# 2. Der Wärmehaushalt von Gewässern

## 2.1 Prozesse des Wärmeüberganges

An der Oberfläche von Seen und Flüssen wird ständig Energie ausgetauscht und zwar in zwei sehr verschiedenen Formen: Als Wärme und als mechanische Energie. In diesem Kapitel wird der Austausch von **Wärme** zwischen Wasser und Atmosphäre behandelt; die mechanischen Energieflüsse bilden Gegenstand des 3. Kapitels.

### Strahlungsgesetze

Zum Verständnis des Folgenden ist eine kurze Repetition der **Strahlungsgesetze** für sog. **schwarze Strahler** (bzw. schwarze Körper) nötig:

 Stefan-Boltzmann'sches Gesetz: Die totale (d.h. über alle Wellenlängen summierte) Strahlung H eines schwarzen Körpers (gemessen in Wm<sup>-2</sup>) ist (T (Kelvin) = Absolute Temperatur des Strahlers):

(2.1)  $H = \sigma \hat{T}^4$   $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} K^{-4}$ 

Für nicht-schwarze ("graue") Strahler ist die Abstrahlung kleiner, aber immer noch ungefähr proportional zu  $\hat{T}^4$ .

2. Wien'sches Verschiebungsgesetz: Der Wellenlängenbereich  $\lambda_{max}$ , in welchem die maximale Energie ausgestrahlt wird, verschiebt sich mit zunehmender Strahlertemperatur  $\hat{T}$  nach kürzeren Wellen:

(2.2) 
$$\lambda_{max} = \frac{0.00290 \text{ mK}}{\hat{T} (\text{K})}$$

### Beispiele:

- a) Bei 300 K (27°C) ist  $\lambda_{max}$  ca. 10·10<sup>-6</sup> m (10  $\mu$ ) (Infrarot-Bereich)
- b) Die Sonne strahlt maximal bei rund 550 nm (1nm = 10<sup>-9</sup> m). Ihre
   Oberflächentemperatur müsste somit nach Gl. (2.1) rund 5300 K (~ 5000°C) sein.
   Für "graue" Strahler ist die Konstante in Gl. (2.2) etwas kleiner.

#### Wärmeaustausch Wasser-Atmosphäre

Der totale Wärmefluss von der Atmosphäre ins Wasser lässt sich in 5 Komponenten aufteilen:

(2.3) 
$$H_{tot} = H_S + H_A - H_W - H_V - H_K$$
 (Wm<sup>-2</sup>)

Die einzelnen Terme sind:

**H**<sub>S</sub>: Der vom Wasser absorbierte Anteil der **kurzwelligen** Strahlung von Sonne und Himmel (Def. der Symbole in Tab. 2.1):

(2.4) 
$$H_{\rm S} = (1 - r_{\rm S}) H_{\rm S}^0 (1 - 0.65 \cdot {\rm B})$$

H<sub>A</sub>: Der vom Wasser absorbierte Teil der langwelligen (infraroten) Strahlung der Atmosphäre

(2.5) 
$$H_A = (1 - r_A) E_A \sigma \hat{T}_A^4$$

Bis auf die Reflexion des Wassers ( $r_A$ ) und den Emissionskoeffizienten der Atmosphäre  $E_A$  ist dies das Stefan-Boltzmann'sche Gesetz (2.1), angewandt auf die Atmosphäre als (Infrarot-)Strahler. Da die Strahlung hauptsächlich vom Wasserdampf und dem CO<sub>2</sub> in der Luft ausgeht, hängt  $E_A$  von den meteorologischen Bedingungen ab. Es gibt verschiedene Ansäzte; wir benützen die empirische Formel von **Brutsaert**:

(2.6) 
$$E_A = 1.24 \left(\frac{e_A}{\hat{T}_A}\right)^{\varkappa}$$
  $e_A \text{ in [mbar]}$ 

Wolken vergrössern die atmosphärische Strahlung um den Faktor (1 + 0.17 B<sup>2</sup>), so dass sich folgendes ergibt (mit Zahlen aus Tab. 2.1)

$$H_{A} = (1 - r_{A}) \cdot 1.24 \left(\frac{e_{A}}{\hat{T}_{A}}\right)^{\frac{1}{7}} (1 + 0.17 \text{ B}^{2}) \sigma \hat{T}_{A}^{4}$$

$$(2.7)$$

$$H_{A} = 6.8 \cdot 10^{-8} \cdot \left(\frac{e_{A}}{\hat{T}_{A}}\right)^{\frac{1}{7}} (1 + 0.17 \text{ B}^{2}) \cdot \hat{T}_{A}^{4} \qquad (Wm^{-2})$$

wasser und Atmosphare				
[-]:	Relativer Anteil des durch Wolken bedeckten Himmels			
[mbar K <sup>-1</sup> ]:	Bowen-Verhältnis (Bo = 0.65)			
[-]:	Emissionskoeffizient von Wasser ( $E_W = 0.97$ )			
[-]:	Emissionskoeffizient der Atmosphäre (abhängig von			
	Wasserdampf- und CO <sub>2</sub> -Gehalt)			
[mbar]:	Sättigungsdampfdruck bei Temp. der Wasseroberfläche			
	bzw. effektiver Dampfdruck			
[Wm <sup>-2</sup> ]:	Einzelne Anteile des Wärmeflusses (vgl. Text)			
[Wm <sup>-2</sup> ]:	Kurzwellige Sonneneinstrahlung bei klarem Himmel			
[mbar]:	Luftdruck			
[mm/Tag]:	Verdunstung pro Tag			
[-]:	Reflexion der kurzwelligen Einstrahlung an der			
	Wasseroberfläche (r <sub>S</sub> = 0.04 (Juli) bis 0.14 (Januar))			
[-]:	Reflexion der langwelligen atmosphärischen Einstrahlung an			
	der Wasseroberfläche ( $r_A = 0.03$ )			
[K]:	Absolute Temperaturen von Atmosphäre (Luft) und			
	Wasser			
[ms <sup>-1</sup> ]:	Windgeschwindigkeit über dem Wasser, allgemein bzw. 10			
	m über der Wasseroberfläche			
[Wm <sup>-2</sup> K <sup>-4</sup> ]:	Stefan-Boltzmann'sche Strahlungskonstante			
	(σ = 5.67·10 <sup>-8</sup> Wm <sup>-2</sup> K <sup>-4</sup> )			
	[-]: [mbar K <sup>-1</sup> ]: [-]: [-]: [mbar]: [Wm <sup>-2</sup> ]: [mbar]: [mm/Tag]: [-]: [-]: [K]: [ms <sup>-1</sup> ]: [Wm <sup>-2</sup> K <sup>-4</sup> ]:			

Tab. 2.1:	Definition der Grössen zur Berechnung des Wärmeaustausches zwischen
	Wasser und Atmosphäre

 $H_W$ : Langwellige (infrarote) Abstrahlung des Wassers

(2.8)  
$$H_{W} = E_{W} \sigma \hat{T}_{W}^{4}$$
$$= 5.50 \cdot 10^{-8} \cdot \hat{T}_{W}^{4} \qquad (Wm^{-2})$$

**H**<sub>V</sub>: Wärmeverlust des Wassers durch Verdunstung; im Prinzip könnte auch Taubildung (Wärmegewinn des Wassers) vorkommen (H<sub>V</sub> negativ).

(2.9) 
$$H_V = f(u, ...) (e_W - e_A)$$
 (Wm<sup>-2</sup>)

Der Sättigungsdampfdruck e<sub>w</sub> steigt stark mit steigender Wassertemperatur (siehe Tab. 1.4).

Die Funktion f (u, ...) berücksichtigt den Einfluss des Windes (und eventuell anderer meteorologischer Faktoren) auf die Verdunstung. Es gibt verschiedene empirische Beziehungen, z.B.

(2.10) 
$$f(u, ...) = 5.44 + 2.19 u_{10} + 0.24 (T_W - T_A)$$
 (Wm<sup>-2</sup> mbar<sup>-1</sup>)

Die mit dem Wärmefluss H\_V verbundene Verdunstung pro Wasseroberfläche  $\mathsf{Q}_V$  ist

(2.11)  $Q_V = 35 \cdot 10^{-3} H_V$  (mm/Tag)

**H**<sub>K</sub>: Konvektion (Uebergang fühlbarer Wärme vom Wasser an die Luft)

(2.12) 
$$H_{K} = f^{*}(u, ...)(T_{W} - T_{A})$$

Meist wird angenommen, dass zwischen Verdunstung und Konvektion ein konstantes, nur noch vom Luftdruck abhängiges Verhältnis besteht, d.h. die Windfunktionen f\* und f zueinander proportional sind.

(2.13) 
$$H_{K} = B_0 \frac{p}{1000 \text{ mbar}} f(u, ...) (T_W - T_A)$$

Für Luzern:  $p = 969 \text{ mbar: } H_{K} = 0.63 \text{ f}(u, ...) (T_{W} - T_{A}) = 0.63 \frac{(T_{W} - T_{A})}{(e_{W} - e_{A})} \cdot H_{V}$ 

# Gleichgewichtstemperatur (T\*) und Austauschkoeffizient (A)

Die ersten 2 Terme von Gl. (2.3) hängen nur von atmosphärischen Faktoren ab, die letzten 3 auch von der Wassertemperatur  $T_W$ . Man kann somit auch schreiben:

(2.15)  $H_{tot} = H_{in} - H_{aus} (T_W)$ 

Zu jedem H<sub>in</sub> gehört ein T<sup>\*</sup>, so dass H<sub>tot</sub> = 0. T<sup>\*</sup> heisst Gleichgewichtstemperatur.

(2.16) 
$$H_{aus}(T^*) = H_{in}$$

Für kleine Abweichungen der effektiven Wassertemperatur  $T_W$  von der (momentanen) Gleichgewichtstemperatur gilt

(2.17) 
$$H_{aus}(T_W) = H_{aus}(T^*) + \left. \frac{dH_{aus}}{dT_W} \right|_{T^*} (T_W - T^*)$$

also

(2.18) 
$$H_{tot} (T_W) = -A (T_W - T^*)$$
$$A = \frac{dH_{aus}}{dT_W} \Big|_{T^*} : Austauschkoeffizient \qquad (Wm^{-2} \circ C^{-1})$$

W. Kuhn (Arbeitsbericht der Schweiz. Meteorol. Anstalt No. 70, 1977) hat für mittlere meteorologische Verhältnisse in der Schweiz Gleichgewichtstemperaturen und Ausgleichskoeffizienten in Abhängigkeit der Jahreszeit und Höhe über Meer berechnet (Abb. 2.1 und 2.2).



Abb. 2.1 Gleichgewichtstemperatur T\* des Wassers in Abhängigkeit der Höhe über Meer (h) (nach W. Kuhn). T\* kann als Sinus-Funktion (Maximum im Juli, Minimum im Januar) approximiert werden.



Abb. 2.2 Ausgleichskoeffizient A (nach W. Kuhn). Jahresabhängigkeit als Sinus-Funktion (wie in Abb. 2.1)

#### 2.1 Der Wärmehaushalt von Fliessgewässern

In den meisten Bächen und Flüssen ist die Turbulenz genügend gross, um über den Fliessquerschnitt ständig konstante Temperaturen zu erzeugen. Die Temperaturveränderung eines fliessenden Wasserpaketes infolge Wärmeaustausches an der Wasseroberfläche hängt (vgl. Gl. 2.18) von A und (T<sub>W</sub> - T\*), aber auch vom Verhältnis zwischen Flussquerschnitt und Oberfläche, d.h. von der mittleren Flusstiefe h ab:

(2.19) 
$$\left(\frac{dT_W}{dt}\right)_{\text{fliessend}} = -\frac{A}{hrc}(T_W - T^*)$$
 (°C s<sup>-1</sup>)

ρ: Dichte des Wassers

c: spezifische Wärme des Wassers }  $\rho c = 4.19 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3} \circ C^{-1}$ 

Für kürzere Zeiten können A und h als konstant angenommen werden. Dann hat (2.19) die Lösung

(2.20) 
$$\left[ \mathsf{T}_{\mathsf{W}}(\mathsf{t}) - \mathsf{T}^{*} \right] = \left[ \mathsf{T}_{\mathsf{0}} - \mathsf{T}^{*} \right] e^{-\varkappa_{\mathsf{A}}}$$

T<sub>0</sub>: Wassertemperatur zur Zeit t = 0 t<sub>A</sub> =  $\frac{h \cdot \rho \cdot c}{\Delta}$ : Ausgleichszeit

Die vom Wasser während der Zeit t zurückgelegte Strecke x ist  $x = v \cdot t = \frac{Q}{h \cdot h} t$ . Hier

sind Q die Wasserführung, b die Breite und v die Fliessgeschwindigkeit. Es folgt anstelle von Gl. (2.20):

(2.21)  $\begin{bmatrix} T_{W}(x) - T^{*} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_{0} - T^{*} \end{bmatrix} e^{-X_{A}}$  $x_{A} = \frac{Q}{b \cdot h} t_{A} = \frac{Q \cdot \rho \cdot c}{b \cdot A} : \text{Austauschstrecke}$ 

 $t_A$  bzw.  $x_A$  sind jene Zeiten bzw. Strecken, nach denen eine anfänglich zur Gleichgewichtstemperatur vorhandene Differenz auf den Anteil 1/e = 0.37 gefallen ist.

Die Temperaturen in den Fliessgewässern sind wegen der relativ langsam ablaufenden Austauschprozesse und der sich ständig ändernden Gleichgewichtstemperaturen fast nie identisch mit T\* (siehe Abb. 2.3).



Abb. 2.3 Verlauf von Wasser-, Luft- und Gleichgewichtstemperatur im Rhein bei Rheinfelden

# 2.3 Der Wärmehaushalt von Seen

In stehenden Gewässern gilt die anfangs des Kap. 2.2 gemachte Feststellung über die homogene Temperaturverteilung nicht. Nur in sehr seichten Gewässern (Teiche etc., Tiefe weniger als 2 m) kann der Wind regelmässig die ganze Wassersäule durchmischen.

Somit ist es für Seen im allgemeinen nicht möglich, den Wärmefluss (Gl. 2.3 oder 2.18) direkt mit der Temperaturveränderung an der Seeoberfläche (analog zu Gl. 2.19) in

Verbindung zu setzen. Wie stark die Seeoberfläche aufgeheizt wird, hängt davon ab, wieviel der eingetragenen Wärme in die tieferen Wasserschichten transportiert wird. Für diesen Prozess ist vor allem der Wind verantwortlich. Eine quantitative Betrachtung ist erst in Kapitel 3 möglich; hier wollen wir die jahreszeitliche Temperaturveränderung im See rein qualitativ betrachten (Abb. 2.4):

Grundlage für das Verständnis von Abb. 2.4 ist die einzigartige Abhängigkeit der Dichte des Wassers von der Temperatur (vgl. Kap. 1). Der See gewinnt oder verliert Wärme in erster Linie an seiner Oberfläche. Das einfallende Sonnenlicht wird im Wasser auf kurze Distanz absorbiert, vermag also nur die obersten Meter der Wassersäule direkt zu erwärmen. Auch der Wärmeverlust des Sees geht von der Oberfläche aus. Somit ergibt sich die folgende Situation (Abb. 2.5):

Im **Sommer** entsteht an der Seeoberfläche infolge des Temperaturanstiegs leichteres Wasser, das heisst eine sogenannte stabile Schichtung. Sie verlangsamt das Vordringen des warmen Wassers in grössere Tiefen. Im **Winter** kühlt sich das Wasser solange ab, bis im ganzen See eine Temperatur von ungefähr 4°C herrscht. Weil kälteres Wasser (und Eis) auf dem 4-grädigen Wasser schwimmt, geht von da an eine weitere Abkühlung des Sees fast nur noch auf Kosten des Oberflächenwassers. Deshalb kann ein See, hat er im Laufe des Winters einmal diesen Zustand der sogenannten inversen Schichtung erreicht, sehr rasch zufrieren.

Die horizontale Temperaturschichtung des Sees unterteilt den See in Zonen verschiedener physikalischer Eigenschaften. Als **Sprungschicht** wird jene Zone bezeichnet, in der im Sommer die Wassertemperatur mit zunehmender Tiefe stark abfällt. Die **darüber**liegende Zone heisst Epilimnion, die **darunter**liegende Hypolimnion.

Obschon in den meisten Seen nur die obersten 20 bis 30 m von den saisonalen Temperaturschwankungen spürbar beeinflusst sind (Abb. 2.4), werden jährlich beachtliche Energiemengen zwischen Wasser und Luft ausgetauscht. Ausgehend vom Zeitpunkt seines kleinsten Wärmeinhaltes gewinnt der Vierwaldstättersee pro Quadratmeter Oberfläche jeden Monat ungefähr 170 Millionen Joule an thermischer Energie und erreicht etwa anfangs September eine maximale Erwärmung von rund 10<sup>9</sup> Jm<sup>-2</sup> (Abb. 2.6). Vereinfacht könnte man sagen, der Vierwaldstättersee werde während sechs Monaten mit einer durchschnittlichen Leistung von 66 Watt pro Quadratmeter aufgeheizt. Da ja der See über mehrere Jahre hinweg nicht wärmer wird, erleidet er selbstverständlich einen entsprechenden Wärmeverlust während der kalten Jahreszeit.

2.8



Abb. 2.4 Die vertikale Temperaturverteilung im Vierwaldstättersee im Wandel der Jahreszeiten (Prof. H. Ambühl)

2.9



Abb. 2.5 Die aussergewöhnlichen physikalischen Eigenschaften des Wassers sind für die vertikale Temperaturverteilung im See verantwortlich: Das Tiefenwasser verharrt während des ganzen Jahres im Zustand maximaler Dichte. Daher schwimmt sowohl im Winter das kältere als im Sommer das wärmere Wasser auf dem Tiefenwasser (stabile Schichtung des Sees). Eine bis an den Seegrund reichende intensive Durchmischung des Sees ist nur im Frühling oder Spätherbst möglich, kommt aber nicht in allen Seen jedes Jahr vor.

Tab. 2.2 stellt diese Zahl in einen Vergleich.

Tab. 2.2:Wärmeenergie im Vierwaldstättersee im Vergleich mit dem Schweizer<br/>Stromverbrauch und der Sonneneinstrahlung

Vierwaldstättersee			Im Vergleich		
*	Durchschnittl. Wärmeflu	ss: 60 Wm <sup>-2</sup>	Sonneneinstrahlung ir (Mittel über 24 h)	n Sommer: 200 Wm <sup>-2</sup>	
*	<ul> <li>Totaler mittl. Wärmefluss an der</li> <li>Seeoberfläche (A=114 km<sup>2</sup>) 7500 MW</li> <li>um 1990:</li> </ul>		Zum Vergleich: Stromverbrauch in der Schweiz 5500 MW		
*	Maximal zugeführte Wärme im ganzen See: 33·10 <sup>9</sup> kWh		bzw. ca. 48 <sup>.</sup> 10 <sup>9</sup> kWh pro Jahr		

Vor allem in Alpenrandseen, welche im Frühling grosse Mengen kalten Schmelzwassers empfangen, beeinflussen auch die Zuflüsse den Wärmehaushalt spürbar. Tatsächlich hinkt im Frühling die Wassertemperatur an der Oberfläche des Urnersees hinter derjenigen in den übrigen Becken (die unter sich bemerkenswert gleich sind) um ungefähr drei Wochen nach; der Urnersee wirkt gleichsam als Vorwärmebecken für den restlichen Vierwaldstättersee.

W. Kuhn (Vierteljahresschrift Naturf. Ges. Zürich, <u>12</u>3, S. 261-283, 1979) hat eine Wärmebilanz für den Zürichsee erstellt , in der neben den Austauschprozessen an der Seeoberfläche auch der Effekt der Zu- und Abflüsse sowie das Schmelzen von Schnee berücksichtigt werden. Diese Prozesse sind allerdings klein im Vergleich zur dominanten langwelligen Strahlung (Abb. 2.7).



Abb. 2.6Jahreszeitliche Veränderung des Wärmeinhaltes einer Wassersäule von 1m² Grundfläche und 125 m Tiefe im Urner- bzw. Gersauersee

# 2.4 Die Beeinflussung des natürlichen Wärmehaushaltes durch die Nutzung von Gewässern

Die verschiedensten Eingriffe verändern seit langem den natürlichen Temperaturhaushalt der Gewässer. Vor unserem Jahrhundert waren es vor allem Gewässer-Korrekturen (Flussverbauungen, Umleitung von Flüssen in Seen). Im 20. Jahrhundert begannen die Gewässer eine ständig wachsende Rolle in der Energieproduktion zu spielen. Charakteristische Daten der grösseren Seen der Schweiz sind in Tab. 2.3 zusammengestellt.

## Wasserkraftwerke

Veränderung der Temperaturübergänge zwischen Luft und Wasser durch künstliche Stauhaltung, Stollenbau etc. Der direkte Effekt (fehlende Erwärmung via Reibung, falls Wasser im Kraftwerk genützt wird) ist klein: 2.3·10<sup>-3</sup> °C pro Meter Höhenunterschied.

# Wärmeeintrag via Kühlwasser, Wärmeentzug für Wärmepumpen

In Seen müssen Eintrag bzw. Entzug von Wärme mit den natürlichen Wärmeflüssen verglichen werden. Allgemeine Aussagen über den Zusammenhang zwischen künstlichen Wärmeveränderungen und erzeugten Temperaturveränderungen sind nicht möglich: Ort, Art und Zeitpunkt spielen via Mischungsvorgänge eine entscheidende Rolle für die "Ausbreitung" der Temperaturstörung.

In Flüssen sind wegen der einfacheren Mischungsverhältnisse die Zusammenhänge berechenbar: Wird pro Zeit und Flusslauflänge die Wärmemenge J eingeleitet (bzw. entnommen, falls J < 0), so folgt in Anlehnung an Gl. (2.19):

(2.22) 
$$\frac{dT_W}{dx} = -\frac{b \cdot A}{Q \cdot c \cdot \rho} (T_W - T^*) + \frac{J}{Q \cdot c \cdot \rho}$$

Die neue (gestörte) Gleichgewichtstemperatur ( $\frac{dT_W}{dt} = 0$ ) wäre gegenüber der ungestörten T\* um den Betrag  $\Delta T$  verschoben:

(2.23)  $\Delta T = \frac{J}{b \cdot A}$  (J in Wm<sup>-1</sup>: Wärmeinput pro Zeit und Lauflänge)

Tab. 2.3:	Charakteristische Daten der grösseren Seen der Schweiz.			
	$\tau$ = mittlere Aufenthaltszeit des Wassers, q = hydraulische			
	Belastung (Zuflussmenge pro Oberfläche und Zeit), $\overline{h}$ = mittlere			
	Tiefe des Sees. Beachte: q = $\overline{h} / \tau$			

See	Oberfläche	max. Tiefe	mittl. Tiefe	τ	q
	[km <sup>2</sup> ]	[m]	h [m]	[a]	[m·a⁻¹]
Genfersee	581	310	154	12	12.8
Bodensee	537	252	90	4.2	21.4
Neuenburgersee	216	153	64	8.2	7.8
Lago Maggiore	212	372	175	4.7	37.2
Vierwaldstättersee	114	214	104	3.3	31.5
Zürich- + Obersee	89	134	44	1.2	36.7
Lago di Lugano	49	285	134	7	19.1
Thunersee	48	215	135	1.8	75
Bielersee	39	74	28	0.2	140
Zugersee	38	198	84	14	6
Brienzersee	29	260	178	2.6	68
Walensee	24	150	103	2.4	43
Murtensee	23	46	22	1.1	20
Sempachersee	14	87	46	17	2.7
Hallwilersee	10	47	20	2.9	6.9
Lac de Joux	9.5	34	18	- *)	-
Greifensee	8.5	32	18	1.4	12.9
Sarnersee	7.7	52	31	0.8	39
Aegerisee	7.2	82	49	7	7
Baldeggersee	5.2	66	34	6	5.7

\*) kein oberflächlicher Abfluss



Abb. 2.7 Wärmebilanz des Zürichsees (nach Kuhn). Siehe Text für die Erklärung der Terme H<sub>A</sub> etc. Der Wärmeverlust des Wassers infolge Schmelzens von Schnee ist vernachlässigbar (max. 3 Wm<sup>-2</sup> im Januar).

2.14