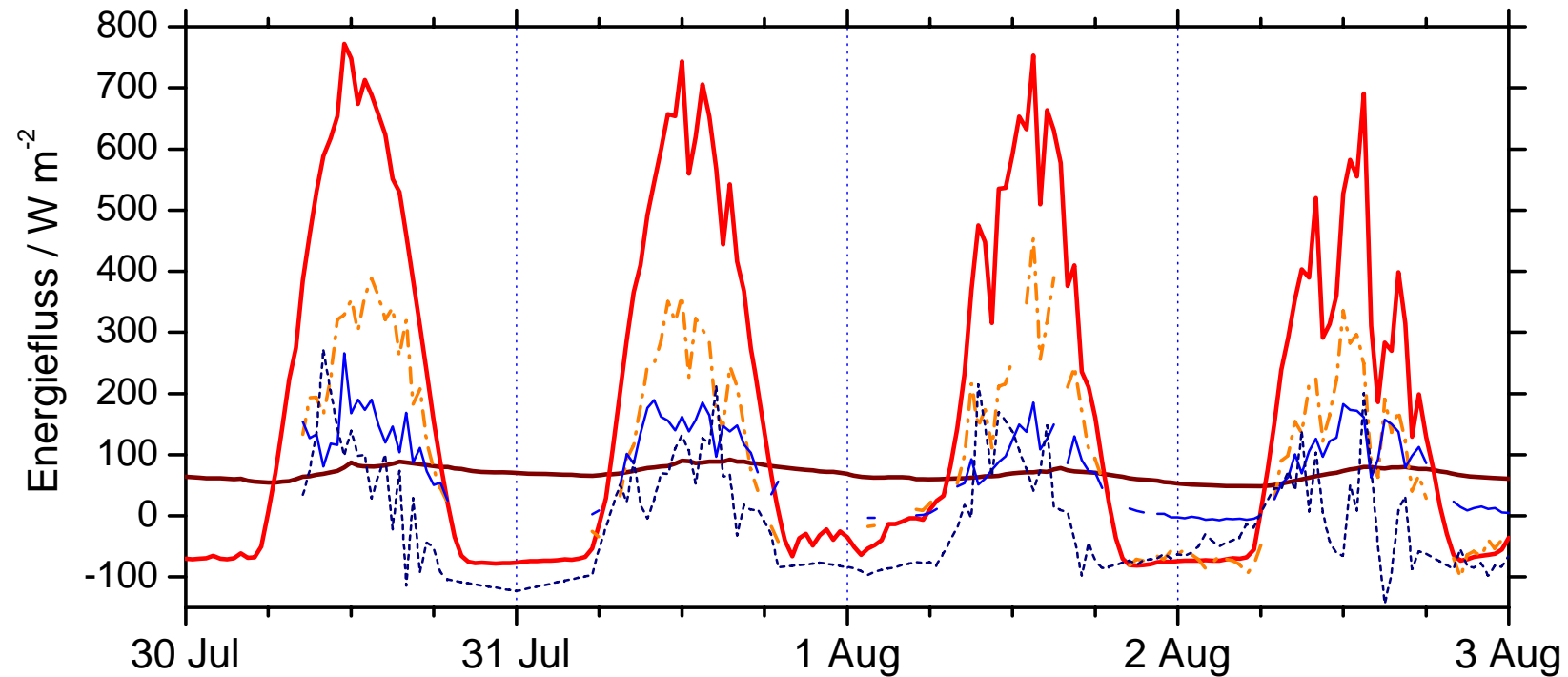


Umweltmeteorologie

Prof. Dr. Otto Klemm

2. Energiebilanz an der Oberfläche

Energiebilanz



Datum 2001

Energiebilanz an der Wald-
Forschungsstation „Waldstein“ im
Fichtelgebirge (NE Bayern)

Energiebilanz an der Bodenoberfläche

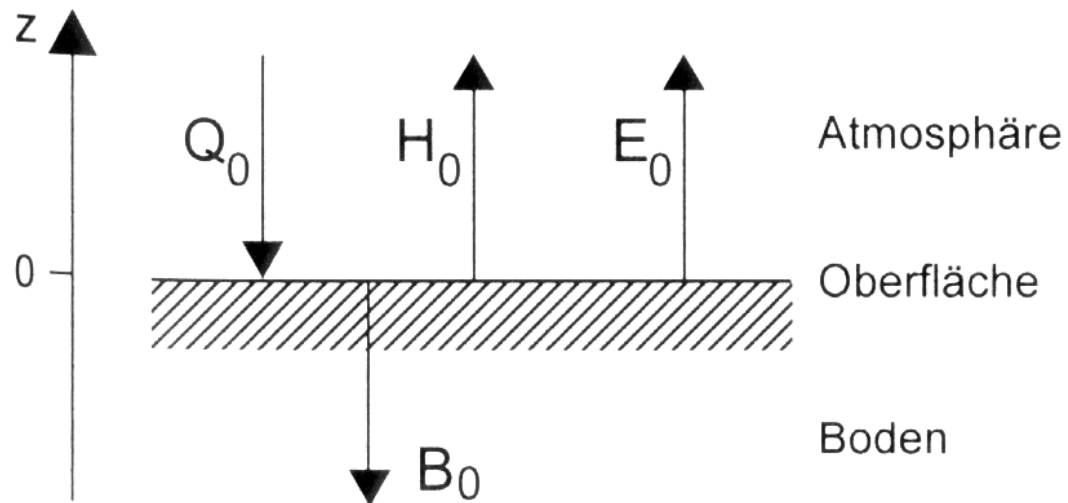
$$Q_S - B - H - E = 0$$

Q_S Strahlungsbilanz / W m^{-2}

H turbulente Flussdichte fühlbarer Wärme / W m^{-2}

E turbulente Flussdichte latenter Wärme / W m^{-2}

B Bodenwärmestrom / W m^{-2}



bezüglich der Vorzeichen herrscht mitunter Verwirrung. Diese Abbildung zeigt, wie hier positive Flüsse gerichtet sind.

(Index 0: Flussdichten 0 m über Grund)

Strahlungsbilanz

Die Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche Q_S ist:

$$Q_S = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow$$

$K \downarrow$	einkommende kurzwellige Strahlung, "Globalstrahlung"
$K \uparrow$	ausgehende kurzwellige Strahlung, $= r \cdot K \downarrow$ (r = Albedo)
$L \uparrow$	ausgehende langwellige Strahlung, \approx Ausstrahlung der Oberfläche
$L \downarrow$	einkommende langwellige Strahlung, "atmosphärische Gegenstrahlung"

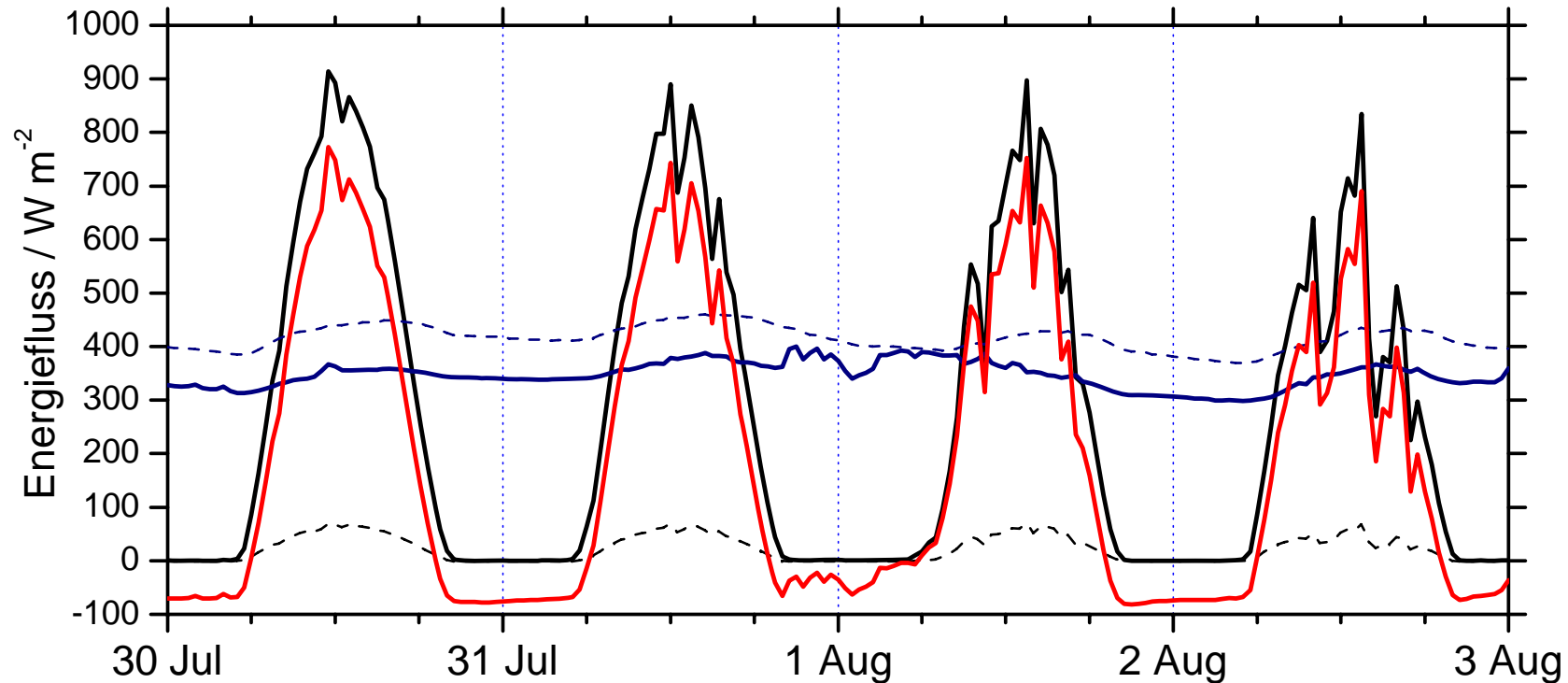
alle Strahlungskomponenten werden in Einheit $W\ m^{-2}$ an einer horizontalen Fläche verwendet

die kurzwelligen und langwelligen Strahlungskomponenten werden hier alle als positive Größen verwendet. Das ist nicht immer so der Fall

Q_S kann somit negative Werte annehmen

an klaren Tagen gilt: $L \uparrow > L \downarrow$

Strahlungsbilanz



- kurzwellige Einstrahlung
- - - kurzwellige Ausstrahlung
- langwellige Einstrahlung
- - - langwellige Ausstrahlung
- Strahlungsbilanz

Datum 2001

Tagesgänge unterschiedlicher
Strahlungsflussdichten im Fichtelgebirge
(NE Bayern) über Wald

die langwellige Einstrahlung ist meist kleiner als die langwellige Ausstrahlung
die Strahlungsbilanz ist meist tagsüber positiv und nachts negativ

Bodenwärmestrom

$$B = - k_B \frac{\delta T}{\delta z}$$

B	Bodenwärmestrom	W m ⁻²
k_B	Wärmeleitfähigkeit des Bodens in der Gebäudeisolation auch λ	W m ⁻¹ K ⁻¹
T	Temperatur	K
z	Tiefe des Bodens	m

Bodenwärmestrom: Nebenbemerkung

Der k-Wert (z.B. für Gebäudeisolation) hängt natürlich mit der Wärmeleitfähigkeit direkt zusammen. Er beschreibt den Wärmefluss, der pro Stunde pro Quadratmeter Oberfläche bei einem Temperaturunterschied von 1 K fließt.

$$k = \frac{B}{\Delta T} = -k_B \cdot \frac{1}{\Delta z}$$

k	„k-Wert“	W m ⁻² K ⁻¹
t	Zeit	1 h oder 3600 s

δz = Dicke der Baustoffschicht

$\delta T = T_{\text{innen}} - T_{\text{außen}}$

Für Einzelbauteile bei Neubauten sind maximal zulässige die k-Werte vorgeschrieben.

Eine Dachdämmung soll einen k-Wert von maximal 0.22 W m⁻² K⁻¹ haben

Eine Kellerdecke maximal 0.35 W m⁻² K⁻¹

Außenwände sollten nicht über 0.5 W m⁻² K⁻¹ liegen.

Bodenwärmestrom: Nebenbemerkung II

Wärmeleitfähigkeit k_B unterschiedlicher Materialien*	$W\ m^{-1}\ K^{-1}$
Stahlbeton	2.60
Beton	1.60
Porenbeton	0.20 – 0.26
Kalksandstein	2.50
Holz	0.15 – 0.20
Ziegel	0.40 – 0.50
Mineralfasermatten	0.042
PU - Hartschaum	0.030
Holzwolle, gebunden	0.064
Glas	0.81
Asphalt	0.7 – 0.9

*die Wärmeleitfähigkeit k_B wird in der Baustoffbranche meist als Wärmeleitzahl λ bezeichnet

Bodenwärmestrom

Wärmeleitfähigkeit k_B unterschiedlicher Oberflächen	$W\ m^{-1}\ K^{-1}$
sandiger Boden (40 % Porenvolumen) trocken	0.30
sandiger Boden (40 % Porenvolumen) nass	2.20
toniger Boden (40 % Porenvolmen) trocken	0.25
toniger Boden (40 % Porenvolmen) nass	1.58
Torf (80 % Porenvolumen) trocken	0.06
Torf (80 % Porenvolumen) nass	0.50
Eis (0°C, ohne Beimengungen)	2.24
Wasser (ruhig)	0.58
Luft (ruhig)	0.026

Vorsicht bei der Interpretation dieser Werte!

$$1\ W = 1\ J\ s^{-1} = m^2\ kg\ s^{-3}$$

Quelle: Arya, 1988

Bodenwärmestrom

grundsätzlich sind drei Faktoren für die Bodenwärmeleitfähigkeit bestimmend:

1. **Bodenart:**

Die Wärmeleitfähigkeit fällt von Gestein über Sand, Lehm, zum Moor

2. **Wassergehalt:**

feuchte Böden leiten besser als trockene

3. **Porenvolumen:**

hohes (mit Luft gefülltes) Porenvolumen führt zu geringer Wärmeleitfähigkeit

Bodenwärmestrom

Bodenfrost in verschiedenen Böden in Gießen im Winter 1939/40					
	Basalt- grus	Sand	Lehm	lehmiger Sand	Humus
Eindringgeschwindigkeit des Frostes in cm/Tag	2,0	1,7	1,1	1,1	0,6
Größte Frosttiefe in cm	67	52	52	40	32
Ende der Bodengefrorenis	25.2.	28.2.	16.3.	7.3.	22.3.
Tiefste Temperatur in					
10 cm Tiefe	-12,0	-9,6	-9,6	-5,2	-2,0
20 cm Tiefe	- 8,1	-7,0	-4,6	-3,3	-0,5
50 cm Tiefe	- 1,2	-0,1	-0,1	+0,1	+0,4
100 cm Tiefe	+ 2,1	+2,1	+1,0	+1,8	+3,0

Fluss fühlbarer Wärme: H

Im Gegensatz zu anderen Kompartimenten in der Umwelt (z.B. Boden) findet Transport von Wärme (das gilt auch für Gase) nahezu ausschließlich **turbulent** statt. Molekulare Diffusion wird hier vernachlässigt! Es gibt einen Wärmetransport, der an die mittlere Strömung gekoppelt ist:

$$H_{\text{konv}} = c_p \cdot \rho \cdot U \cdot \Theta$$

H_{konv}	konvektiver (oder advektiver) Wärmetransport	$\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1} = \text{W m}^{-2}$
c_p	spezifische Wärmekapazität der Luft	$1004 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
ρ	Dichte der Luft [1.184 kg m ⁻³ bei Standard Bed. 25 °C, 1013 hPa]	kg m^{-3}
U	mittlere horizontale Windgeschwindigkeit	m s^{-1}
Θ	potentielle Temperatur	K

U ist **horizontal**, wir wollen aber **vertikale** Flüsse an der Bodenoberfläche betrachten. Die vertikale Windkomponente des Windes ist jedoch im Mittel gleich Null.

Fluss fühlbarer Wärme: H

Es gibt grundsätzlich 2 Auswege aus diesem „Dilemma“:

1. Eddy-Kovarianz
2. Parameterisierung von Gradient-Ansätzen

Beide Ansätze werden hier ausführlich besprochen, vor allem auch weil beide auch für andere Größen wie Flüsse von Feuchte, latenter Wärme, und Spurenstoffen anwendbar sind.

An dieser Stelle wird nur der Gradientansatz vorgestellt

Fluss fühlbarer Wärme: H

$$H_{turb} = c_p \cdot \rho \cdot K_z \cdot \frac{d\Theta}{dz}$$

H_{turb}	turbulenter Wärmetransport	$\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1} = \text{W m}^{-2}$
K_z	vertikaler turbulenter Diffusionskoeffizient für Wärme	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$

Das dahinterliegende Konzept ist aus der Beschreibung der **molekularen** Diffusion (Ficksche Gesetze) entliehen und in der Anwendung für den turbulenten Transport (wie hier) semiempirisch !

Der vertikale turbulente Diffusionskoeffizient K_z für Wärme ist eine Funktion der Höhe und experimentell nur schwer zugänglich.

Fluss latenter Wärme: E

Der latente Wärmefluss lässt sich über den Fluss des Wasserdampfs herleiten.
In Analogie zum Fluss fühlbarer Wärme gilt:

$$W = \rho \cdot K_w \cdot \frac{d q}{d z}$$

W	vertikaler turbulenter Wasserdampffluss	$\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$
q	spezifische Feuchte	g kg^{-1}
K_w	vertikaler turbulenter Diffusionskoeffizient für Wasserdampf	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$

nach oben fließender Wasserdampf muss zunächst an der Oberfläche von der flüssigen in die Gasphase gebracht werden

Fluss latenter Wärme: E

Über die spezifische Verdampfungswärme des Wassers

$$L = 2.5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$$

rechnet sich der Fluss des Wasserdampfes direkt in den Fluss latenter Energie um:

$$E = L \cdot \rho \cdot K_w \cdot \frac{dq}{dz}$$

E	latenter Wärmefluss	$\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1} = \text{W m}^{-2}$
---	---------------------	--

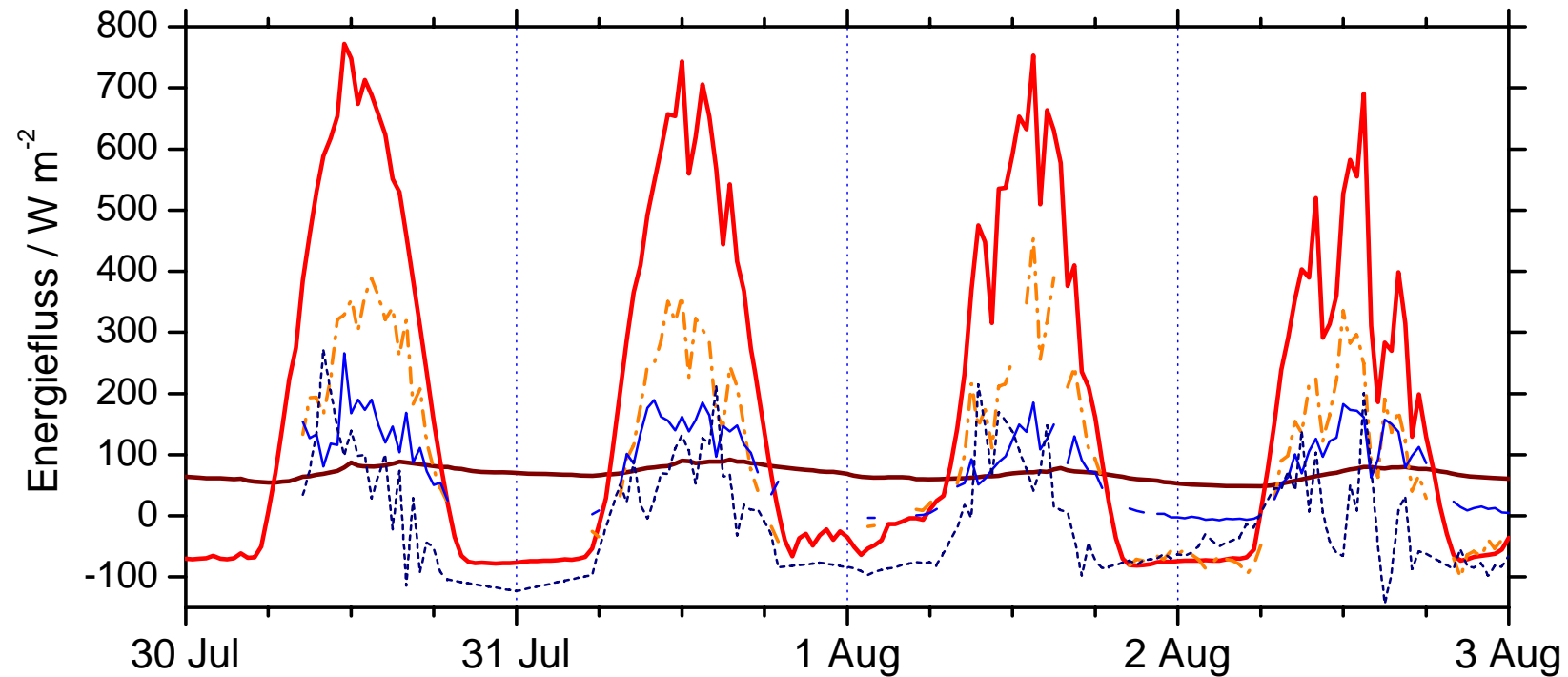
NB

Der vertikale turbulente Diffusionskoeffizient K_w für Wasserdampf experimentell genauso schwer schwer zugänglich wie derjenige für fühlbare Wärme (K_z)

Es liegt die Versuchung nahe, die turbulenten Diffusionskoeffizienten K_z , K_w gleichzusetzen.

Auf diese Weise hätte man die Zahl der Unbekannte im Gleichungssystem reduziert. Die Methode wird auch häufig angewandt (z.B. im Bowen-Ratio-Verfahren)

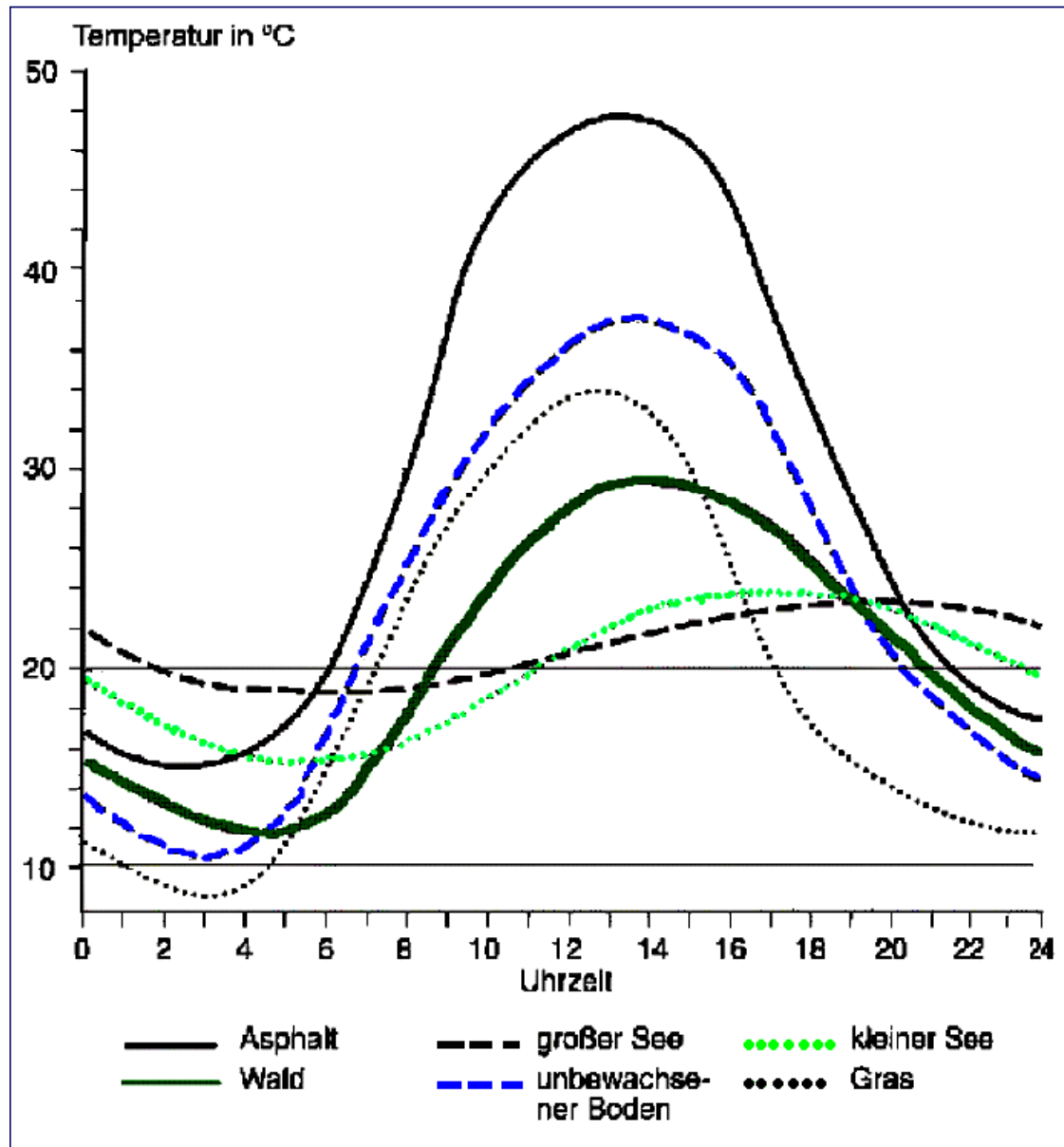
Energiebilanz



Datum 2001

Energiebilanz an der Wald-
Forschungsstation „Waldstein“ im
Fichtelgebirge (NE Bayern)

Energiebilanz



aus Häckel, 1999

Energiebilanz an der Bodenoberfläche

In vielen Fällen ist die Energiebilanz an der Oberfläche nicht ausgeglichen.

Dies hat viele mögliche Ursachen:

- Messfehler
- die einzelnen vertikalen Flüsse werden über unterschiedliche räumliche Mittel erfasst
- es liegen temporäre Speicher vor

Deshalb wird in die Energiegleichung häufig auch noch ein zusätzlicher Speicherterm S eingeführt.

$$Q_s - B - H - E = S$$

Strenggenommen macht man hiermit aus einer Bilanzgleichung eine Haushaltsgleichung. Über ein angemessenes räumliches und zeitliches Mittel muss der Speicherterm allerdings gleich Null sein.