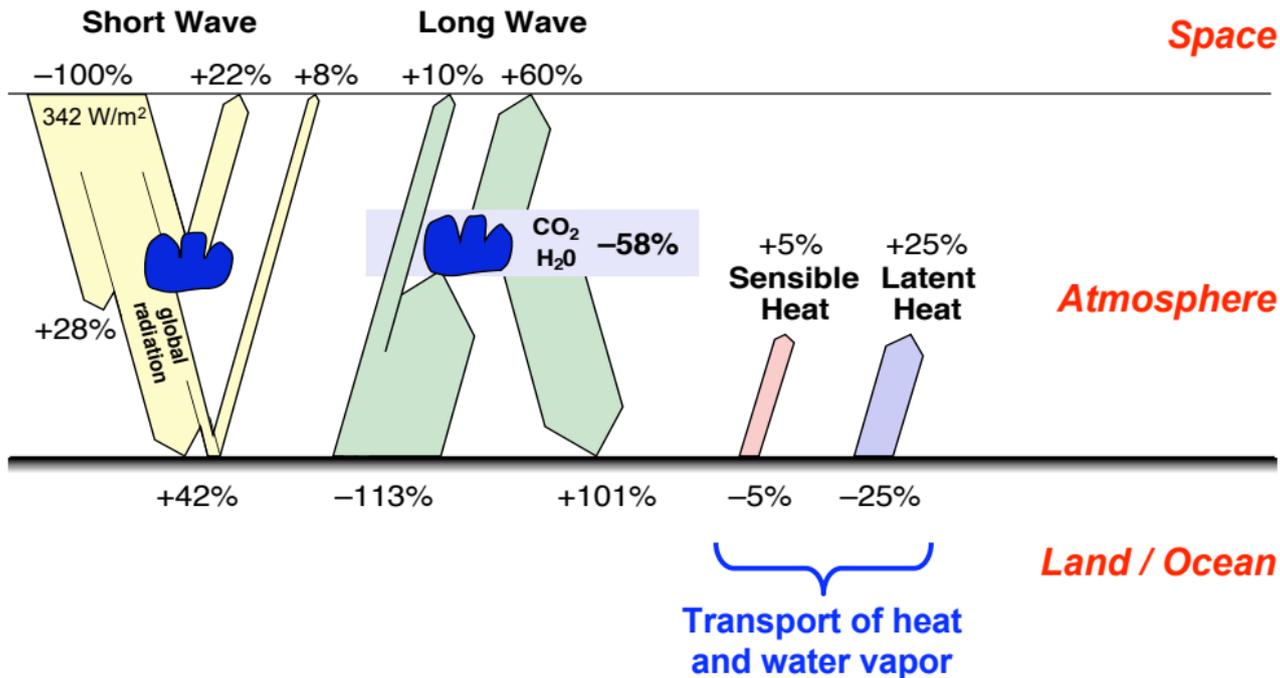
# Albedo

Einige Oberflächen und ihre Werte sowie der globale Durchschnittswert

Oberfläche	Albedo $\alpha$
Wolken (100 m dick)	0.4
Wolken (500 m dick)	0.7
Ozean (Zenithwinkel $30^\circ$ )	0.05
Ozean (Zenithwinkel $60^\circ$ )	0.10
Ozean (Zenithwinkel $85^\circ$ )	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

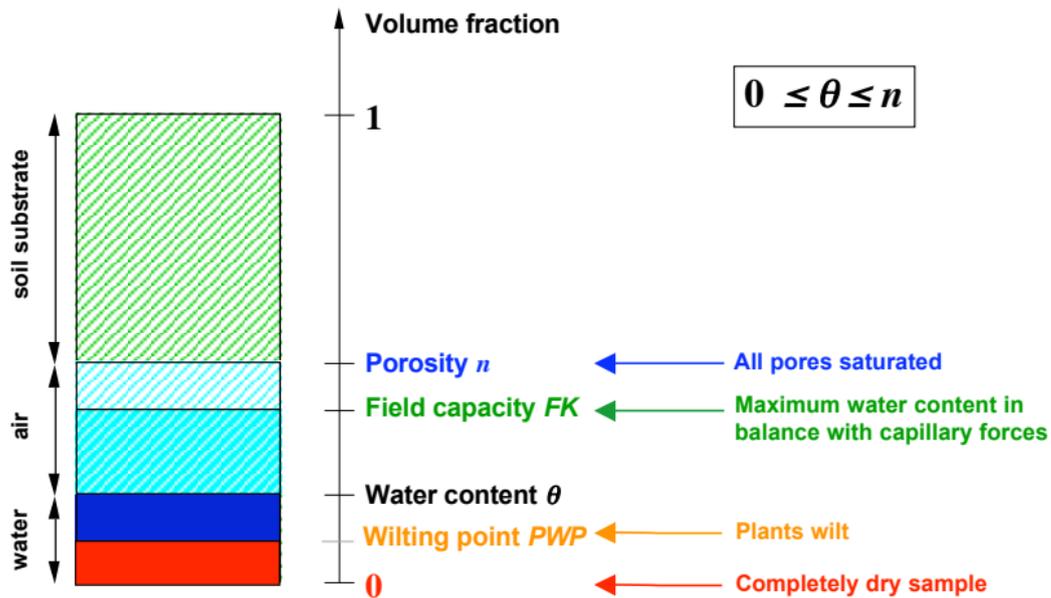
# Globale Energiebilanz

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 ( $FC$ ): 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 <sub>uncoupled</sub>	HadAM3_CTL	1960–1989	1970–1989	CTL climatology
SCEN <sub>uncoupled</sub>	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  $\approx 100$  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  $\rho'$

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

# „Bucket“ Model

Formel

- Verwendet Widerstand um das Evapotranspirationslimit zu representieren
- Aerodynamischerwiderstand (Turbulenterdiffusionsterm hindert Evapotranspiration)
- Limitiert durch Bodenfeuchtedefizit ( $\beta$ -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

$\beta$ : 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<sub>2</sub>-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 (CO<sub>2</sub>-Wasser Beziehung, Kohlenstoffkreislauf,...)

Trotzdem:

- Hängt auch von kalibrierten Beziehungen und einigen Beobachtungen ab
- Einige Unsicherheiten bleiben: z. B. CO<sub>2</sub>-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