

Hartwig Vietinghoff

Band 201

Die Verdunstung freier Wasserflächen –

Grundlagen, Einflußfaktoren
und Methoden der Ermittlung

UFO Atelier für Gestaltung & Verlag

Die Verdunstung freier Wasserflächen – Grundlagen, Einflussfaktoren und Methoden der Ermittlung

Hartwig Vietinghoff

Seddiner See, März 2002

Ufo Naturwissenschaft Band 201

Die Deutsche Bibliothek – CIP Einheitsaufnahme

Vietinghoff, Hartwig

Die Verdunstung freier Wasserflächen – Grundlagen,
Einflussfaktoren und Methoden der Ermittlung
Hartwig Vietinghoff – 1. Aufl. Allensbach : UFO,
Atelier für Gestaltung und Verlag, 2000

ISBN 3-930803-82-8

Dr. Hartwig Vietinghoff
Dorfstr. 10
14554 Seddiner See

UFO Atelier für Gestaltung & Verlag GbR
Allensbach
Internet <http://home.t-online.de/home/ufo.medien>
Maus Druck & Medien GmbH, Konstanz
Erste Auflage 2000
Alle Rechte beim Autor

Inhalt

1	Einleitung	7
2	Physikalische und chemische Eigenschaften des Wassers	10
3	Der Verdunstungsvorgang	15
4	Verfahren zur Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen	20
4.1	Allgemeines	20
4.2	Atmometer- und Evaporimetermessungen	23
4.2.1	Floßverdunstungskesselmessungen	25
4.2.2	Messungen mit Landverdunstungskesseln	30
4.3	Ermittlung der Verdunstung aus dem Wasserhaushalt	34
4.4	Berechnung der Verdunstung aus dem Wärmehaushalt	37
4.5	Messung und Berechnung des turbulenten Feuchteflusses	45
4.5.1	Eddy-Korrelations-Methode	45
4.5.2	Aerodynamischer Wasserdampftransport	47
4.6	Empirische und semiempirische Verfahren	50
4.6.1	Massentransportgleichungen	51
4.6.2	Kombinationsgleichungen	55
4.6.3	Weitere empirische Ansätze	58
4.7	Isotopenmethoden	61
4.8	Fernerkundung	63
4.9	Vergleich verschiedener Methoden	64
5	Ermittlung von Eingangsgrößen	66
5.1	Wasseroberflächentemperatur	66
5.2	Dampfdruck	68
5.3	Globalstrahlung	69
5.4	Atmosphärische Gegenstrahlung	71
5.5	Niederschläge	73
5.6	Windmessung	76
5.7	Messung des Durchflusses an Zu- und Abflüssen	77
6	Sonderfälle der Gewässerverdunstung und ihrer Ermittlung	81
6.1	Der Einfluss von Salzgehalt und Ionenzusammensetzung	81
6.2	Die Verdunstung und Sublimation der winterlichen Eisdecke	83
6.3	Die Verdunstung vegetationsbedeckter Wasserflächen	85
6.3.1	Der Transpirationsvorgang - anatomische und physiologische Grundlagen	85
6.3.2	Die Verdunstung pflanzenbestandener Wasserflächen	89
6.4	Die Verdunstung thermisch belasteter Gewässer	95
6.5	Der Einfluss von Oberflächenwellen und Gischt	97
6.6	Natürliche Oberflächenfilme	98
7	Verminderung der Evaporationsverluste von Talsperren und Speichern	99
8	Quellen	103
9	Abkürzungen	112

1 Einleitung

Die Verdunstung ist ein wesentliches Teiglied des hydrologischen Kreislaufes. Insgesamt verdunstet auf der Erde jährlich ein Wasservolumen von ca. $474 - 496 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ (MARCINEK 1975, BAUMGARTNER & REICHEL 1975) und gelangt in Form von Niederschlägen wieder auf ihre Oberfläche. Ein nicht zu unterschätzender, global aber nicht bilanzierter Anteil dieser Wassermenge tritt dabei von den Oberflächen stehender Binnengewässer in die Atmosphäre über. Die Süßwasserseen der Erde haben ein Volumen von ca. 125.000 km^3 . Hinzu kommen etwa 104.000 km^3 Wasser in Salzseen und intrakontinentalen Binnenmeeren (JONES 1992), wobei die Angaben teilweise stark auseinandergehen (vgl. auch MARCINEK & ROSENKRANZ 1989). Die atmosphärischen Wasserdampfgehalte können Werte von maximal 50 bis 80 g pro Kubikmeter Luft erreichen. Bei globaler Betrachtung ergibt sich eine mittlere Wasserdampfmenge in der Atmosphäre von etwa $13 \cdot 10^{12}$ Tonnen, das sind etwa 0,001 % der Gesamtwassermenge auf der Erde. Der Wasserdampf ist dabei vorrangig auf die Troposphäre und in dieser auf den unteren und mittleren Teil konzentriert. Die durchschnittliche Aufenthaltsdauer eines Wassermoleküles in der Atmosphäre beträgt ca. 8,2 bis 9,1 Tage (KORZUN ET AL. 1978; BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

Tab. 1-1: Wasservorräte der Erde (n. KORZUN et al. 1978)

Teil der Hydrosphäre	Volumen (km^3)	Schichtdicke auf einem eingeebnetem Erdkörper (m)	Volumen - Anteil (%)
Gesamt	1.385.984.610	2718	100
Weltmeer	1.338.000.000	2635	96,54
Inlandeise, Gletscher, Schnee	24.364.100	48	1,76
Grundwasser	23.400.000	46	1,69
Oberflächen-gewässer	189.990	0,4	0,013
Bodenfeuchte	16.500	0,03	0,001
Atmosphäre	12.900		0,001
Lebewesen	1.120		0,0001
Süßwasser	35.029.210	94	3,46

Die Verdunstung stellt im Wasserhaushalt eine Verlustgröße dar, die oftmals das für den Menschen nutzbare Wasserdargebot limitiert. Im Hinblick auf den angespannten Wasserhaushalt großer Areale auf der Erde und der Bevölkerungsentwicklung, die gerade in

den trockenen Klimaten zum Teil in großer Geschwindigkeit erfolgt, gewinnt die Betrachtung dieses Teilgliedes des Wasserkreislaufes an Bedeutung. Im Wasserhaushalt einzelner Gewässer und seenreicher Landschaften ist die Verdunstung von freien Wasseroberflächen eine wesentliche Bilanzgröße. Dies gilt insbesondere für Seen und Weiher in den niederschlagsarmen und verdunstungsstarken Klimaten der Tropen und Subtropen sowie den ariden und semiariden Bereichen der großen intramontanen Becken der Erde.

Die exakte oder zumindest hinreichend genaue Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen für wissenschaftliche Zwecke und wasserwirtschaftliche Fragestellungen bereitet, vor allem bei Betrachtungen in kleinen räumlichen und zeitlichen Scales, große Schwierigkeiten. Dies hängt nicht zuletzt damit zusammen, dass die Effektivität des Verdunstungsvorganges in komplexer Weise von verschiedenen Einflussfaktoren und Rahmenbedingungen abhängig ist, die nur schwer erfass- und modellierbar sind.

Obwohl bereits im 18. Jahrhundert Versuche mit einfachen Verdunstungsmessgeräten durchgeführt wurden (vgl. 4.2), datiert die Mehrzahl der Arbeiten zur Verdunstung von den Oberflächen stehender Gewässer aus unserem Jahrhundert. Neben vielen Publikationen aus dem europäischen Raum sind hier insbesondere die intensiven Untersuchungen an Stauseen und natürlichen Standgewässern vor allem im Süden und Südwesten der USA zu nennen. Bedeutung erlangten dabei vor allem die Studien am Hefner-Stausee (U. S. GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 269, WEBB 1966 u.a.), am Lake Mead (GEOL. SURV. P. P. 298), am Colorado - City - Stausee (z. B. GEOL. SURV. P. P. 272-B), am Lake Pretty (NO-Indiana) (GEOL. SURV. P. P. 686) sowie großräumige Betrachtungen (z. B. NORDENSON 1962 [GEOL. SURV. P. P. 272-D]).

Einen weiteren Schwerpunkt bilden die Arbeiten an den großen Trockenseen der Erde, insbesondere auch denen der ehemaligen Sowjetunion. Die diesbezügliche Literatur ist allerdings nur zum Teil zugänglich (z. B. MANDYCH [ed.], 1995).

Zahlreiche Untersuchungen wurden im Rahmen des Programms der Internationalen Hydrologischen Dekade von 1966-1975 durchgeführt bzw. während dieser Zeit erheblich intensiviert und verstärkt koordiniert. Zusammenfassende Darstellungen zu den methodischen Problemen und Resultaten finden sich unter anderem in den Publikationsreihen der Internationalen Vereinigung für wissenschaftliche Hydrologie (IAHS PUBL. NO. 109, NO. 206), der UNESCO (FERGUSON & ZNAMENSKY 1981a, b) und der WMO (u. a. TECHNICAL REPORT NO. 83 [1966]). Im mittel- und südosteuropäischen Raum wurden intensive Untersuchungen zur Verdunstung von den Oberflächen stehender Gewässer am Neusiedler See (u. a. MAHRINGER 1970, MAHRINGER & MOTSCHKA 1968, DARNHOFER 1971, NEUWIRTH 1971, 1973, 1974, 1978, DOBESCH 1973) sowie am Balaton und anderen Gewässern Ungarns (SZESZTAY 1967, HEGEDÜS 1969)

durchgeführt. Im Gegensatz dazu war die wassermengenwirtschaftliche Relevanz der Verdunstung freier Wasserflächen in den humiden, thermisch weniger begünstigten Bereichen Mittel- und Nordeuropas trotz des augenscheinlichen Gewässerreichtums relativ gering, so dass hier vor allem auch theoretisch orientierte und experimentelle Arbeiten entstanden (z. B. TRABERT 1896 MROSE 1937, TOMCZAK 1939). Untersuchungen mit einer mehr praxisbezogenen Messmethodik und Zielstellung wurden zum Beispiel von BINDEMANN (1921), FRIEDRICH (1930), BROCKKAMP & WENNER (1963) sowie RICHTER (u. a. 1965, 1969, 1973, 1977) durchgeführt.

Das Schrifttum zu den theoretischen Grundlagen des Verdunstungsvorganges und seiner Beschreibung aus physikalischer Sicht ist kaum zu überblicken. Hier muss auf detaillierte Zusammenfassungen (z. B. HIECKE & SCHUBERT 1976, BRUTSEART 1982, SCHMUGGE & ANDRE 1991, JONES 1992) sowie die entsprechenden Kapitel hydrologischer und hydrometeorologischer Gesamtdarstellungen (CHOW 1964, BRUCE & CLARKE 1969, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996 u. a.) verwiesen werden. Gleiches gilt für die Untersuchungen und Darstellungen zum Energie- und Feuchtefluss in der atmosphärischen Grenzschicht (z. B. SUTTON 1953, WEBB 1970 FOKEN 1990).

In folgendem wird ein kurzgefasster Überblick über die Grundlagen und die Methoden der Ermittlung der Verdunstung freier Wasserflächen, die wichtigsten Rahmenbedingungen und Einflussgrößen sowie ausgewählte Untersuchungen und praktische Aspekte gegeben.

2 Physikalische und chemische Eigenschaften des Wassers

Für das Verständnis des Vorganges der Verdunstung von den Oberflächen stehender Gewässer ist die Kenntnis der Eigenschaften und der Besonderheiten des Wassers aus physikalischer und chemischer Sicht unabdingbar.

Wasser ist von universeller Bedeutung für viele abiotische Vorgänge auf der Erde, für das irdische Leben und die wirtschaftliche Tätigkeit des Menschen. Sowohl pflanzliche als auch tierische Lebewesen bestehen hauptsächlich aus Wasser. Dieses ist nicht nur Hauptbestandteil der organischen Substanz, es stellt vor allem auch eine wesentliche Grundlage aller physiologischen Vorgänge dar. Die Existenz von flüssigem Wasser auf der Oberfläche der Erde ist an deren Temperatur- und Schwerkraftverhältnisse gebunden. Ein Entweichen des atmosphärischen Wasserdampfes in den Weltraum wird durch die Erdbeschleunigung verhindert, die mittlere Oberflächentemperatur von ca. 288 K lässt Wasserstoffdioxid überhaupt erst in der flüssigen Phase auftreten. Letztlich sind also auch die Größe und Masse der Erde, ihre Entfernung von der Sonne sowie die Charakteristik ihrer Umlaufbahn von großer Bedeutung.

Die Wasserhülle der Erde entstand vor mehr als 3,7 - 4 Milliarden Jahren durch Kondensation des Wasserdampfes auf der erkalteten Kruste. Mit der Akkumulation flüssigen Wassers auf der Oberfläche der Erde wurde das Kohlendioxid, das vorher bis zu 90 % der Atmosphäre ausmachte, im Laufe der Erdgeschichte im Kohlensäure-Karbonat-System der Ozeane gebunden und größtenteils sedimentiert. Die Verringerung der CO₂-Gehalte, wie auch das Vorhandensein von Wasserdampf in der Atmosphäre waren und sind von herausragender Bedeutung für das Klima auf unserem Planeten. Dieses wird auch vor allem durch die hohe spezifische Wärme des Wassers sowie seine hohe Schmelz- und Verdampfungswärme geprägt.

Die Wasserhülle bot nicht nur die stofflichen Grundlagen, sondern auch die physikalischen Rahmenbedingungen für die Entstehung und Entwicklung des Lebens auf der Erde. Sie schützte die ersten Lebensformen, lange Zeit vor Herausbildung der Ozonschicht, vor der harten UV-Strahlung.

Wasser (chem. Wasserstoffdioxid; lat. aqua; griech. hydor) in reiner Form ist eine in dünnen Schichten farblose, bei größerer Schichtmächtigkeit (> 5 m) himmelblaue, geruchs- und geschmacksneutrale Flüssigkeit. Gegenüber anderen Stoffen, insbesondere auch den Verbindungen des Wasserstoffs (Hydride) mit den, dem Sauerstoff benachbarten Elementen, nimmt das Wasser in Bezug auf wesentliche physikalische und chemische Eigenschaften eine Sonderstellung ein. Diese resultiert vor allem aus dem spezifischen Aufbau der Moleküle. Aufgrund der stärkeren Elektronegativität des Sauerstoffatoms sind die Ladungen ungleich verteilt, das einzelne Molekül verhält sich wie ein Dipol. Der Winkel zwischen den H-O-H - Atomen beträgt 104,5°. Auf der Sauerstoffseite befinden sich die nicht gebundenen Elektronen, die verbleibenden Protonen stellen die positive Seite des Dipols.

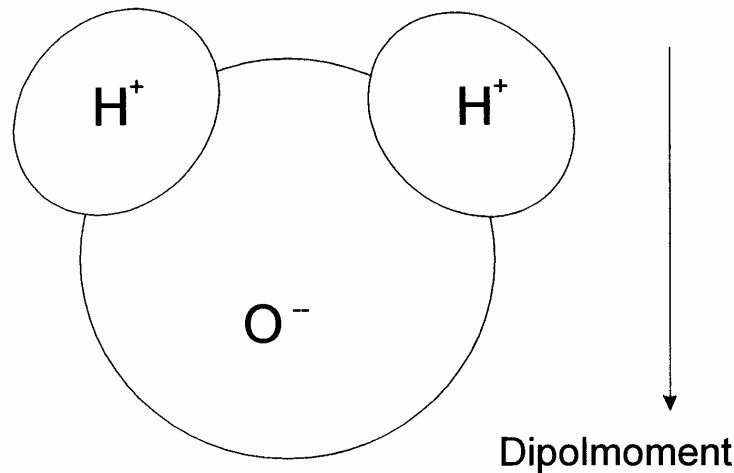


Abb. 2-1: Das Wassermolekül als Dipol

Von Bedeutung sind der dezentrale Schwerpunkt des Moleküls sowie die großen Abstände zwischen den beiden Polen. Die aus der ungleichen räumlichen Ladungsverteilung resultierende elektrostatische Anziehung der Moleküle über sogenannte Wasserstoff- oder Wasserstoffbrückenbindungen führt zur Vergesellschaftung der Moleküle zu Aggregaten. Die Wasserstoffbindung ist wesentlich stärker als die VAN DER WAAL'sche Massenanziehung der Teilchen. Legt man nur diese Massenanziehungskräfte und damit eine monomere Struktur des Wassers zugrunde, kommt man auf theoretische Werte für die Schmelztemperatur von $-100\text{ }^\circ\text{C}$ und $-80\text{ }^\circ\text{C}$ für den Siedepunkt. Wasser hätte dann ähnliche Eigenschaften wie die genannten Verbindungen des Wasserstoffs mit den, dem Sauerstoff im Periodensystem benachbarten Elementen.

Die Agglomeration der Wassermoleküle über Wasserstoffbrückenbindungen wird in Analogie zu den Bindungen der Metalle mit dem Clustermodell beschrieben. Bei den Molekülschwärmen bzw. Clustern handelt es sich aber nicht um feste Strukturen, sondern um Vergesellschaftungen mit extrem kurzlebigen Bindungen. Mit Hilfe des Clustermodelles lassen sich daher lediglich die mittleren Verhältnisse anschaulich beschreiben.

Der Zustand des Wassers und seine Änderungen - Gefrieren, Schmelzen, Kondensation und Verdunstung/ Verdampfung sowie Sublimation und Resublimation - sind von den Druck- und Temperaturverhältnissen abhängig. Die Sublimation als direkter Übergang vom festen in den gasförmigen Zustand unter Umgehung der flüssigen Phase ist nur dann möglich, wenn Tempe-

ratur und Druck unterhalb des sogenannten Tripelpunktes liegen. Dieser kennzeichnet in Einstoffsystemen die Bedingungen, an denen die drei Phasen fest, flüssig und gasförmig dauerhaft nebeneinander bestehen können. Der Tripelpunkt des Wassers wurde zu etwa $0,01^{\circ}\text{C}$ bei 611 hPa bestimmt und bildete ursprünglich einen der Fixpunkte ($273,15\text{ K}$) der Kelvin-Temperaturskala. In der Technik macht man sich den Sublimationsvorgang unter anderem bei der Gefrier-trocknung, die eine Vakuumsublimation darstellt, zunutze. Die Phasenübergänge des Wassers sind mit beträchtlichen Energieumsätzen verbunden (Abb. 2-2).

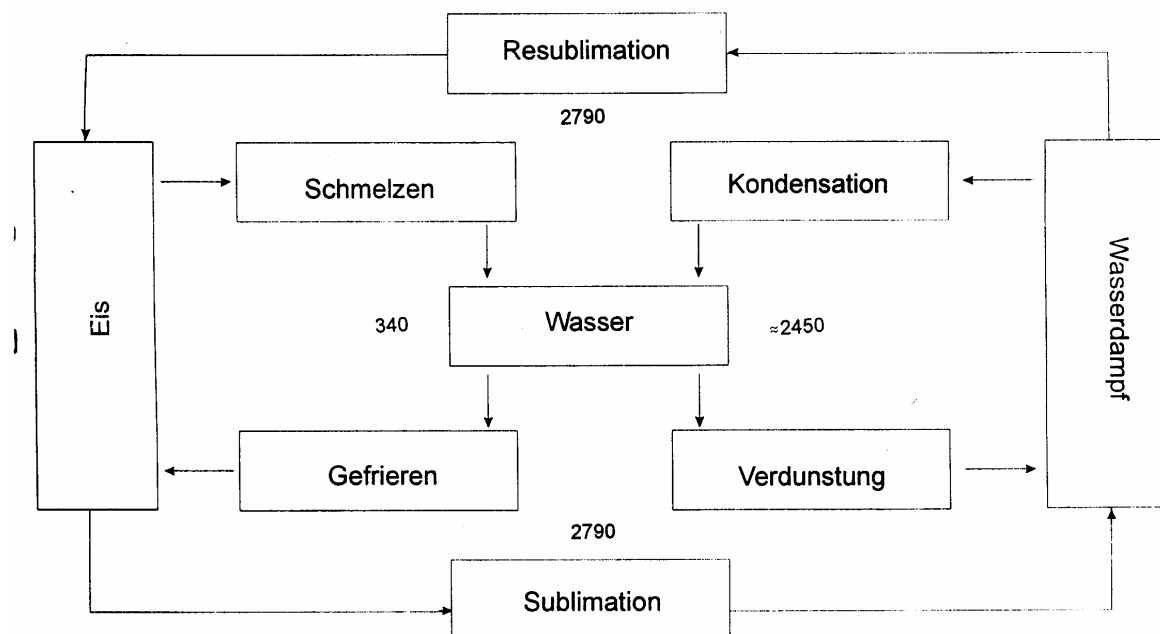


Abb. 2-2: Phasenübergänge des Wassers und mit diesen verbundene Energieumsätze (J)

Aus dem Dipolmoment der Moleküle, dem teilweise bestehenden Ionencharakter und der Agglomeration zu Clustern resultieren die bekannten Besonderheiten des Wassers:

Reines Wasser hat sein Dichtemaximum bei ca. 4°C ($3,98^{\circ}\text{C}$). Bei weiterer Abkühlung wird die Abnahme der Teilchenbewegung durch die verstärkte Wasserstoffbindung und Agglomeration der Moleküle überkompensiert. Es kommt zu einer, wenn auch geringfügigen, Ausdehnung bis zur Erstarrung. Beim Gefrieren wird ein tridymitartiges Kristallgitter aufgebaut. Dies geht mit einer sprunghaften Volumenzunahme um ca. 9 % einher. Die dabei entstehende Sprengwirkung ist beträchtlich und verursacht bei Vorhandensein von Wasser in Gesteinspalten eine intensive Gefügelockerung und Verwitterung. Stehende Gewässer frieren aufgrund der geringeren Dichte und der daraus resultierenden Schwimmfähigkeit des Eises von der Oberfläche in Richtung Boden zu. Dies geschieht allerdings erst, nachdem der gesamte Wasserkörper auf $3,98^{\circ}\text{C}$ abgekühlt ist und sich dann eine kältere, leichtere oberflächliche Wasserlamelle gebildet hat. Im

Zusammenwirken mit der verhältnismäßig geringen Wärmeleitfähigkeit des Eises werden die Überlebenschancen aquatischer Organismen durch das von der Oberfläche ausgehende Gefrieren deutlich erhöht. Auch der charakteristische saisonale Wechsel der Schichtungsverhältnisse hinreichend tiefer stehender Gewässer der gemäßigten Breiten wird entscheidend durch die Dichteanomalie des Wassers geprägt.

Die hohen Schmelz- und Verdampfungswärmen bedingen hohe Energieumsätze bei den Phasenänderungen. Dies hat ausgleichende Wirkungen auf die klimatischen Verhältnisse und ermöglicht insbesondere in der gasförmigen Phase einen bedeutenden Transport latent enthaltener Energie.

Der Sättigungsdampfdruck der Luft kennzeichnet die Druckverhältnisse, bei denen die gasförmige Phase des Wassers mit der flüssigen oder festen Phase der verdunstenden bzw. sublimierenden Unterlage im Gleichgewicht steht. Es besteht eine direkte Abhängigkeit des Sättigungsdampfdruckes von der Temperatur. Im Siedepunkt sind der atmosphärische und Sättigungsdampfdruck gleich groß. Erhöhte Salzgehalte im verdunstenden Wasserkörper führen zu einer Verringerung des Sättigungsdampfdruckes in der auflagernden Luftschicht, der auch über Eisflächen herabgesetzt ist. Über Salzwasser und Eisflächen erfolgt der Phasenübergang daher mit geringerer Intensität.

Die Wärmekapazität des Wassers ist mit $4,18 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ($= 1 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) bei 20°C sehr hoch und wird bei Flüssigkeiten nur noch von Ammoniak übertroffen. Schwankungen der Temperatur werden dadurch wirksam gepuffert, das Klima klein- und auch großräumig durch Oberflächen- und Meeresströmungen ausgeglichen. Mit den Meeresströmungen werden große Wärmemengen transportiert.

Die Intensität der Wasserstoffbrückenbindung ist auch die Ursache für die außergewöhnlich starke Kohäsion und Adhäsion des Wassers in seiner flüssigen Phase. Die Kohäsion äußert sich in der hohen Oberflächenspannung, die in großem Maße temperatur- und salzgehaltsabhängig ist. Das Aufsteigen des Wassers in engen Röhren, die sogenannte Kapillarität, ist aufgrund der starken Adhäsion sehr ausgeprägt und von enormer Bedeutung für den Wassertransport im Boden und in Sprosspflanzen. Die Wasserstoffbindung verursacht bei Bewegung eine Mitnahme von Nachbarmolekülen und somit eine größere innere Reibung. Die resultierende Viskosität beträgt bei 20°C etwa $1 \text{ mPa}\cdot\text{s}$.

Die Kompressibilität des Wassers bei Druckerhöhung ist verschwindend gering. Bei Druckveränderung um ein Hektopascal verringert oder vergrößert sich das Volumen um ein Milliardstel gegenüber dem Ausgangszustand. In der Druckabhängigkeit des Schmelz- bzw. Erstarrungspunktes zeigt das Wasser eine weitere Anomalie. Während bei anderen Flüssigkeiten der Schmelzpunkt in der Regel mit dem Druck zunimmt, erstarrt Wasser, das unter einem Druck von 2 kbar steht, erst bei -22°C . Der Eispunkt erreicht bei 6,2 kbar wieder die 0°C , um dann mit wachsendem Druck weiter anzusteigen.

Die Schallgeschwindigkeit in reinem Wasser beträgt bei 25°C etwa 1500 m/s. Sie wächst mit steigender Temperatur und fällt mit dem Salzgehalt.

Beimengungen bestimmen im Wesentlichen die optischen Eigenschaften des Wassers. Relevant sind die Reflexion der eintreffenden Strahlung an der Wasseroberfläche, die Brechung beim Eintritt in den Wasserkörper, die innere Reflexion (Streuung) in diesem, die Transmission und Absorption. Kurzwellige Strahlung wird vergleichsweise stark an der Oberfläche reflektiert, der verbleibende Anteil kann aber tief in den Wasserkörper eindringen. Langwellige Strahlung wird hingegen kaum reflektiert, in den obersten Wasserschichten aber weitestgehend absorbiert.

Die elektrische Leitfähigkeit von reinem Wasser ist mit $0,0635 \mu\text{S}/\text{cm}$ bei einer normierten Temperatur von 25°C ausgesprochen gering, der reziproke Wert des Widerstandes somit groß. Mit fallender Temperatur und zunehmender Verunreinigung des Wassers, insbesondere mit dissoziierenden Substanzen, steigt die Leitfähigkeit.

Obwohl theoretisch 32 Variationen der jeweils drei Isotope des Wasserstoffs und des Sauerstoffs denkbar sind, bestehen natürliche Wässer zu etwa 99,76 % aus $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$. Die verbleibenden 0,24 % werden vor allem aus sogenanntem schwerem Wasser, Deuterium- (^2H)hydroxid und Deuteriumoxid gebildet. Das instabile Tritium (^3H) entsteht in geringeren Mengen in der höheren Atmosphäre durch Einwirkung kosmischer Strahlung. Die heute in der Umwelt nachweisbaren Mengen stammen aber größtenteils aus Kernwaffenversuchen oder Kernreaktoren. Teilweise wird Tritium, das eine Halbwertszeit von 12,35 Jahren hat, in der Tracerhydrologie zu Markierungszwecken genutzt. Bei Phasenänderungen kommt es vor allem aufgrund der unterschiedlichen Dampfdrücke und Schmelzpunkte der verschiedenen Molekülvarianten zur Iso-topentrennung, was zur aktuellen Messung der Verdunstung genutzt werden kann.

Das Vermögen des Wassers, andere Stoffe zu lösen, ist aufgrund des starken Dipolmomentes der Moleküle besonders ausgeprägt und betrifft vor allem Stoffe, deren Molekülzusammenhalt sich teilweise oder vollständig über Ionenbindung realisiert. Diese Bindungen werden relativ leicht aufgebrochen, die Kationen lagern sich dann an die negativ geladene Sauerstoffseite, die Anionen an die positiv geladene Wasserstoffseite des Moleküls an. Nicht dissoziierende Substanzen gehen nur dann in Lösung, wenn ihre Moleküle über Wasserstoffbrücken gebunden werden. Gase können entsprechend ihrer Eigenschaften und ihres Partialdruckes in der überstehenden Luftschicht absorbiert werden. Die Löslichkeit ist dabei in starkem Maße temperaturabhängig und nimmt mit steigender Wassertemperatur ab.

Wasser bildet mit anderen Stoffen mehrphasige Systeme. Emulsionen sind durch das Nebeneinander zweier oder mehrerer, nicht mischbarer Flüssigkeiten gekennzeichnet. In den meisten natürlichen Emulsionen bildet Wasser dabei das Dispersionsmittel, die sogenannte äußere Phase, in der Öle oder Fette in feinen Tröpfchen dispergiert sind. Suspensionen sind als mehrphasige Systeme flüssig/fest definiert. Die Feststoffe liegen hier in Flocken meist geringer Größe vor.

3 Der Verdunstungsvorgang

Unter Verdunstung wird der Übergang eines Stoffes, hier von Wasser, aus der flüssigen in die gasförmige Phase verstanden. Es handelt sich damit um einen Verdampfungsvorgang. Im allgemeinen Sprachgebrauch wird der Begriff der Verdunstung meist für den Phasenübergang bei Temperaturen weit unterhalb des Siedepunktes genutzt. Die Verdunstung von Wasser wird durch eine bedeutend geringere Geschwindigkeit gekennzeichnet, die gegenüber der bei leichtflüchtigen Stoffen um ein bis zwei Zehnerpotenzen niedriger anzusetzen ist. Bei hoher Energiezufuhr stellt sich bei Erreichen eines bestimmten Temperaturniveaus, das sich in Abhängigkeit vom Luftdruck verändert, das Sieden als spezieller Verdampfungsvorgang ein. Die Wassermoleküle diffundieren dann nicht mehr primär durch die Oberfläche in die überstehende Luft, wie es bei der Verdunstung der Fall ist, es bilden sich vielmehr Dampfblasen im Inneren des Wasserkörpers, die dann abgasen.

Man unterscheidet je nach dem Charakter der verdunstenden Oberfläche die Evaporation als Verdunstung unbewachsener Wasser-, Gesteins- und Bodenoberflächen, die Transpiration von Pflanzenorganen und die Interzeptionsverdunstung nasser oder benetzter Pflanzenoberflächen. Die gesamte Verdunstung heterogen zusammengesetzter Ausschnitte der Geosphäre oder einzelner Standorte, die sich als Summe dieser Teilprozesse ergibt, wird in der deutschsprachigen Literatur als Evapotranspiration bezeichnet. Sowohl bei der Evapotranspiration, als auch dem Prozess der Evaporation differenziert man darüber hinaus zwischen der realen, unter den gegebenen Umständen stattfindenden, und der potentiellen, ständig ausreichende Wasserversorgung voraussetzenden, Verdunstung.

Im Prozess der Verdunstung von freien Wasserflächen erfolgt der Übergang von der flüssigen in die gasförmige Phase dann, wenn einzelne Moleküle aufgrund der Wärmebewegung der Teilchen genug kinetische Energie besitzen, um die Kohäsion der Flüssigkeit zu überwinden, sich aus der Wasseroberfläche zu lösen und als Dampf in die überlagernde Luft überzutreten. Gleichzeitig werden bereits in der Luft befindliche Wasserdampfmoleküle durch Kollision mit anderen Molekülen abgebremst und gehen wieder in die flüssige Phase über. Damit ergibt sich ein Gleichgewicht zwischen Verdunstung und Kondensation, dessen Lage vom Sättigungsdefizit der Luft abhängig ist.

Dieses Gleichgewicht ist in Richtung Verdunstung verschoben, wenn die dem Wasserkörper auflagernden Luftschichten stark wasserdampfuntersättigt sind. Bei Erreichen der Sättigung werden Verdunstung und Kondensation gleich groß. Obwohl immer beide Prozesse ablaufen, ist lediglich der Netto - Übergang von Wasser aus der flüssigen in die gasförmige Phase als Verdunstung erfassbar. Bei Wasserdampfübersättigung, z. B. durch Abkühlung gesättigter Luft, überwiegt die Kondensation. Die Saugkraft der Luft (S_L) als wasserabsorbierendes Medium berechnet sich dem VAN'T HOFF'schen Gesetz entsprechend:

(3-1)	S_L	=	$\rho * R * T * \ln(E e^{-1}) \mu^{-1}$
mit:	S_L	...	Saugkraft der Luft, Saugspannung (Pa, hPa),
	ρ	...	Dichte des reinen Wassers (g cm^{-3} , kg m^{-3}),
	R	...	allgemeine Gaskonstante ($8,13 \text{ Ws mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$),
	T	...	absolute Temperatur (K),
	E	...	Sättigungsdampfdruck (Pa, hPa),
	e	...	aktueller Dampfdruck (Pa, hPa)
und	μ	...	Molgewicht des Wassers (18 g mol^{-1}).

Es treten die Wassermoleküle mit der größten kinetischen Energie in die Atmosphäre über. Deren Zahl nimmt mit steigender Temperatur zu. Durch den Verlust der energiereichsten Teilchen und die Arbeit, die gegen die Oberflächenspannung zu verrichten ist, geht dem Wasserkörper Energie verloren, seine Temperatur sinkt. Die Verdampfungswärme (r_v) beträgt ca. 2453 Joule pro Gramm Wasser, unter der Voraussetzung, dass dieses eine Temperatur von 20°C aufweist (siehe auch Gleichung 4.4-9).

Der Phasenübergang verläuft beim Wasser mit einer relativ geringen Geschwindigkeit, seine Verdunstungszahl beträgt 80. Im Vergleich zu Diethylethanol, der vereinbarten Referenz- bzw. Standardflüssigkeit, verdunstet reines Wasser bei einer Temperatur von $293 \pm 2 \text{ K}$ (ca. 20 °C) also etwa 80mal langsamer. Ethanol weist mit einer Verdunstungszahl von 8,3 eine etwa zehnfach höhere Geschwindigkeit des Phasenüberganges auf.

"Die Wassermenge, die von der Fläche einer Wasseroberfläche in einer bestimmten Zeit verdunstet, ist bei ruhender Luft abhängig von der Temperatur der Wasseroberfläche, vom Grade der Sättigung der Luft über dem Wasserspiegel mit Wasserdampf und von der Geschwindigkeit mit welcher die Diffusion von Wasserdampf in der Luft erfolgt" (BINDEMANN 1921, S. 30). Die auf der Wärmebewegung der Teilchen beruhende molekulare Diffusion geht sehr langsam vor sich. Erfolgt der Austausch der wasseroberflächennahen Luftschichten dagegen turbulent und/ oder konvektiv wird ständig weitgehend wasserdampfgesättigte Luft weg- und untersättigte Luft herangeführt. Die Geschwindigkeit der Verdunstung wächst überproportional. Der Verdunstungsvorgang wird daher in seiner Effektivität in starkem Maße von der Aufrechterhaltung des Konzentrationsgefälles zwischen der Wasseroberfläche und der auflagernden Luft bestimmt. Luftdruck, Oberflächenspannung des Wasserkörpers und sein Salzgehalt haben jeweils einen großen Einfluss.

Den Prozessen des atmosphärischen Wasserdampftransportes kommt eine herausragende Bedeutung zu. Oberhalb der verdunstenden Oberfläche besteht eine, meist nur wenige Millimeter bis Zentimeter dicke laminare Grenzschicht. Diese bildet sich aufgrund der molekularen

Viskosität, bei stärker strukturierten Oberflächen aber auch aufgrund des Staudruckes der Luftströmung an Hindernissen (ROEDEL 1994). In der laminaren Grenzschicht wird Wasserdampf ausschließlich durch molekulare Diffusion transportiert. Lediglich am oberen Rand der Grenzschicht, deren Ausprägung vom aktuellen Zustand der Luftströmung abhängig ist, greifen Turbulenzen in den molekular-viskosen Bereich ein. Die molekulare Diffusion basiert auf der Wärmebewegung der Teilchen, ist also temperaturabhängig. Die ungeordnete Bewegung der Atome und Moleküle, ihre Zusammenstöße und die sich daraus ergebene Streuung führen zu einer Homogenisierung des Gasgemisches. Beimengungen werden verteilt und so in Richtung des Konzentrationsgefälles verfrachtet. Der Prozess wird mit den Diffusionsgesetzen von FICK beschrieben. Die vertikale Ausdehnung der laminaren Grenzschicht ist als Funktion der Luftviskosität, der Windgeschwindigkeit und der Anströmlänge eines betrachteten Flächenausschnittes zu berechnen.

Oberhalb der laminaren Grenzschicht dominieren wesentlich leistungsfähigere Prozesse des Luftaustausches und der mit diesen verbundenen Transporten von Beimengungen. Turbulenzen entstehen in der horizontalen Luftströmung durch innere Reibung, die Reibung am Boden und die Böigkeit des Windes sowie angestoßen durch thermische Konvektion. Die vertikale Komponente der turbulenten Luftbewegung führt, ähnlich wie die molekulare Diffusion, aber wesentlich stärker, zur Durchmischung der Luft und damit unter anderem zum gerichteten Transport von Wasserdampf (vgl. 4.5). Der Prozess wird daher auch als turbulente Diffusion bezeichnet.

BAUMGARTNER (1996) gibt die Größenordnungen des molekularen Diffusionskoeffizienten mit ca. $10 - 20 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$ und des turbulenten Diffusionskoeffizienten mit etwa $200.000 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$, bei starker Variabilität, an. Die Prozesse des atmosphärischen Wasserdampftransportes werden von ihm mit folgenden Gleichungen beschrieben:

Der vertikale Gradient des Dampfdruckes (grad e) zwischen der gesättigten laminaren Grenzschicht und den überlagernden ungesättigten Luftschichten entspricht:

$$(3-2) \quad \text{grad } e = (E_0 - e_L) / dz$$

mit: E_0 ... Sättigungsdampfdruck bei gegebener Lufttemperatur,

e_L ... aktueller Dampfdruck in der überstehenden Luft

und z ... Höhe.

Dampfdruck (e in hPa) und spezifische Feuchte (q in g kg^{-1}) stehen in einem festen Verhältnis:

$$(3-3) \quad q = 0,623 e / p$$

mit: p ... Luftdruck (hPa).

Für die molekulare Diffusion des Wasserdampfes innerhalb der laminaren Grenzschicht gilt:

$$(3-4) \quad E = \rho K_w dq / dz$$

mit: E ... Masse des transportierten Wasserdampfes, Wasserdampfstrom, Verdunstungsfluss ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$),

ρ ... Dichte der Luft (g cm^{-3} , kg m^{-3})

und K_w ... molekularer Diffusionskoeffizient für Wasserdampf ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$)

Der Wasserdampfübergang von einer feuchten Fläche wird mit der Gleichung:

$$(3-5) \quad E = h (E_0 - e_L) 0,623 / p = h (q_0 - q_L)$$

mit: h ... Wasserdampfübergangszahl ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$).

beschrieben. Dabei steht h aufgrund der Identität der Transportmechanismen für Wärme und Wasserdampf mit der Wärmeübergangszahl α_L in folgender Beziehung:

$$(3-6) \quad h = \alpha_L / c_p$$

mit: α_L ... Wärmeübergangszahl ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$)

und c_p ... spezifische Wärme bei konstantem Druck ($\text{J g}^{-1} \text{K}^{-1}$).

Oberhalb der laminaren Grenzschicht wird der Wasserdampftransport durch die turbulente Diffusion bestimmt (Gl. 3-7):

$$(3-7) \quad E = A_w \text{ grad } e 0,623 / p = A_w \text{ grad } q$$

mit: A_w ... turbulenter Austauschkoefizient für Wasserdampf ($\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$).

Bei hinreichender zeitlicher Dichte der Feuchtemessung ($> 100 \text{ h}^{-1}$) in den Messhöhen z_1 und z_2 , beide oberhalb der laminaren Grenzschicht gelegen, wird ein Übergang vom Differential- zum Differenzenquotienten möglich:

$$(3-8) \quad E = 0,623 A_w (e_1 - e_2) / (z_1 - z_2) p = A_w (q_1 - q_2) / (z_1 - z_2)$$

Für freie Wasserflächen kann $z_1 = 0$, also dem Niveau der Wasseroberfläche, und e_1 bzw. q_1 dem Sättigungsdampfdruck bzw. der Sättigungsfeuchte gleichgesetzt werden. Daraus folgt die Schreibweise:

$$(3-9) \quad E = 0,623 A_w (E_0 - e_L) / p z = A_w (q_0 - q_L) / z$$

Die genannten Gleichungen führen hin zu den Ansätzen der Abschnitte 4.5 und 4.6.

Ein vertikaler Wasserdampftransport findet auch bei thermischer Konvektion statt. Die Intensität und Wirksamkeit dieses Vorganges hängt vor allem von der Intensität der Erwärmung oder Abkühlung der Luft an der Erdoberfläche und der Größe der Konvektionszellen ab.

Konvektion und Turbulenz treten vielfach gleichzeitig auf, die Prozesse überlagern sich dann. ROEDEL (1994, S. 311) weist darauf hin, dass für konvektive Transportvorgänge, dies betrifft auch den scheinbar simplen Fall der sogenannten "Freien Konvektion" bei Windstille bzw. geringem Einfluss der Scherungsturbulenz auf die Stoff- und Energieflüsse, keine befriedigenden mathematischen Ansätze der Beschreibung vorliegen.

4 Verfahren zur Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen

4.1 Allgemeines

Während die anderen Bilanzelemente des Wasserhaushaltes von Gewässern oder Landschaften, klammert man den unterirdischen Teil des Abflusses aus, im Regelfall relativ sicher messtechnisch ermittelt werden können, ist die Problematik der hinreichend genauen Bestimmung der Verdunstung bis heute nicht befriedigend gelöst. Der Umstand, dass in der Literatur im Rahmen von globalen, gewässerbezogenen oder Gebietswasserbilanzen oftmals sehr genaue Verdunstungswerte angegeben werden, kann darüber nicht hinwegtäuschen. Hier wird die Verdunstung meist als Restgröße der Wasserhaushaltsgleichung ermittelt.

Im Besonderen gilt diese Problematik für den terrestrischen Bereich und den terrestrisch-aquatischen Übergangsbereich, in denen sich die Verdunstung zumeist aus Evaporation, Transpiration und Interzeption zusammensetzt. Hier spielen vor allem auch sehr komplexe und variable physiologische Prozesse, Zustände und Besonderheiten der Vegetation, aber auch einzelner Pflanzenarten eine entscheidende Rolle. Freie Wasserflächen stellen demgegenüber relativ einfach strukturierte, homogene Flächen dar. Trotzdem bringen auch hier weder messtechnische Verfahren, noch rechnerische Näherungslösungen vollständig zufriedenstellende Ergebnisse.

Wie bei allen meteorologischen Messungen handelt es sich bei experimentellen Bestimmungen der Verdunstung freier Wasserflächen i. d. R. um Punktmessungen, deren Ergebnisse nur bedingt auf die gesamte Wasserfläche oder andere Gewässer übertragbar sind. Gleichungen, die an diesen Resultaten regressionsanalytisch geeicht wurden, beziehen meist parallel oder an nahegelegenen Stationen bestimmte meteorologische Standardparameter als Eingangsgrößen ein. Im Ergebnis steht oftmals der Versuch, mit den vorhandenen Daten bestmögliche Anpassungen zu erreichen und praktikable Ansätze der Verdunstungsberechnung vorzulegen. Vielfach durchgeführte Vergleiche der mit verschiedenen Versuchsaufbauten und/oder Gleichungen gewonnenen Verdunstungswerte zeigen die große Variabilität.

Mikrometeorologische Untersuchungen erlauben mittlerweile eine sehr exakte Bestimmung der Verdunstung über die Untersuchung des Wasserdampftransportes in den bodennahen Luftschichten. Sie sind aber, aufgrund des hohen apparativen Aufwandes und der zu sichernden, streng definierten Rahmenbedingungen für praktische Einsätze und Zwecke weniger geeignet. Gleichwohl bei diesen Methoden die genannten Nachteile der Punktmessung in verstärktem Maße auftreten, sind sie doch zur Kontrolle und Eichung einfacherer Ansätze der Verdunstungsermittlung besonders geeignet.

Es existiert eine große Vielzahl von verschiedenen Methoden der Ermittlung der Verdunstung. Da diese nur bedingt messtechnisch zu erfassen ist, handelt es sich hierbei um mehr oder minder komplexe Ableitungen aus den Messungen anderer Größen. Vielfach orientieren sich die Ansätze, bei notwendiger Beschränkung des apparativen Aufwandes der Experimente, an dem Vorhandensein bestimmter Daten, zum Teil sind die Methoden als "Nebenprodukte" von Untersuchungen mit anderer Zielstellung entstanden. Im Ergebnis stehen methodische Kompromisse, die jeweils Teile des Wirkungsgefüges von Zuständen und Einflussfaktoren widerspiegeln, während andere gänzlich vernachlässigt oder lediglich in Form von Vereinfachungen berücksichtigt werden.

Eine systematische Zuordnung der einzelnen Ansätze bereitet Schwierigkeiten und wird daher in der Literatur entsprechend unterschiedlich gehandhabt. Durch die UNESCO (FERGUSON & ZNAMENSKY 1981a [verändert]) wurde folgende Ordnung erarbeitet:

1. **Ermittlung aus Atmometer- und Evaporimeterdaten:** Bestimmung der Verdunstung über die Wasserbilanz der Geräte (Verdunstungskörper mit poröser Oberfläche, Verdunstungskessel) und Anpassung an die Verdunstung freier Wasserflächen durch Einbeziehung von empirisch bestimmten Korrekturfaktoren, die Geräteeigenschaften und / oder Besonderheiten des Versuchsaufbaues sowie des Messortes berücksichtigen.
2. **Berechnung aus der Wasserbilanz:** Ermittlung der Verdunstung als Restgröße der Wasserbilanz eines Sees bzw. einer Talsperre. Diese Methode basiert auf einer hinreichend genauen Bestimmung der anderen Teilgrößen der Wasserhaushaltsgleichung.
3. **Ableitung aus der Wärmebilanz:** Berechnung der Wärmebilanz eines Sees und Bestimmung der latenten Verdunstungswärme als Restgröße. Die Abschätzung aus der Wärmebilanz setzt eine relativ sichere und intensive Bestimmung wichtiger meteorologischer, vor allem auch strahlungsklimatischer Größen voraus. Darüber hinaus muss auch hier eine verlässliche, mit Ausnahme der Verdunstung geschlossene Wasserbilanz vorliegen, um laterale und vertikale Energieströme erfassen zu können.
4. **Berechnungen auf Grundlage mikrometeorologischer Messungen in der bodennahen Luftschicht:** Grundlage ist die Bestimmung des Wasserdampftransportes in den bodennahen Luftschichten. Hier wird unterschieden zwischen der Bestimmung des aerodynamischen Wasserdampftransportes zwischen zwei Bezugshöhen unter Zugrundelegung einer mittleren (logarithmischen) Windverteilung im Profil (Gradientverfahren) und der Berechnung der Korrelationen zwischen den Fluktuationen der Wind- und Feuchteverhältnisse in der

bodennahen Luftschicht ("Flux-Methode" bzw. "Eddy-Korrelations-Methode"). Insbesondere das letztgenannte Verfahren basiert auf sehr intensiven Messungen hoher Genauigkeit und zeitlicher Dichte.

5. Ermittlung der Verdunstung mittels empirischer und semiempirischer Gleichungen:

Diese berücksichtigen in der ersten Gruppe (Massentransportgleichungen) vor allem die Windgeschwindigkeit in einer bestimmten Bezugshöhe über der evaporierenden Oberfläche und das Dampfdruckgefälle zwischen beiden Niveaus. Bei den Kombinationsgleichungen werden deterministische Elemente, die Teile des Wärme- und/ oder Wasserhaushaltes beschreiben, mit empirischen Elementen zu einer mathematischen Näherungslösung der Verdunstungsermittlung verknüpft. In beiden Fällen werden statistische Eichungen der Funktionen an Evaporimeterdaten oder anderweitig ermittelten Verdunstungswerten vorgenommen. Neben den Massentransport- und Kombinationsgleichungen gibt es eine Vielzahl empirischer Lösungen, die sich in keine der oben genannten Gruppen exakt einordnen lassen.

Die vorliegende Darstellung folgt dieser Systematik. Zusätzlich werden folgende methodische Ansätze der Verdunstungsermittlung kurz diskutiert:

6. Isotopenhydrologische Methoden: Da es verschiedene Isotope sowohl des Wasserstoffs, als auch des Sauerstoffs gibt, existieren unterschiedliche Varianten des Wassermoleküls. Die leichteren Molekülmodifikationen verdunsten aufgrund des geringeren Dampfdruckes schneller als schwerere. Es kommt daher an der Phasengrenze flüssig - gasförmig zu einer Isotopentrennung. In Kenntnis einer Vielzahl von Rahmenbedingungen ist es möglich, durch Ermittlung der Konzentrationen eines oder mehrerer Isotope im Wasserkörper eines Sees am Beginn und am Ende einer Verdunstungsperiode diese Isotopenfraktionierung und damit die Evaporation zu quantifizieren.

7. Fernerkundung: Grundsätzlich besteht die Möglichkeit, die Oberflächentemperaturen großer, offener Wasserflächen aus ihrer Ausstrahlung im infraroten Bereich zu bestimmen. Die Verdunstung ist dann über empirische Beziehungen ableit- und abschätzbar. Ein weiterer Ansatz der flächenhaften Verdunstungsabschätzung beruht auf der Einbeziehung multispektraler Daten bei der Extrapolation meteorologischer Punktmessungen auf größere Flächen. Für kleinräumige Untersuchungen der Evaporation freier Wasserflächen mit höheren Anforderungen an die Genauigkeit der Resultate dürften Fernerkundungsmethoden aber ohne Bedeutung sein.

4.2 Atmometer- und Evaporimetermessungen

Bereits im 17. und 18. Jahrhundert gab es Versuche, die Verdunstung freier Wasserflächen messtechnisch zu erfassen. Die Untersuchungen dienten mehr der Erforschung allgemeiner Gesetzmäßigkeiten des Verdunstungsvorganges als einer exakten Quantifizierung. Verdunstungsbehälter bzw. -gefäße unterschiedlicher Größe und Bauart fanden Anwendung.

Methodische Probleme und Ergebnisse der Betrachtungen wurden beispielsweise von LAMBERT (1769) und dem Schweizer DE SAUSSURE (1784, zit. nach LÜTSCHG-LOETSCHER ET AL., 1946) diskutiert, der bereits damals die Rahmenbedingungen der Verdunstungsmessung formulierte. "Das Gerät muß voll Wasser sein, sich soweit als möglich in der nämlichen Lage wie das Wasser befinden, womit man es vergleicht (also, wie oben gesagt, schlechterdings auf dem Wasser, und zwar bis zur Höhe des darin enthaltenden Wassers schwimmen), oder es müsste in der Erde so tief eingesenkt sein, als das Wasser darinnen hoch steht. Zugleich müsse das Gefäß wie das Wasser der Seen von der Sonne, den Winden und von allen Zufällen und Veränderungen der äusseren Luft getroffen werden können. Endlich müsste ein Niederschlagsmesser neben dem Verdunstungsgefäß aufgestellt werden." (DE SAUSSURE 1784, PAR. 249).

Spätere Messungen erfolgten vielfach mittels kleiner wägbarer Verdunstungsschalen, sogenannter Wildscher Waagen, die im Allgemeinen eine Oberfläche von 250 cm² bei einer Tiefe von 2,5 cm aufweisen (WMO 1966). Sie wurden und werden meist in meteorologischen Hütten untergebracht und lieferten, aufgrund der Abschwächung des Windes und der Abschirmung der direkten Sonneneinstrahlung, relativ geringe Werte. Auch heute noch werden Wildsche Waagen von Instrumentenherstellern angeboten und in der Routine meteorologischer Untersuchungen eingesetzt (SCHRÖDTER 1985).

Zum Teil wurden auch Geräte (Atmometer, Evaporometer) mit wassergesättigter Oberfläche, zum Beispiel Fließpapier (Piche-Atmometer) und Ton- oder Porzellankörper angewandt, deren Befeuchtung meist durch kapillaren Aufstieg des Wassers aus einem skalierten Vorratsbehälter erfolgt. Eine Kombination von Regen- und Verdunstungsmesser findet sich im Wasserbilanzschreiber nach KLAUSING (1970).

Der Bezug zur Verdunstung freier Gewässeroberflächen ist aufgrund der spezifischen Besonderheiten der einzelnen Geräte aber nur bedingt gegeben. Einen kurzen Überblick über ausgewählte Geräte zur Verdunstungsmessung gibt Tab. 4-1.

Tab. 4-1: Einfache Messgeräte zur Bestimmung der Verdunstung / Klimatischen Wasserbilanz - Grundaufbau und Funktionsweise (n. WMO 1966, FERGUSON & ZNAMENSKY 1981 UND SCHRÖDTER 1985)

<p>I. PICHE - Evaporimeter: Das Gerät besteht aus einem einseitig geschlossenen Glasrohr (Länge 33 cm, Innendurchmesser 12 mm), das mit destilliertem Wasser befüllt wird. Die Öffnung wird mit einer kreisrunden Filterpapierscheibe (\varnothing 3 cm) verschlossen und die Röhre an einem Stativ befestigt. Die mit Filterpapier verschlossene Öffnung zeigt nach unten. Der Wasserverlust durch Heraustropfen ist zu verhindern, in dem die Filterpapierscheibe mit einer Stahlfeder angedrückt wird. Luft kann durch ein vorher mit einer feinen Nadel hereinzustechendes Loch hinzutreten. Die Entleerung des Röhrchens kann nur durch die Saugkraft des Filterpapiers erfolgen. Es erfolgt eine volumetrische Ermittlung der verdunsteten Wassermenge.</p>
<p>II. PICHE - Evaporigraph nach KLAUSING (1957): Die Messung erfolgt nach dem unter I. geschilderten Grundprinzip. Der Messkörper (Filterpapier) ist hier aber mit einem Schwimmergefäß verbunden, das destilliertes Wasser enthält. An den Schwimmer ist ein Schreibarm gekoppelt, die Verdunstungswerte werden an einer mit Diagrammpapier bespannten Uhrtrommel aufgezeichnet.</p>
<p>III. Wasserbilanzschreiber nach KLAUSING (1970): Konstruktive Verbindung eines PICHE - Evaporigraphen mit einem Regenschreiber. Ein Vorratsbehälter ist sowohl mit einem Regenschreiber (Auffangfläche mit \varnothing 50 mm), als auch mit einem PICHE - Messkörper verbunden. Registrierung aus Vorrats- und Schwimmerbehälter wie bei II., aufgezeichnet wird die Klimatische Wasserbilanz des Gerätes.</p>
<p>IV. CZERATZKI - Evaporimeter (nach CZERATZKI 1968): Der Verdunstungskörper besteht hier aus einer feinporigen keramischen Scheibe ($A = 200 \text{ cm}^2$). Die Wasserzufuhr erfolgt über harzgebundenen Sand an der Basis der Scheibe, die Außenseite ist mit Epoxidharz abgedichtet. Über Schlauchleitungen besteht Verbindung zu einem Vorratstank, der mit destilliertem Wasser beschickt wird.</p>
<p>V. CZERATZKI - Evaporigraph: Bauliche Verbindung eines CZERATZKI- Evaporimeters mit einem Vorrats- und Registriergefäß (Schwimmer, Schreibeinrichtung). Automatische Nachfüllung des Registriergefäßes aus einem zweiten Vorratsgefäß. Die Verdunstungsscheibe ist durch ein kleines Dach vor Regen und direkter Sonneneinstrahlung geschützt.</p>
<p>VI. WILDSCHÉ Waage: Die Bestimmung der Verdunstung aus einer kleinen Schale erfolgt hier über den Gewichtsverlust. Es handelt sich bei den Geräten neuerer Bauart um mechanisch registrierende Neigungswaagen mit wassergefüllter runder Messingschale (\varnothing 250 mm). Die Registrierung erfolgt auf einer Schreibtrommel. Aufgrund der Windanfälligkeit der Messung erfolgt meist eine Aufstellung in meteorologischen Hütten.</p>
<p>VI. Weitere Geräte: GALLENKAMP - Verdunstungsmesser, BELLANI - PLATE - Atmometer Leistner - Kugel, MITSCHERLICH - ATMOMETER u. a.</p>

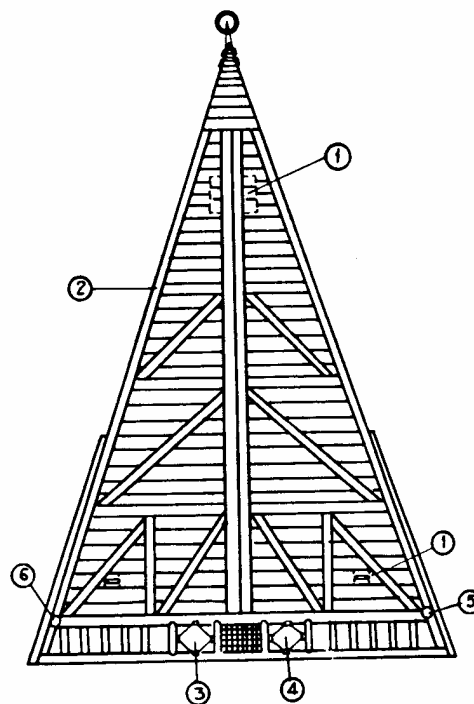
Letztlich setzten sich Verdunstungskessel bzw. -pfannen mit freier Wasserfläche durch, die als Evaporimeter bezeichnet werden. Die Bestimmung der Verdunstungshöhe erfolgt bei allen Geräten über die Messung des Wasserverlustes durch Evaporation und Berechnung der Wasserbilanz. Der Verdunstungsverlust wird dabei entweder volumetrisch über die kontrollierte Zugabe bzw. Entnahme von Wasser oder aber durch Messung der Wasserstandsänderung ermittelt. Dessen Registrierung erfolgt mit Hilfe von Pegelleisten oder -schreibern. Parallel dazu

werden Niederschlagsmessungen in unmittelbarer Nähe zum Gerät vorgenommen und einbezogen.

Evaporimeter werden als Landverdunstungskessel oder schwimmend betrieben. Verdunstungswannen, die auf einer festen Oberfläche, also an Land, auf Plattformen über dem Gewässer etc. aufgestellt werden, sind nur mit Einschränkungen für die Abschätzung der Evaporation von Seeoberflächen anwendbar. Die Möglichkeiten ihrer Nutzung im Sinne der vorliegenden Fragestellung werden im Anschluss an die Floßverdunstungskesselmessungen behandelt.

4.2.1 Floßverdunstungskesselmessungen

Eingetauchte und schwimmende Verdunstungskessel stellen technisch gesehen eine spezielle Bau- und Betriebsart der Evaporimeter dar. Sie ermöglichen die direkte Messung der Evaporation unter den natürlichen Bedingungen freier Gewässerflächen. Schwimmende Kesselanlagen bestehen aus einem Floß, das zugleich Geräteträger und Arbeitsplattform ist, einer oder mehreren Verdunstungswannen, die nur wenig über die Wasseroberfläche ragen sowie Instrumenten und Einrichtungen zur Messung relevanter meteorologischer Größen, insbesondere Niederschlagsmesser.



**Abb. 4-1: Floß mit Verdunstungskessel - Schematische Darstellung (aus: WMO 1966)
(1. Schwimmkörper, 2. Trittflächen, 3. Verdunstungskessel, 4. Regenmesser,
5. Halterung für Anemometer, 6. Halterung für Psychrometer [Verankerung des
Floßes an der Spitze - Floß richtet sich nach dem Wind aus])**

Aufgrund der Beweglichkeit der schwimmenden Verdunstungsgefäße ist ihr Wasserspiegel unruhiger als bei Geräten, die an Land betrieben werden. Im klassischen Aufbau wird die Messung der Wasserstände im Kessel mit Hilfe von Stech- bzw. Nadelpegeln vorgenommen. Die Feineinstellung erfolgt mit Hilfe von Mikrometerschrauben, deren Skalierung ähnlich wie bei Messschiebern ausgelegt ist. Durch konische Zuspitzung des Pegels ist der Moment der Berührung der Wasseroberfläche gut zu erkennen. Die Messung erfolgt in der Mitte der Kesselfläche in einer Röhre, die nur über eine oder mehrere kleine Öffnungen Kontakt mit dem Wasserkörper des Verdunstungskessels hat. Der Wasserstand im Messzylinder entspricht dem im Gerät, ohne dass Verfälschungen der abgelesenen Werte durch Oszillationen oder Rauigkeiten des Wasserspiegels zu befürchten sind. Dessen Abstand zum Kesselrand lässt sich auf diese Weise im 1/10 mm - Bereich sicher bestimmen (vgl. z. B. BINDEMANN 1921, RICHTER 1965). Die Messung des Wasserstandes ist selbstverständlich auch mit anderen Methoden und technischen Hilfsmitteln realisierbar. Zum Teil finden Verdunstungsschreiber Anwendung.

Manche Verdunstungskessel sind unterhalb des Randes mit einem Überlauf ausgestattet. Übersteigt der Wassergewinn durch Niederschläge den Verdunstungsverlust, tritt dieser bei Erreichen einer bestimmten Spiegelhöhe in Funktion. Das überschüssige Wasser wird in einem Messbecher aufgefangen und registriert. Das unkontrollierte Überlaufen des Kessels über den Rand und die damit verbundene Störung der Messung werden so vermieden.

Die Höhe der Verdunstung zwischen zwei Beobachtungsterminen ergibt sich als Differenz aus Wasserstandsänderung und Niederschlag. Im Allgemeinen werden die Messungen zu 1 - 3 Terminen am Tag vorgenommen. Ein wesentlicher Nachteil der Floßverdunstungsmessungen gegenüber Berechnungen aus dem Wasser- und Wärmehaushalt besteht darin, dass nicht die Verdunstung des Sees, sondern lediglich an einem Punkt seiner Oberfläche ermittelt wird. Die Übertragbarkeit der gewonnenen Werte auf das gesamte Gewässer ist somit problematisch. Wünschenswerte Referenzmessungen an verschiedenen Punkten der Seefläche müssen in der Regel aus Kostengründen unterbleiben. Daher sollte ein möglichst repräsentativer Standort gewählt werden. Bei seiner Festlegung müssen die morphometrischen, thermischen und hydrodynamischen Verhältnisse des Gewässers, seine Windexposition, die vorherrschenden Windrichtungen und weitere lokale Gegebenheiten berücksichtigt werden. In einer Reihe von Untersuchungen befand sich das Floß in einiger Entfernung vor den Uferstützpunkten der ausführenden Institutionen. Ein nicht zu unterschätzender, Kompromisse fordernder Faktor der Standortwahl für Floßverdunstungsanlagen ist also auch deren Erreichbarkeit, insbesondere bei widrigen Witterungsverhältnissen. Der Nachteil einer Punktmessung der Verdunstung ist zwar vorhanden, letztlich besteht die Problematik aber, berücksichtigt man die räumliche und zeitliche Variabilität prozess- und zustandsbeschreibender Größen, generell bei meteorologischen Messungen.

Da der im Kessel befindliche Wasserkörper gegenüber dem Gewässer isoliert ist, hat er einen relativ eigenständigen Wärmehaushalt. Dies wirkt sich auf die Höhe und das zeitliche Verhalten

der Evaporation aus. Sowohl die Erwärmung des Wassers im Kessel als auch dessen Abkühlung erfolgen schneller als im See. Im Tagesgang weisen die Temperaturen eine größere Amplitude auf. Die Erhöhung der Verdunstung durch Überhitzung des Wassers im Kessel an sonnenreichen Tagen ist dabei bedeutender als ihre Verringerung durch stärkere Abkühlung in den Nacht- und Morgenstunden. Die aus den Messungen abgeleiteten Verdunstungshöhen liegen damit etwas zu hoch. Dieser systematische Fehler ist, wenn die Temperaturdifferenzen aufgezeichnet werden, mit Hilfe empirischer Beziehungen abschätzbar. Untersuchungen des Tagesganges der Evaporation müssen dementsprechend korrigiert bzw. unter Beachtung dieser Problematik interpretiert werden.

Bei der Fertigung der Kessel finden Materialien Verwendung, die gute Wärmeleiteigenschaften aufweisen, insbesondere Kupfer- und Eisenbleche. Die Temperaturdifferenzen zwischen dem See und dem Kessel bleiben daher meist klein. Lediglich bei rascher Erwärmung und Abkühlung sind deutliche Unterschiede messbar.

Die Verdunstungskessel werden bis dicht unter den Rand mit Wasser gefüllt, der innere Wasserspiegel entspricht in der Höhe etwa dem äußeren des untersuchten Gewässers. Das Überstehen des Randes wie auch die Lage des Kessels innerhalb der Floßkonstruktion führen zu einer Veränderung der Luftbewegung über der Wasserfläche des Messgerätes im Vergleich zur freien Seefläche. Im "Lee" des Randes treten kleinere Bereiche mit verringertem Luftaustausch sowie Verwirbelungen auf. Diese Randeffekte verlieren sich mit zunehmender Gerätegröße. Da man die Beeinflussung der Luftbewegung für alle Windrichtungen gleich groß halten möchte, werden runde Kessel eingesetzt. Der verdunstungsmindernde Randeffekt nimmt mit abnehmender Füllhöhe, also wachsendem Abstand zwischen Kesselrand und Wasserspiegel zu. Dieser Zusammenhang wurde von BINDEMANN (1921) mit Hilfe der Gleichung 4.2-1 beschrieben:

$$(4.2-1) \quad E_p = E (h_o / [h_o + h])^p$$

Darin sind E_p die Geräteverdunstung, E die Verdunstung der freien Wasserfläche, h die Füllhöhe unter dem Rand sowie h_o und p empirisch zu bestimmende, gerätespezifische Konstanten. Für einen bis zum Rand gefüllten Kessel ($h = 0$) entspricht die gemessene der unbeeinflussten Evaporation freier Wasserflächen. Mit größer werdendem Abstand zwischen dem Rand und dem Wasserspiegel ($h > 0$) nimmt die turbulente Luftbewegung und damit der Austausch wasserdampfgesättigter bzw. relativ feuchter gegen trockene Luft ab, die Verdunstungsgeschwindigkeit sinkt. Um den geschilderten Randeffekt klein zu halten, taucht man die Verdunstungskessel weit in das Gewässer hinein. Daraus resultiert die Gefahr der Messwertverfälschung durch das Hineinschwappen von Wasser in das Gerät. Der Floßkonstruktion kommt daher auch eine wellenbrechende Funktion zu. Zusätzlich werden oftmals mehrere Kessel auf einem Floß betrieben. Durch Vergleich der Einzelwerte können fehlerhafte Messergebnisse besser erkannt und verworfen werden. Kontinuierlich arbeitende

Pegelschreiber erleichtern das Erkennen von Störungen durch hinein- oder hinausgeschwapptes Wasser.

Tab. 4-2: Fehlerquellen der Verdunstungsbestimmung mit Kesselanlagen und Möglichkeiten der Reduktion des Fehlereinflusses n. DARNHOFER (1971)

I. Fehlmessungen des Wasserstandes
I.1 durch biologische Einflüsse: Algenentwicklungen im Wasser der Kessel oder an den Kesselwandungen können den Wärmehaushalt der Wannens verfälschen, Tiere stören durch Eindringen die Wasserbilanz der Kessel (Gegenmaßnahmen: Verhinderung oder Verminderung des Algenwachstums durch Stoffzugabe; Maschengitter über dem Kessel etc.)
I.2 durch Niederschlag: Herausspritzen von Niederschlägen aus der Wanne (je nach Intensität des Niederschlagsereignisses und Füllhöhe des Kessels) (Verwerfen der Werte oder Korrektur durch Parallelmessungen mit mehreren Wannens, empirischen Ableitungen etc.), auch Niederschlagsgewinn durch Taufall möglich
I.3 durch Wellenschlag: Hineinschwappen von Wasser verzerrt Wasserbilanz der Geräte (wellenbrechende Funktion der Floßkonstruktion, Verwerfen von Werten)
I.4 durch die Messung an sich: Genauigkeit der Kesselmessung liegt nach übereinstimmenden Angaben verschiedener Autoren bei etwa 0,1 mm, bei Messung zu verschiedenen Terminen am Tag bzw. stark veränderter Lufttemperatur ist die Dichteänderung des Wassers infolge Erwärmung oder Abkühlung zu beachten
II. Unterschiede der meteorologischen Parameter zwischen Wannens- und Seeoberfläche
II.1 Art der Wanne: Durchmesser, Tiefe und Farbe der Wanne haben Einfluss auf die Erwärmung des Wassers im Messgerät und die mikrometeorologischen Verhältnisse über diesem, das Kesselmaterial beeinflusst den Wärmeaustausch zwischen den Wasserkörpern der Wanne und des Sees (durch entsprechende Auslegung der Wanne sind ungestörte und vergleichbare Verhältnisse zu gewährleisten)
II.2 Aufstellungsort der Wanne: die Exposition der Wanne gegenüber dem Wasserkörper des Sees ist zu beachten, hier sollten möglichst keine oder nur geringe Unterschiede und Störungen der Verhältnisse bestehen, wichtig ist auch die Exposition der Geräte zur Messung meteorologischer Größen, insbesondere die notwendige Bestimmung der Niederschlags Höhen

Aufgrund der Gefahr dieser Messwertverfälschung kann man die Größe der Kessel nicht beliebig steigern. Als günstiger Kompromiss, auch im Hinblick auf den Randeffect, haben sich Geräte mit einer Oberfläche von 2000 cm² erwiesen.

Im Sinne möglichst realer, wenig beeinflusster Verdunstungswerte nimmt man einen gewissen Anteil von Ausfällen in Kauf und taucht die Geräte weitestmöglich ein. Fehlende Verdunstungshöhen werden dann über geräte- und gewässerspezifische empirische Beziehungen (vgl. Abschnitt 4.6) berechnet. Seen und Fließgewässer, die aufgrund ihrer Größe und Beckengestalt sowie verkehrsbedingt einen stärkeren Wellengang aufweisen, eignen sich weniger für die Durchführung der Messungen. Auch mögliche Störungen durch Badende sind zu berücksichtigen.

sichtigen.

Ähnliche Probleme bereiten Starkregenfälle, bei denen Wasser sowohl in die Kessel hinein- als auch hinausspritzen kann. Zusätzlich werden durch Böen oftmals größere Abweichungen zwischen den Niederschlagsmengen im Regenschirm und im Kessel verursacht, die zu Fehlinterpretationen führen können. Im Zweifelsfall müssen auch hier Messwerte verworfen und durch empirisch berechnete Verdunstungshöhen ersetzt werden.

Der Einsatz schwimmender Verdunstungskessel im Winter bringt, insbesondere bei Gefrieren der zu untersuchenden Gewässer einige Schwierigkeiten mit sich. Hier spielen mögliche Beschädigungen der Anlagen ebenso eine Rolle wie auch ihre Erreichbarkeit in Zeiten, in denen zwar eine Eisbedeckung vorhanden, diese aber nicht tragfähig ist. Feste Niederschläge werden aus den flachen Kesseln oftmals durch den Wind ausgeblasen, so dass fehlerhafte Messungen an Häufigkeit zunehmen. Die absoluten Höhen der Evaporation eis- und schneebedeckter, aber auch freier Wasserflächen sind im Winter sehr gering. In Norddeutschland beträgt die tägliche Verdunstungsrate im Januar ca. 0,3 - 0,4 mm (nach RICHTER [1984], abgeleitet aus Daten der Station Potsdam im Bezugszeitraum 1951 - 1975). Einerseits treten daher messtechnische Probleme ihrer Erfassung auf und andererseits wird die Übernahme von Messungen, die am Ufer durchgeführt wurden, möglich. Die Untersuchungen auf den Seen werden aus diesen Gründen im Winter meist für einige Monate eingestellt.

Insgesamt lassen sich die genannten, systembedingten Fehler von Flossverdunstungskesselmessungen durch einen geeigneten Aufbau und Standort der Anlagen minimieren. In Kenntnis der lokalen Besonderheiten und der detaillierten methodischen Vergleichsuntersuchungen ist die Höhe systematischer Abweichungen von den wahren Verhältnissen gut abschätzbar.

Eine Vielzahl von Untersuchungen wurde mit schwimmenden Verdunstungskesseln durchgeführt. Aus dem deutschsprachigen Raum sind folgende Beispiele anzuführen:

Tab. 4-3: Verdunstungsbestimmung mit Floßverdunstungskesseln - Beispiele ausgewählter Untersuchungen

Objekt	Zeitraum der Untersuchung	Autor / Quelle
Grimnitzsee (Brandenburg)	1902 - 1913	BINDEMANN (1921)
Mittellandkanal	1925 - 1927	FRIEDRICH (1930)
Steiner See b. Münster	1959 (einzelne Tage)	BROCKAMP & WENNER (1963)
Stechlinsee (Brandenburg)	1958 - 1975	RICHTER (1965, 1977)
Neusiedler See (Österreich/ Ungarn)	1967 - 1970	NEUWIRTH (1973 A, B)

4.2.2 Messungen mit Landverdunstungskesseln

In verschiedenen Ländern und Staatengemeinschaften wurden unterschiedliche konstruktive Varianten der Verdunstungskessel entwickelt. Die gebräuchlichsten Typen, wie die amerikanische Class-A-Wanne, der russische GGI - 3000 und der 20 m² - Kessel wurden auch von der WMO (z. B. WMO 1966) als Standardgeräte beschrieben und empfohlen.

Die amerikanische Class-A-Wanne (Class-A-Pan) ist ein runder Verdunstungsbehälter mit einem Durchmesser von 1,21 m, einer Wasseroberfläche von ca. 1,15 m² und einer Tiefe von 25,5 cm. Sie besteht aus galvanisiertem Eisenblech und wird auf einem Holzgitter montiert, so dass die Luft an der Unterseite zirkulieren kann. In der Regel wird die Class-A-Wanne bis 3 cm unter den Rand mit Wasser gefüllt. Neben dem Standardgerät wird mit verschiedenen Modifikationen gearbeitet.

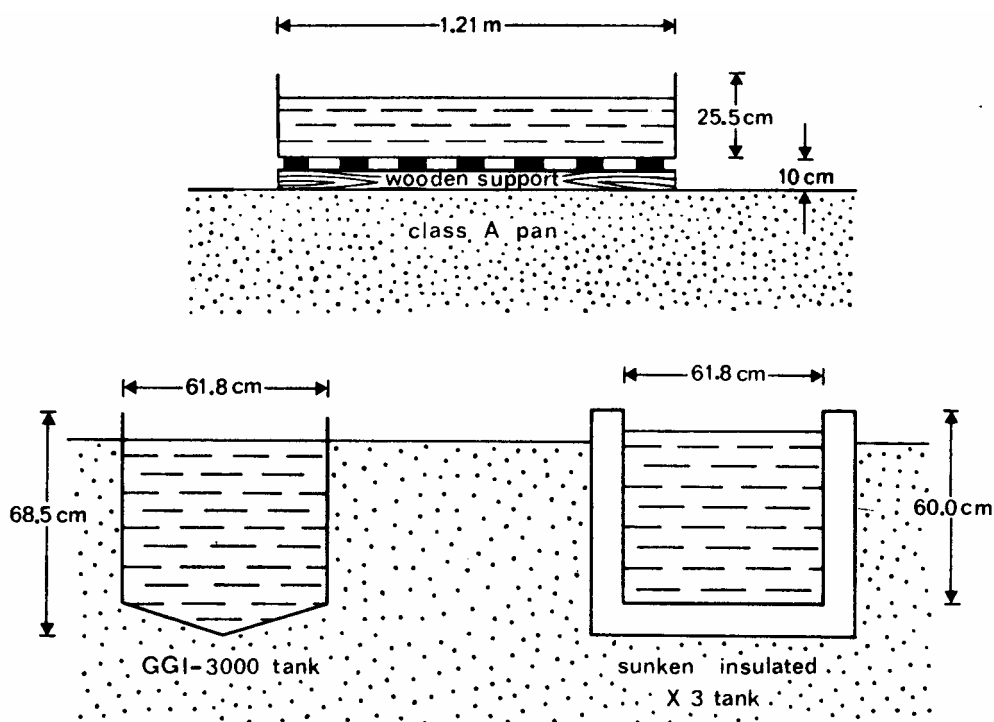


Abb. 4-2, 4-3, 4-4: Class-a-Pan, GGI-3000, Sunken-insulated (aus: FERGUSON & ZNAMENSKY 1981 [UNESCO])

Der in der ehemaligen Sowjetunion entwickelte GGI - 3000 ist ein zylindrischer Behälter mit konischer Basis, der in den Boden eingelassen wird. Der Rand der Wanne ragt 7,5 cm aus der Erdoberfläche heraus, der Wasserspiegel befindet sich zum Zeitpunkt der Befüllung auf gleicher

Höhe mit dem Boden. Das Gerät hat eine Oberfläche von 3000 cm^2 . An der tiefsten Stelle in der Mitte des Gerätes ist die Wasserschicht $68,5 \text{ cm}$ mächtig. Zum Teil werden sie auch als schwimmende Wannen (Floßverdunstungskessel) eingesetzt, so beispielsweise am Neusiedler See (NEUWIRTH 1971).

Das 20 m^2 - Evaporimeter hat eine zylindrische Form mit einem Durchmesser von etwas mehr als 5 m . Wie der GGI - 3000 ist er in den Boden eingesenkt und ragt mit seinem Rand $7,5 \text{ cm}$ aus diesem heraus. Die Füllung erfolgt auch hier bis auf das Niveau des Bodens.

Weitere Evaporimetertypen wurden von der WMO (1966) zusammenfassend dargestellt. Zum Zwecke der Vergleichbarkeit der Werte wurden vielfach parallele Messungen mit verschiedenen Kesseltypen vorgenommen. Dabei kam RICHTER (1975) in mehrjährigen Untersuchungen der oben näher beschriebenen Evaporimeter zu dem Ergebnis, dass der 20 m^2 große Kessel mit Abstand die geringsten Verdunstungswerte, gefolgt vom GGI - 3000 und der Class-A-Wanne, aufweist. Die mittleren Verdunstungswerte für die hydrologischen Sommerhalbjahre von 1968 - 1972 variieren etwa im Verhältnis $1 : 1,17 : 1,22$. Diese Relationen waren in den einzelnen Jahren relativ konstant und spiegeln daher vor allem gerätespezifische Unterschiede wieder. KOHLER (1954) gibt eine umfassende Übersicht der "Pan to pan-" und "Pan to lake-" Koeffizienten aus der damaligen amerikanischen Literatur. Diese bezieht sich vor allem auf die Class-A-, die BPI-Sunken- und die Colorado-Sunken-Pfanne.

Im Gegensatz zu schwimmenden Kesseln befinden sich Evaporimeter, die am Ufer eines Gewässers oder auf dem Messfeld einer nahegelegenen meteorologischen Station betrieben werden, in einer relativ trockenen Umgebung. Die Verdunstung der Geräte wird daher in starkem Maße von den meteorologischen Bedingungen dieser Umgebung bestimmt. In der turbulent durchmischten Luftschicht wenige Dezimeter bis Meter über dem Kessel nimmt der Dampfdruck stärker ab, als über einer größeren, einheitlichen, wassergesättigten Oberfläche. Einen großen Einfluss auf die Verdunstung haben aber vor allem die Verhältnisse im unmittelbaren Kontakt zwischen Unterlage und Atmosphäre. Über der Wasserfläche befindet sich die nur wenige Millimeter dünne, wasserdampfgesättigte, laminare Grenzschicht (vgl. Abschnitt 3). Sie übt einen hohen Verdunstungswiderstand aus, da in ihr der Feuchtetransport ausschließlich durch molekulare Diffusion, also mit sehr geringer Geschwindigkeit erfolgt. Der Luftaustausch in dieser Grenzschicht ist im Wesentlichen von der Intensität der Bewegung der überstehenden Luft und der Stabilität ihrer Schichtung abhängig. Bei größeren Temperatur- und Dichtegradienten ist dieser Austausch intensiver. Indirekt besteht damit ein Zusammenhang zur Ausdehnung einer Unterlage. Je größer die Oberfläche eines Körpers, desto größer ist die Schichtdicke der laminaren Grenzschicht. Über kleineren Flächen bildet sich eine dünnere Schicht aus, die wesentlich schneller ausgetauscht wird und dadurch weniger verdunstungshemmend wirkt. Evaporimeter weisen daher im Vergleich zu Seeflächen erheblich höhere Verdunstungswerte auf. Die geschilderten Phänomene sind zusammengehörig und

werden als "Oaseneffekt" bezeichnet.

In gleicher Weise wirkt sich die veränderte Windexposition der Evaporimeter aus. Bei Aufstellung am Seeufer oder auf einer Plattform befinden sich die Geräte einige Dezimeter bis wenige Meter über dem Wasserspiegel. Der Austausch der Luft, sowohl im Bereich der laminaren Grenzschicht als auch darüber, wird durch die im Mittel höheren Windintensitäten gefördert, die Verdunstung steigt.

Das Problem der Überhitzung des Wasserkörpers im Messgerät wurde bereits dargestellt. Die täglichen Schwankungen der Wassertemperatur im Verdunstungskessel sind im Vergleich zu einer freien Wasserfläche erheblich größer, insbesondere dann, wenn die Geräte isoliert auf dem Boden aufgestellt werden oder aber in diesen eingelassen sind. Dem entsprechen die Unterschiede im Tagesgang der Verdunstung eines Evaporimeters im Vergleich zu einer freien Wasserfläche. Von der Zentralanstalt für Meteorologie Österreichs wurden daher in der Untersuchung der Verdunstungsverhältnisse am Neusiedler See gespülte Class-A-Wannen eingesetzt, deren Behälter jeweils in einen zweiten größeren eingelassen sind. In dem Zwischenraum zirkuliert hineingepumptes Seewasser, wodurch die Temperatur des Evaporimeters der des Sees angeglichen wird und eine nur geringfügig größere Amplitude aufweist (NEUWIRTH 1971). Es handelt sich damit um eine Lösung, die technisch zwischen den schwimmenden und den Landverdunstungskesseln steht.

Unter Verwendung der Evaporimeterdaten lassen sich die Verdunstungshöhen von Seeoberflächen mit Hilfe der Gleichung 4.2-2 abschätzen.

$$(4.2-2) \quad E = c_e * E_p$$

Dabei ist E die Verdunstung von der Seefläche, E_p die Verdunstung vom Evaporimeter und c_e ein empirisch ermittelter Evaporimeterkoeffizient. Meist wird c_e als gerätespezifische Konstante bezeichnet, aber eigentlich ist dieser Parameter umfassender. Er berücksichtigt als Verhältniszahl neben den Gerätemerkmalen auch verdunstungsrelevante Charakteristika der Gewässerhydrographie und des Klimas. Die in der Literatur (u. a. WMO 1966, FERGUSON & ZNAMENSKY 1981a) angegebenen Evaporimeterkoeffizienten von 0,8 ($\pm 0,1$) für den russischen Kesseltyp GGI - 3000 und 0,7 ($\pm 0,1$) für die amerikanische Class-A-Wanne sind daher als grobe Richtwerte unter der Voraussetzung mittlerer Verhältnisse zu werten.

Von GRAY (1970) wurden regionale Variationen der Evaporimeterkoeffizienten für verschiedene Klimaregionen vorgeschlagen. In ariden Klimaten sind sie etwas niedriger anzusetzen, unter humiden Bedingungen dagegen etwas höher.

Das Verfahren ist geeignet, Abschätzungen der Jahressummen der Verdunstung stehender Gewässer vorzunehmen. Will man die innerjährliche Variabilität der Verdunstung erfassen,

sollte c_e auch für einzelne Zeiträume des Jahres differenziert werden (NORDENSON 1963).

In Kenntnis der Dampfdruckgradienten über dem See und dem Evaporimeter läßt sich die Gleichung 4.2-2 verbessern (WEBB 1966). Die Grundlage bildet dabei die Beziehung von DALTON (1802), der den Zusammenhang zwischen der Verdunstung einer wassergesättigten Oberfläche und der Abnahme des Dampfdruckes in der darüber befindlichen Luft in folgender Form darstellte:

$$(4.2-3) \quad E = c * (E_0 - e_L)$$

mit: c ... Konstante / Proportionalitätsfaktor.

Dabei wird davon ausgegangen, dass die direkt der Wasserfläche auflagernde Luft die gleiche Temperatur wie die Wasseroberfläche aufweist und mit Wasserdampf gesättigt ist. Der Sättigungsdampfdruck (E_0) lässt sich dann in Kenntnis der Wassertemperatur leicht berechnen (Abschnitt 5.2). Mit e_L wird der in der Höhe z ermittelte Dampfdruck berücksichtigt. Die Beziehung von DALTON ist sowohl für Gewässeroberflächen, als auch für Evaporimeter anwendbar. Durch Einsatz in die Gleichung 4.2-2 ergibt sich daher:

$$(4.2-4) \quad E = c_e' * ([E_0 - e_L] / [E_{0P} - e_L]) * E_p,$$

Dabei gehen mit c_e' ein Evaporimeterkoeffizient (hier primär eine Gerätekonstante, die nur sekundär von den Gewässereigenschaften abhängig ist), mit E_0 der Sättigungsdampfdruck bei Seeoberflächentemperatur und mit E_{0P} der Sättigungsdampfdruck entsprechend der Oberflächentemperatur des Evaporimeters ein. Bei E_0 , E_{0P} und e_L handelt es sich dabei um mittlere Werte des Bilanzzeitraumes. Die Gleichsetzung des Dampfdruckes über dem See und dem Verdunstungskessel kann nach WEBB (1966) allerdings nur vorgenommen werden, wenn die Bezugshöhe z für die Berechnung der Dampfdruckgradienten mindestens 4 m beträgt und die Seefläche nicht übermäßig groß ist. Sind diese Voraussetzungen nicht erfüllt, werden gesonderte Messungen über dem See und der Verdunstungspfanne erforderlich.

Für den Hefner-Stausee im amerikanischen Bundesstaat Oklahoma berechnete WEBB (1966) auf diese Weise c_e' mit 1,50. Dabei wurden ausschließlich nachmittägliche (14^oUhr - Werte) Temperatur- und Luftfeuchtemessungen in die Berechnung der Dampfdruckgradienten einbezogen. Die Eichung erfolgte an Tageswerten der Verdunstung, die aus der Wärmebilanz des Gewässers berechnet wurden.

Berücksichtigt man den Windeinfluss, lässt sich der Evaporimeterkoeffizient c_e' in der Gleichung 4.2-4 durch die Windfunktion $f(u)$, mit u als mittlerer Windstärke ersetzen. In der regressionsanalytischen Anpassung ergibt sich für $f(u)$ eine Gleichung der Form

$$(4.2-5) \quad f(u) = a + b * u^c,$$

mit a, b und c als empirischen Konstanten, die sowohl den Einfluss der Windverhältnisse als auch relevante Geräte- und Gewässereigenschaften berücksichtigen. Durch Einsatz in 4.2-4 ergibt sich:

$$(4.2-6) \quad E_L = (a + b * u^c) * ([E_0 - e_L] / [E_{0p} - e_L]) * E_p.$$

Die Windfunktion kann dabei auch in komplexeren mathematischen Ausdrücken berücksichtigt werden. Die Gleichungen 4.2-5 und 4.2-6 eignen sich zur Ermittlung von Tages-, Wochen- oder Dekadenmittelwerten der Evaporation. Sie entsprechen im kausalen und rechnerischen Ansatz den in Abschnitt 4.6.1 dargestellten Massentransportgleichungen.

4.3 Ermittlung der Verdunstung aus dem Wasserhaushalt

Die Verdunstung von der Oberfläche eines stehenden Gewässers lässt sich mit Hilfe der Wasserhaushaltsgleichung für beliebige Zeiträume berechnen:

$$(4.3-1) \quad E = Z_o + Z_u + N + \Delta S - A_o - A_u$$

mit: ΔS ... Speicherinhaltsänderung,
 Z_o, Z_u ... Zufluss (ober- [o] und unterirdisch [u]),
 N ... Niederschlag
 und A_o, A_u ... Abfluss (ober- und unterirdisch).

Voraussetzung ist, dass alle anderen Teilgrößen der Wasserbilanz in hinreichender Genauigkeit bekannt sind. Treten im Bilanzzeitraum größere Temperaturänderungen auf, so ist die veränderte Dichte des Wassers bei der Bestimmung der Teilvolumina zu berücksichtigen. Dies gilt insbesondere für Untersuchungen im Frühjahr und Herbst. Generell sind auch unterschiedliche Temperaturen von Zu- und Abflüssen zu beachten.

Die Bestimmung des unterirdischen Wasseraustausches (Z_u, A_u) bereitet in der praktischen Anwendung der Wasserbilanzmethode die größten Schwierigkeiten, da er sich der Beobachtung und damit der Quantifizierung weitestgehend entzieht. Strenggenommen ist die Methode daher nur bei den Seen sicher anwendbar, in deren Wasserbilanz der Zu- und Abstrom unterirdischen

Wassers keine oder eine nur sehr unbedeutende Rolle spielt. Dies kann durch hydrogeologische und diverse Spezialuntersuchungen (z. B. Markierungsversuche) belegt werden.

Je nach der Dynamik des Abflussgeschehens müssen Durchflussbeobachtungen an allen wichtigen Zuflüssen eines zu untersuchenden Sees sowie an seinem Abfluss in möglichst großer zeitlicher Dichte durchgeführt werden. Die räumliche Variabilität der Niederschlagsverhältnisse über der gesamten Wasserfläche ist durch Messungen an mehreren Standorten oder aber über geeignete Interpolationsverfahren zu ermitteln und auf die Gesamtfläche des Sees hochzurechnen.

Treten Wasserstandsänderungen im Bilanzzeitraum auf, muss die beckengestaltsabhängige Veränderung des Volumens bestimmt werden. Bei größeren Variationen der Wasserspiegelhöhe sollten Füllkurven (Wasserstands - Volumen - Beziehungen) erstellt werden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass mit den Spiegelschwankungen im Gewässer auch Speicheränderungen in klüftigen oder porösen Gesteinen der Beckenumrandung und des seenahen Einzugsgebietes einhergehen. Diese können je nach den hydrogeologischen Bedingungen erhebliche Ausmaße erreichen (WMO 1966). In Zeiten mit ansteigendem Wasserspiegel wird die Verdunstung bei fehlender Berücksichtigung dieser Speicheränderung überschätzt, in Phasen mit fallenden Wasserständen werden dagegen zu geringe Werte ermittelt.

Wird die Verdunstung als Restglied der Wasserbilanz berechnet, müssen neben der Messbarkeit einzelner Teilgrößen auch die möglichen bzw. wahrscheinlichen Fehler ihrer Bestimmung im Rahmen einer Sensitivitätsanalyse beachtet werden. Ein relativ kleiner Fehler in einer unabhängig ermittelten Größe kann in der Bestimmung der Verdunstung als abhängiger Variable große Abweichungen von den tatsächlichen Verhältnissen bewirken. Für den Roosevelt - Stausee am Columbia - River in den USA wurde geschätzt, dass der Abfluss bis auf etwa $\pm 5\%$ genau mess-technisch bestimmt werden kann. Diese Fehlerspanne entspricht einer Wassermenge, die, bezogen auf das Jahr, etwa 10mal so groß ist wie die zu erwartende Verdunstung (WMO 1966). Deren Berechnung aus der Wasserbilanz verbietet sich damit von selbst. Die möglichen Fehler bei der Bestimmung der anderen Bilanzgrößen des Wasserhaushaltes liegen im Vergleich zur Abflussmessung meist erheblich höher. Isotopenhydrologische Methoden können zur Ergänzung der Verdunstungsberechnung aus der Wasserbilanz oder zur Verifikation der Ermittlung einzelner Wasserhaushaltselemente, insbesondere des unterirdischen Zu- und Abflusses, eingesetzt werden.

In Tabelle 4-4 wird die Ermittlung der Wasserflächenverdunstung aus der Wasserbilanz exemplarisch für den Lake Pretty, der sich im Nordosten des amerikanischen Bundesstaates Indiana befindet, dargestellt.

Tab. 4-4: Lake Pretty (Indiana, USA) - Wasserbilanz für ausgewählte Zeiträume im Jahr 1963 (in mm) (n. FICKE, 1972)

Zeitraum	Niederschlag	Zufluß	Abfluß *	Speicheränderung	Thermische Ausdehnung	Verdunstung Periode *	Verdunstung Täglich *
02.07.-10.07.	0	0,7	0	-54,9	1,2	-56,8	-7,43
10.07.-17.07.	86,6	1	0	64	-1,5	-22,1	-3,01
17.07.-24.07.	30,7	1,2	1,3	9,1	1,5	-23	-3,27
24.07.-07.08.	91,2	5,3	5,9	42,7	-0,3	-47,6	-3,43
07.08.-21.08.	8,6	2,2	5,5	-54,9	-1,8	-58,4	-4,14
21.08.-18.09.	14,2	1,7	0	-79,2	-1,2	-93,9	-3,13
18.09.-01.10.	16,8	0,3	0	-36,6	-1,8	-51,9	-3,96
01.10.-19.10.	2,8	0	0	-39,6	-0,6	-41,8	-2,33
19.10.-02.11.	18,8	0,5	0	-21,3	-2,4	-38,2	-2,16
02.11.-16.11.	15,5	0,4	0	-9,1	-2,4	-22,6	-1,61
16.11.-03.12.	27,9	0,7	0	1,5	-0,9	-26,2	-1,54

* Die Verlustgrößen der Wasserbilanz werden mit negativem Vorzeichen dargestellt.

4.4 Berechnung der Verdunstung aus dem Wärmehaushalt

Die Verdunstung von den Oberflächen stehender Gewässer lässt sich, ähnlich der skizzierten Ermittlung aus der Wasserbilanz, als Restglied des Energiehaushaltes berechnen. Bedingung ist, dass alle anderen Größen in der Wärmebilanzgleichung (4.4-1) bekannt sind. Lassen die spezifischen Verhältnisse eines Sees die messtechnische Erfassung der einzelnen Teiglieder dieser Bilanz zu, so können mit dieser Methode genaue Verdunstungswerte ermittelt werden. Da sich ein Teil des Energieumsatzes über den Austausch von Wasser vollzieht, ist auch die exakte Kenntnis der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten unabdingbar. Die dabei bestehenden Probleme und Einschränkungen wurden bereits dargestellt. Die Möglichkeit und Notwendigkeit der gegenseitigen Validierung und Eichung der mit beiden Methoden gewonnenen Verdunstungswerte liegt auf der Hand.

Bei der Messung weiterer Grundgrößen ist die räumliche Variabilität der thermischen Bedingungen und des Strahlungsklimas im Gewässer bzw. an der Wasseroberfläche als Bezugsebene zu beachten. Hier bereitet die Auswahl geeigneter Messpunkte Schwierigkeiten. Aufgrund des großen messtechnischen Aufwandes ist die Verdunstungsberechnung aus der Wärmebilanz speziellen Untersuchungen vorbehalten. Die Methode wird daher insbesondere auch zur Eichung weniger exakter, aber praktikabler Ansätze der Verdunstungsbestimmung eingesetzt.

Berechnungen der Evaporation aus dem Wärmehaushalt wurden vielfach vorgenommen. Einige Beispiele werden in Tabelle 4-5 aufgeführt.

Tab. 4-5: Untersuchungen zur Verdunstungsbestimmung aus der Wärmebilanz - Beispiele

Objekt	Zeitraum der Untersuchung	Autor / Quelle
Lake Hefner (Oklahoma, USA) (Stausee)	1950 - 1951	ANDERSON (1954)
Lake Mead (Nevada / Arizona, USA) (Stausee)	1950 - 1953	HARBECK ET AL. (1958)
Lake Pretty (Indiana, USA)	1963 - 1965	FICKE (1972)
Obere Seen (Mecklenburg)	1958 - 1967 (Wärmebilanz / empirische Beziehungen)	RICHTER (1969)
Stechlinsee (Brandenburg)	1959 - 1961	RICHTER (1965)
Balaton (Ungarn)	1928 - 1958 (Wärmebilanz / empirische Beziehungen)	SZESZTAY (1967)

Die Wärmebilanzgleichung für stehende Gewässer lautet (HARBECK ET AL. 1959, WMO 1966; MATTHES & UBELL 1983 u. a.):

(4.4-1)	Q_x	=	$Q - Q_E - Q_L - Q_W + Q_V + Q_P$
mit:	Q_x	...	Wärmeumsatz bzw. -inhaltsänderung im Wasserkörper,
	Q	...	Nettostrahlung bzw. Strahlungsbilanz an der Seeoberfläche,
	Q_E	...	latente Wärme im Wasserdampfstrom (Verdunstungswärme),
	Q_L	...	Wärmeaustausch bzw. Strom fühlbarer Wärme,
	Q_V	...	advektiv zugeführte Energie bzw. laterale Wärmeströme durch seitliche Bezugsflächen, insbesondere Wärmeströme in Zu- und Abflüssen,
	Q_W	...	Energie, die durch Advektion der verdunsteten Wassermengen weg- geführt wird
sowie	Q_P	...	Niederschlagswärmestrom.

Q_V und Q_P erreichen oftmals negative Werte. Die Angaben erfolgen üblicherweise in $J \cdot cm^{-2} \cdot d^{-1}$, in älteren Darstellungen auch in $cal \cdot cm^{-2} \cdot d^{-1}$ (1 cal = 4,1868 J, 1 J = 1 Nm = 1 $m^2 \cdot kg \cdot s^{-2}$ = 1 Ws).

Der **Wärmeumsatz (Q_x)** berechnet sich aus der spezifischen Wärme des Wassers als konstanter Größe und den Wasservolumina zum Beginn und zum Ende des Bilanzzeitraumes sowie deren Eigenschaften:

(4.4-2)	Q_x	=	$c \cdot (\rho_1 \cdot V_1 \cdot [t_1 - t_R] - \rho_2 \cdot V_2 \cdot [t_2 - t_R])$,
mit:	c	...	spezifische Wärme des Wassers,
	ρ_1, ρ_2	...	Dichte des Wassers bei t_1, t_2 ,
	V_1, V_2	...	Wasservolumina zum Beginn und zum Ende des Bilanzzeitraumes,
	t_1, t_2	...	mittlere Temperatur des Wasserkörpers (volumengewichtet) jeweils zum Anfang und Ende des betrachteten Zeitraumes,
und	t_R	...	Referenztemperatur (i. d. R. 0°C).

Aus den Strahlungsbilanzen im kurzwelligen (Q_k) und im langwelligen Bereich (Q_l) läßt sich die Nettostrahlung (Q) bestimmen:

$$(4.4-3) \quad Q = Q_k - Q_l .$$

Der **Strahlungssaldo im kurzwelligen Bereich** ergibt sich entsprechend

$$(4.4-4) \quad Q_k = Q_G (1 - a)$$

aus der Globalstrahlung (Q_G), als Summe aus direkter Sonneneinstrahlung und diffusem Him-

melslicht abzüglich des reflektierten Anteiles der eintreffenden Strahlung. Die Globalstrahlung wird mit Pyranometern gemessen. Bei fehlenden Messungen werden zumeist Berechnungen mit Hilfe empirischer Gleichungen vorgenommen. Die Verfahren, die im Wesentlichen dem Ansatz von ÅNGSTRÖM (1924) (Gl. 5.3-1) folgen, werden detailliert im Abschnitt 5.3 behandelt. Der reflektierte Anteil der Globalstrahlung wird von der Albedo (a), dem Reflexionsvermögen der Wasseroberfläche bestimmt. Die Albedo ist als Quotient aus dem reflektierten Anteil (Q_{RK}) der kurzwelligigen Strahlung und der Globalstrahlung (Q_G) definiert:

$$(4.4-5) \quad a = 100 * Q_{RK} * Q_G^{-1} .$$

Das Reflexionsvermögen (a) ist von den Eigenschaften der bestrahlten Oberflächen und der Sonnenhöhe bzw. dem Einstrahlungswinkel abhängig. Angaben zum Reflexionsvermögen von Wasseroberflächen sind aufgrund der zeitlichen Variabilität beider Einflussfaktoren als Richtwerte zu betrachten. BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1996) gehen von folgenden durchschnittlichen Werten des Rückstrahlungsvermögens (in %) aus:

Oberflächen von Binnengewässern	5	-	15 %
See-Eis	30	-	40 %
Schnee, frisch	70	-	95 %
Altschnee	40	-	70 %

Für Wasseroberflächen gibt DIRMHIRN (1964) folgende Werte der Reflexion der kurzwelligigen Strahlung in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe an:

Tab. 4-6: Reflexion kurzwelliger Strahlung an Wasseroberflächen als Funktion der Sonnenhöhe (aus: DIRMHIRN 1964)

Sonnenhöhe (°)	2	5	10	15	20	25	30	40	50	60	70
reflektierter Anteil der kurzwelligigen Strahlung (%)	8 6	67	40	26	17	12	8,5	5	3	2,8	2,7

Die Vielfalt der Einflussgrößen sowie ihre zeitliche und räumliche Variabilität erschweren die messtechnische Erfassung und rechnerische Ermittlung des reflektierten Anteiles der Globalstrahlung.

Die **effektive Ausstrahlung bzw. der Strahlungssaldo im langwelligen Bereich (Q_l)** berechnet sich analog

(4.4-6) $Q_l = Q_A - Q_{GA} + Q_{rl}$

mit: Q_A ... langwellige Ausstrahlung des Wasserkörpers,
 Q_{GA} ... langwellige Einstrahlung der Atmosphäre bzw.
atmosphärische Gegenstrahlung und
 Q_{rl} ... Reflexion im langwelligen Bereich.

Nach STEFAN & BOLTZMANN ist die Emission langwelliger Strahlung von schwarzen Körpern in den Halbraum von der Oberflächentemperatur des Strahlers abhängig. In der Anwendung auf freie Wasseroberflächen, die allerdings nur näherungsweise als "schwarze Strahler" betrachtet werden können, ergibt sich:

(4.4-7) $Q_A = \epsilon \lambda * \sigma * (t_w + 273)^4.$

Dabei ist σ die STEFAN & BOLTZMANN - Konstante, t_w die Temperatur der Wasseroberfläche und $\epsilon \lambda$ das Emissionsvermögen des Wasserkörpers. $\epsilon \lambda$ beträgt für Wasser etwa 0,97 bis 0,99 (WMO 1966, BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

Die atmosphärische Gegenstrahlung (Q_{GA}) stellt den abwärts gerichteten Teil der langwelligen Ausstrahlung der freien Atmosphäre dar. Deren Erwärmung resultiert aus der Energieabsorption der natürlich vorhandenen und durch den Menschen emittierten Treibhausgase, insbesondere Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon, Distickstoffoxid und Methan, sowie durch Wolken.

Die atmosphärische Gegenstrahlung wird in Kenntnis der Lufttemperatur und des Dampfdruckes nach einem empirischen Ansatz von ÄNGSTRÖM (1916), der in der Folgezeit mehrfach modifiziert wurde, berechnet. Die Verfahren werden im Abschnitt 5.3 dargestellt. Die Messung der einfallenden infraroten Strahlung der Atmosphäre mit sogenannten Pyrogeometern oder durch Messung der Gesamt- und Globalstrahlung und Differenzbildung ist relativ störanfällig.

Der reflektierte Anteil der atmosphärischen Gegenstrahlung beträgt für ruhige Wasseroberflächen ca. 4 %, für See-Eis und frisch gefallenen Schnee etwa 1 % sowie für die Oberflächen von Altschnee ca. 2 % (BAUMGARTNER 1996).

Die **Verdunstungswärme (Q_E)** ist das Produkt aus der spezifischen Verdampfungswärme (r_v), einer temperaturabhängigen Größe, der verdunsteten Wassermenge (E) und der Dichte (ρ) des Wassers:

(4.4-8) $Q_E = r_v * E * \rho.$

Dabei wird die spezifische Verdampfungswärme des Wassers nach der Gleichung:

$$(4.4-9) \quad r_v = 2500,84 - 2,34 t_w \quad (\text{J} * \text{g}^{-1})$$

berechnet oder vereinfacht mit ca. $2450 \text{ J} * \text{g}^{-1}$ Wasser in Ansatz gebracht. Vernachlässigt man den relativ kleinen Fehler, kann die Dichte des Wassers mit $1 \text{ g} * \text{cm}^{-3}$ in Gleichung 4.4-8 eingesetzt werden.

Der **Strom fühlbarer Wärme (Q_L)** ergibt sich aus der Verdunstungswärme unter Berücksichtigung der spezifischen Bedingungen im Bereich der Wasseroberfläche und der auflagernden Luftschichten, die in dem BOWEN - Quotienten (R) zusammengefasst werden:

$$(4.4-10) \quad Q_L = R * Q_E.$$

Das BOWEN - Verhältnis (R), das Werte zwischen 0 und 1 annehmen kann, wurde von BOWEN (1926) definiert und berechnet sich entsprechend folgender Gleichung:

$$(4.4-11) \quad R = (Q_L / Q_E) = y * ([t_w - t_L] / [E_0 - e_L]) * p / 1000$$

mit: y ... Konstante (0,61),

p ... Luftdruck,

t_w ... Temperatur der Wasseroberfläche,

t_L ... Temperatur der Luft in der Bezugshöhe z ,

E_0 ... Sättigungsdampfdruck der Luft bei Wasseroberflächentemperatur

und e_L ... Dampfdruck der Luft in der Höhe z .

Mit dem Austausch von Wasser erfolgt ein Umsatz latent enthaltender Wärme. Dies wird berücksichtigt, in dem der Nettobetrag des Energieumsatzes mit den Zu- und Abflüssen sowie dem Niederschlag in Q_V und Q_P erfasst wird. Dabei bezieht man sich auf ein einheitliches Referenzniveau der Temperatur, aus Gründen der Vereinfachung meist auf 0°C . Auch bei der Verdunstung muss neben der Verdampfungswärme die Temperaturdifferenz zwischen dem verdunstenden Wasser und diesem Referenzniveau einbezogen werden. Die entsprechende Energiemenge (Q_W) wird advektiv weggeführt. Im Allgemeinen erreicht Q_W nur geringe Beträge. Nicht ganz klar ist, ob diese Energie nicht bereits in Q_L enthalten ist (WMO 1966).

Die Energie (Q_W), die durch Advektion der verdunstenden Wassermenge weggeführt wird, berechnet sich aus der Dichte (ρ), der spezifischen Wärme (c) des Wassers und der Differenz zwischen Wasseroberflächen- (t_w) und Referenztemperatur (t_R) sowie der Verdunstungshöhe (E) entsprechend:

$$(4.4-12) \quad Q_W = \rho * c * E * (t_w - t_R).$$

Die im jeweiligen Bilanzzeitraum **verdunstete Wassermenge (E)**, als gesuchte Größe ist in Q_E , Q_L und Q_W enthalten. In Zusammenfassung der Gleichungen 4.4-8, 4.4-10 und 4.4-12 ergibt sich

$$(4.4-13) \quad Q_E + Q_L + Q_W = \rho * r_V * E + R * \rho * r_V * E + \rho * c * E * (t_W - t_R)$$

oder:

$$(4.4-14) \quad Q_E + Q_L + Q_W = \rho * E (r_V * [1 + R] + c * [t_W - t_R]).$$

Durch Einsatz in 4.4-1 und Umstellung nach der Verdunstung (E) ergibt sich

$$(4.4-15) \quad E = (Q - Q_x + Q_V + Q_P) / \rho * (r_V * [1 + R] + c * [t_W - t_R]).$$

Der **Wärmestrom durch seitliche Bezugsflächen (Q_V)**, auch als advektiv zugeführte Energie bezeichnet, vollzieht sich hauptsächlich über den Zu- oder Abfluss von Wasser. Die Berechnung von Q_V erfolgt getrennt für die einzelnen Zu- und Abflüsse und wird dann zu einem Nettobetrag zusammengefasst. Für den einzelnen Zu- oder Abfluss (i) berechnet sich Q_V nach der Gleichung

$$(4.4-16) \quad Q_{Vi} = \rho_i * c_i * V_i * (t_i - t_R),$$

mit: V_i ... zu- oder abfließendes Wasservolumen in der betrachteten Zeiteinheit,

t_i ... Temperatur des Wassers

und t_R ... Referenztemperatur.

Für die Summe aller Zu- und Abflüsse lässt sich Q_V als Nettobetrag berechnen:

$$(4.4-17) \quad Q_V = \sum Q_{Vi} \quad (i = 1, \dots, n).$$

Der Niederschlagswärmestrom ist analog Gleichung 4.4-16 für die Einzelereignisse zu ermitteln und zusammenzufassen. Q_P und Q_V werden nur dann einbezogen, wenn der Wärmeumsatz über den Wasseraustausch erfassbar ist und Bedeutung für die Energiebilanz hat. Für den vorrangig grundwassergespeisten Stechlinsee in Nordostdeutschland ging RICHTER (1965) davon aus, dass der mittlere Wärmeverbrauch für die Erwärmung des einströmenden Grund-

und Niederschlagswassers bezogen auf die Seefläche etwa $8,4 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ beträgt und damit vernachlässigbar gering ist.

Der Wärmeaustausch am Beckenboden ist den lateralen Wärmeströmungen durch seitliche Bezugsflächen zugehörig oder wird als gesonderter Parameter "fühlbarer Wärmestrom am Beckenboden" berücksichtigt. Diese Art der Wärmeübertragung und die chemische Bindung von Sonnenenergie gehören zu einer vollständigen Wärmebilanz, können aber meist vernachlässigt werden. Gegebenenfalls sind Aufheizungen der untersuchten Gewässer durch Abwärme von Kraftwerken u.ä. bei der Berechnung (in Q_v) zu berücksichtigen. Siehe hierzu auch Abschnitt 6.4.

Die Wärmebilanz eines Sees für verschiedene Zeiträume wird exemplarisch in Tabelle 4-7 dargestellt.

Tab. 4-7: Lake Pretty (Indiana, USA) - Energiebilanz für ausgewählte Zeitabschnitte des Jahres 1963 (in $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) sowie die mit der Energiebilanzmethode berechnete Evaporation der freien Wasserfläche (in mm) (n. FICKE 1972)

Zeitraum	Q_G	Q_{RK}	Q_{GA}	Q_{HI}	Q_A	Q_V	Q_X	Q_E	Q_I	Q_W	E (mm)
05.04.-12.04.	485	33	522	16	709	-1	154	72	21	1	1,21
12.04.-20.04.	396	30	606	18	728	2	205	25	-3	0	0,43
20.04.-01.05.	339	27	592	18	747	-4	68	50	17	1	0,84
01.05.-11.05.	419	31	663	20	779	-1	236	15	-1	0	0,26
11.05.-01.06.	512	35	635	19	801	1	35	202	50	6	3,44
01.06.-06.06.	557	36	757	23	871	6	341	45	2	2	0,78
06.06.-19.06.	582	36	716	21	872	7	-16	346	32	14	5,93
19.06.-02.07.	663	39	736	22	908	0	99	286	32	13	4,92
02.07.-10.07.	648	39	729	22	908	0	-82	435	35	19	7,48
10.07.-17.07.	507	34	737	22	884	24	57	233	29	10	3,99
17.07.-24.07.	557	36	775	23	898	9	116	233	25	10	4,01
24.07.-07.08.	513	35	757	23	910	12	-8	265	45	12	4,55
07.08.-21.08.	449	32	703	21	880	0	-76	227	58	9	3,90
21.08.-18.09.	395	30	691	21	863	1	-30	161	37	6	2,75
18.09.-01.10.	331	26	661	20	832	2	-95	167	38	6	2,85
01.10.-19.10.	314	25	658	20	811	0	-27	124	16	4	2,11
19.10.-02.11.	199	18	638	19	795	1	-134	109	28	3	1,86
02.11.-16.11.	164	16	569	17	735	1	-184	101	47	2	1,72
16.11.-03.12.	188	18	532	16	8	2	-111	60	30	1	1,02

4.5 Messung und Berechnung des turbulenten Feuchteflusses

4.5.1 Eddy-Korrelations-Methode

"Unter Turbulenz versteht man eine zeitlich und räumlich nichtstationäre, zufällig und gewissermaßen "chaotisch" wirkende Strömungs- und Bewegungsform, die sich einstellt, wenn Effekte der Massenträgheit, die durch zufällige Störungen angestoßen werden, nicht mehr durch die molekulare Viskosität des bewegten Mediums gedämpft werden können" (ROEDEL 1994, S. 242).

Die Turbulenz ist die normale Strömungsform der Atmosphäre. Die Größe der Turbulenzelemente, die man sich oft vereinfachend als instationäre Wirbel vorstellt, reicht dabei von der planetarischen Dimension bis in den Millimeterbereich. Die Turbulenzenergie entsteht vorrangig in relativ großen Turbulenzelementen und verteilt sich dann kaskadenartig auf immer kleinere Wirbel (ROEDEL 1994). Aufgrund der molekularen Reibung und der damit verbundenen Umwandlung kinetischer Energie in Wärme ist die Fortpflanzung turbulenter Luftbewegungen und die Dissipation ihrer Energie in immer kleineren Wirbeln begrenzt. Bei labilen Schichtungsverhältnissen entspricht der Durchmesser der Wirbel in der Grenzschicht (etwa 0 - 1 km) etwa ihrem Abstand zur Erdoberfläche (HANTEL 1996).

Die turbulente Durchmischung der Luft führt zu einem Wasserdampftransport mit dem Konzentrationsgefälle und wirkt damit in ähnlicher Weise wie die molekulare Diffusion. Im Vergleich zu dieser ist die turbulente Diffusion allerdings der wesentlich effizientere Prozess. An fest installierten Instrumenten sind diese Turbulenzen als Fluktuationen messbar.

Der Feuchte-transport bzw. die Nettoflussdichte des Wasserdampfes sind davon abhängig, wie diese Fluktuationen und der Wasserdampfgehalt miteinander korreliert sind. Eine mathematische Beschreibung des vertikalen Wasserdampftransportes wird in folgendem dargestellt: Wenn mit q die spezifische Feuchte (Wasserdampfgehalt in g / kg) der Luft und ω die vertikale Geschwindigkeit der Luft (m / s) als stetige Funktionen der Zeit ($f[t]$) gegeben sind sowie \bar{q} und $\bar{\omega}$ die entsprechenden Mittelwerte für einen Bezugszeitraum $t_0 - t_1$, dann lassen sich die Abweichungen q' und ω' von den Zeitmitteln so definieren, dass gilt:

$$(4.5-1) \quad q = \bar{q} + q'$$

und

$$(4.5-2) \quad \omega = \bar{\omega} + \omega'$$

Über den Beobachtungszeitraum $t_0 - t_1$ gemittelt sind q' und ω' gleich Null. Für den Feuchtefluss gilt weiter:

$$(4.5-3) \quad \overline{q\omega} = \bar{q} * \bar{\omega} + \overline{q'\omega'}$$

Der Term $\overline{q * \omega}$ ist in unmittelbarer Nähe zum Erdboden bzw. zur Wasseroberfläche unbedeutend, da dort keine stärkere mittlere Vertikalbewegung der Luft vorhanden sein kann ($\omega \sim 0 \text{ m/s}$). Der in den meisten Fällen wesentlichste Beitrag zum Feuchtefluss resultiert aus den

Fluktuationen von q' und ω' um die Mittelwerte \bar{q} und $\bar{\omega}$. Nimmt die spezifische Feuchte in der bodennahen Luft mit zunehmender Höhe ab, wird bei aufwärtsgerichteten Luftbewegungen relativ feuchte Luft nach oben befördert, bei abwärtsgerichteten Bewegungen dagegen vergleichsweise trockene Luft nach unten. Das Konzentrationsgefälle wird ausgeglichen und

Wasserdampf transportiert. Auch wenn sich die einzelnen Beträge von q' und ω' in \bar{q} und $\bar{\omega}$ ausmitteln, ist der Mittelwert ihres Produktes ($q'\omega'$) ungleich 0. Für den Fall des aufwärtsgerichteten

Feuchtetransports ist $\overline{q'\omega'} < 0$. Ausdrücke des Typs $\overline{q'\omega'}$ werden in der Statistik als Kovarianzen oder Korrelationen bezeichnet. Unter dem Begriff "Eddy" versteht man Fluktuationen, die durch gleichzeitige Abweichungen von q und ω gekennzeichnet werden. Diese tragen in gleicher Weise zum turbulenten Feuchtefluss bei (HANTEL 1996).

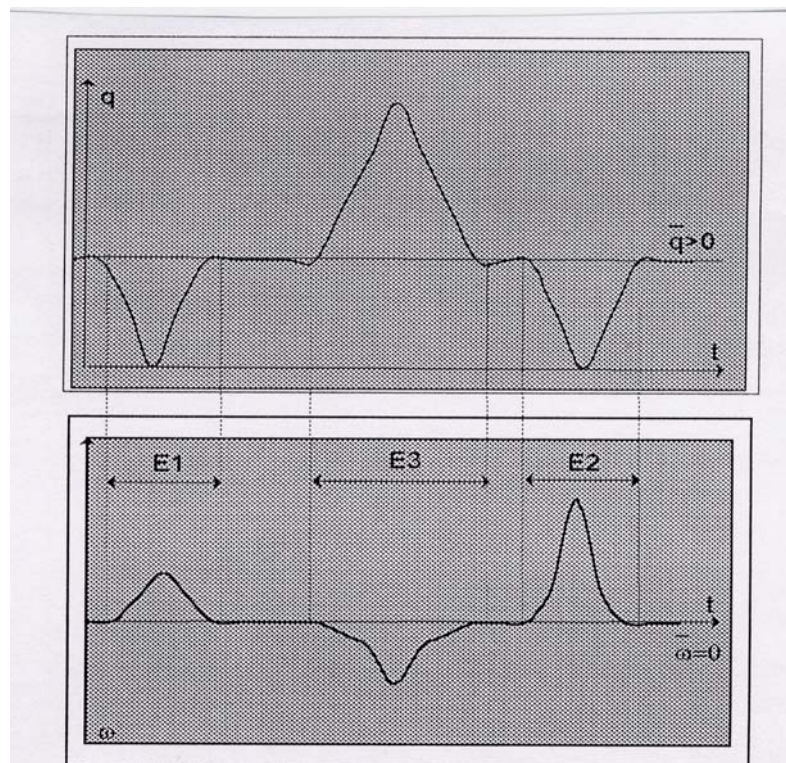


Abb. 4-5: Variationen von q und ω - Schema der Eddy-Korrelation (n. HANTEL 1996, verändert.)

Unter Berücksichtigung der Luftdichte (ρ) ergibt sich die Verdunstung aus der Gleichung:

$$(4.5-4) \quad E = (\rho w') * q'$$

Die Grundlage der Berechnungen sind zeitgleiche Feinstrukturmessungen der Luftdichte, der vertikalen Windgeschwindigkeit und der spezifischen Feuchte der Luft in einer Höhe. Die Produkte ihrer momentanen Abweichungen von den Mittelwerten müssen fortlaufend berechnet und zum Gesamtmittel zusammengefasst werden. Mess- und Rechenaufwand sind beträchtlich. So müssen Schwankungen der genannten Größen in einer zeitlichen Dichte von 10 Hz erfasst werden (WENDLING ET AL. 1995).

Die dargestellte Berechnung des diskontinuierlichen Feuchteflusses bezeichnet man als Eddy - Korrelation, Eddy - Flux- bzw. Eddy - Transfer - Methode. Sie basiert letztlich auf folgenden Grundannahmen (FERGUSON & ZNAMENSKY 1981):

- der verdunstende Körper weist eine flache, homogene Oberfläche auf, in der auflagernden Luftschicht findet kein horizontaler Feuchtetransport statt,
- die Temperaturschichtung in der Atmosphäre kann vernachlässigt werden.

Methodische und gerätetechnische Aspekte werden z. B. bei DYER (1961) und FOKEN (1990) beschrieben. Für die Messungen sind stationäre Bedingungen und eine homogene, horizontale Oberfläche, die in ihrer seitlichen Ausdehnung (vor allem in Anströmrichtung) mindestens das 100fache der Messhöhe erreicht, Voraussetzung (WENDLING ET AL. 1995, SCHRÖDTER 1985). Die Auswirkungen von Oberflächenmodifikationen auf die Turbulenzstruktur der unteren Luftschichten und die Ausbildung interner Grenzschichten wurden unter anderem von MAZZONI (1996) untersucht.

4.5.2 Aerodynamischer Wasserdampftransport

Der vertikale Transport von Luftbeimengungen erfolgt in den bodennahen Luftschichten primär durch turbulente Bewegung der Luft infolge Bodenreibung und Böigkeit des Windes sowie durch thermische Konvektion. Hierbei besitzen die Schichtungsverhältnisse in der Grenzschicht eine herausragende Bedeutung.

Tab. 4-8: Schichtungsverhältnisse der unteren Atmosphäre - Grundbegriffe und -zusammenhänge

Ein aufsteigendes Luftpaket expandiert aufgrund des abnehmenden Luftdruckes. Dabei wird Arbeit gegen den aktuellen Druck der Umgebung geleistet. Die dazu notwendige Energie wird der Luft entzogen, sie kühlt ab. Umgekehrt ist eine Erwärmung der Luft bei Abwärtsbewegung bzw. allgemeiner bei jedweder Komprimierung zu beobachten. Unter der Voraussetzung, dass dem betrachteten Luftteilchen von außen weder Energie zugeführt, noch entzogen wird, diese Verhältnisse werden als "adiabatisch" bezeichnet, ergibt sich eine Abnahme der Temperatur mit zunehmender Höhe. Die adiabatische Temperaturänderung beträgt unabhängig von der Höhe 1 K / 100 m (trockenadiabatischer Temperaturgradient). Bei Sättigung und Übersättigung der Luft mit Wasserdampf und einsetzender Kondensation wird die Abkühlung der Luft durch die frei werdende Kondensationswärme verringert. Der entsprechende, als "feuchtadiabatisch" bezeichnete Temperaturgradient ist bedeutend geringer und beträgt etwa 0,5 K / 100 m (u. a. ROEDEL 1994, SCHARNOW et al. 1981). Labile Schichtungen werden durch die Überschreitung des adiabatischen Temperaturgradienten gekennzeichnet. Ein aus dem Gleichgewicht gebrachtes Luftteilchen kehrt nicht wieder in seine Ausgangshöhe zurück. Es setzt eine mehr oder minder intensive Konvektion ein. Bei stabiler Schichtung, ein ausgelenktes Luftquantum sinkt oder steigt hier aufgrund seiner Temperatur und Dichte wieder in seine Ausgangsposition zurück, ist der turbulente Austausch stark eingeschränkt. Konvektion tritt erst nach Labilisierung der Schichtungsverhältnisse ein. Indifferente bzw. neutrale Verhältnisse liegen dann vor, wenn der Temperaturgradient in der Atmosphäre dem adiabatischen Gradienten entspricht, also unter trockenen Bedingungen 1 K / 100 m und unter feuchtindifferenten Bedingungen 0,5 K / 100 m.

Unter neutralen Verhältnissen stellt sich in der planetarischen Grenzschicht ein typisches vertikales Profil der Windgeschwindigkeiten ein, das logarithmische Windprofil. In diesem ist ein Anwachsen der Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit mit der Höhe entsprechend Gleichung (4.5-5) (z. B. HUPFER 1996) zu verzeichnen:

$$(4.5-5) \quad u(z) = (u^* / k) \ln (z / z_0)$$

mit: $u(z)$... Windgeschwindigkeit in der Höhe z ,
 u^* ... Schubspannungsgeschwindigkeit,
 k ... KARMAN - Konstante ($k \approx 0,41$),
 z ... Höhe
 und z_0 ... Rauigkeitshöhe

Die Schubspannung wird aus der Windschubspannung (τ) und der Luftdichte (ρ) berechnet:

$$(4.5-6) \quad u^{*2} = \tau / \rho$$

Die Rauigkeitshöhe z_0 ist von den Eigenschaften der Unterlage (Rauigkeit, Struktur und Höhe der Vegetationsbestockung oder der Bebauung) sowie den Turbulenzeigenschaften der unteren Luftschichten abhängig (HUPFER 1996). Die logarithmische Änderung der Windgeschwindigkeit

mit der Höhe setzt erst oberhalb der Rauigkeitshöhe ein. Die Größenordnungen der Rauigkeitshöhen für verschiedene Unterlagen wurden durch FOKEN (1990) mit ca. 10^{-5} m für Eis, 10^{-4} m für die offene See bei Windstille, 10^{-2} m für kurzgeschorenes Gras und 10^{-1} m für Getreide und niedriges Buschwerk angegeben. Verschiedentlich wird in die mathematische Beschreibung des logarithmischen Windprofils unter dem Einfluss von Vegetationsbeständen auch die sogenannte Verdrängungshöhe d einbezogen (z. B. BAUMGARTNER 1996) (Abb. 4-6).

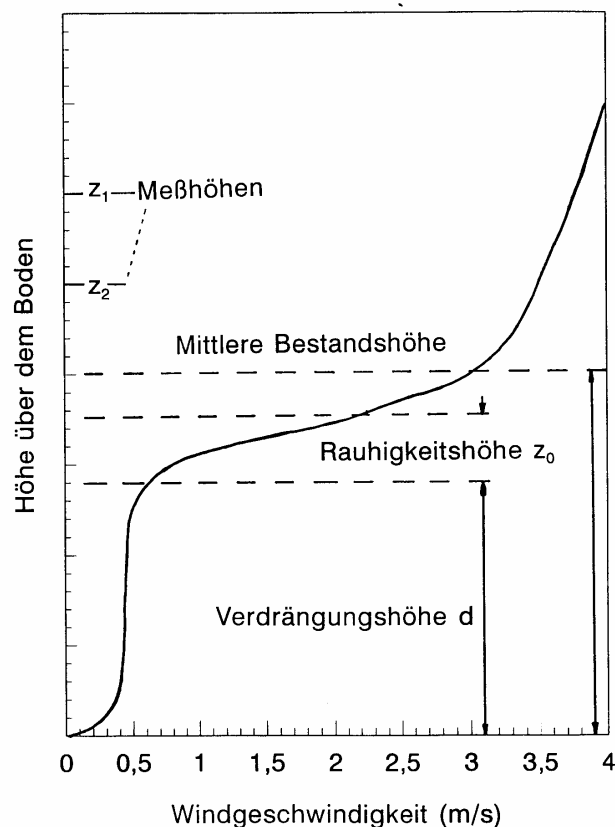


Abb. 4-6: Vertikales Windprofil - schematische Darstellung (n. BAUMGARTNER, 1996 u.a.)

Für den speziellen Fall des Vorliegens adiabatischer Verhältnisse und eines logarithmischen Windprofils ist die Berechnung des aerodynamischen Wasserdampftransportes zwischen 2 Höhenniveaus der Luft nach THORNTWHAITE & HOLZMANN (1939, 1942) möglich (vgl. hierzu auch die Herleitung der Gleichungen 3-2 bis 3-9):

$$(4.5-7) E = \frac{k^2 \rho (e_2 - e_1) (u_2 - u_1)}{(\ln z_2 / z_1)^2} \quad (\text{WMO 1966})$$

bzw.

$$(4.5-8) \quad E = \frac{5479 k^2 (e_2 - e_1) (u_2 - u_1)}{(273,2 + t) (\ln z_2/z_1)}$$

mit: $z_1, z_2 \dots$ Höhe der aerologischen Messpunkte,
 $e_1, e_2 \dots$ Dampfdruck der Luft in den Höhen z_1 und z_2 ,
 $u_1, u_2 \dots$ Windgeschwindigkeit in den Höhen z_1 und z_2 ,
 $t \dots$ mittlere Temperatur der Luft zwischen den Bezugshöhen z_1 und z_2
 und $k \dots$ KARMAN - Konstante ($k \approx 0,41$).

Wichtig ist die genaue Bestimmung des Wind- und Feuchteprofils nahe der verdunstenden Oberfläche. Die für die Berechnungen erforderlichen aerologischen Messungen werden in der Routine meteorologischer Beobachtungen nicht durchgeführt. Für praktische, wasserwirtschaftliche Aufgaben finden daher die Gleichungen kaum Anwendung. In der Bearbeitung wissenschaftlicher Fragestellungen, die eine große Genauigkeit erfordern, wird die Methode vorrangig für Betrachtungen kurzer Zeiträume angewandt (WMO 1966, FERGUSON & ZNAMENSKY 1981 u. a.). Die Praxistauglichkeit des Ansatzes ist auch aufgrund der Beschränkung auf adiabatische Verhältnisse begrenzt. Bei Anwendung auf labile Schichtungszustände, wie sie tagsüber vorherrschend sind, werden zu geringe Verdunstungswerte berechnet (SCHRÖDTER 1985). Eine auch auf stabile und labile Bedingungen anwendbare Ableitung legte ROTH (1975) vor.

Auch hier müssen die Messungen auf einer vor allem in Anströmrichtung hinreichend großen, homogenen Fläche durchgeführt werden, um ein ungestörtes Strömungsprofil zu sichern (SCHRÖDTER 1985).

4.6 Empirische und semiempirische Verfahren

Empirische Verdunstungsgleichungen ermöglichen die Abschätzung der Evaporation freier Wasserflächen aus vorhandenen oder relativ leicht durchführbaren Messungen meteorologischer Größen. Die regressionsanalytische Eichung der Formeln erfolgt an den Ergebnissen von Verdunstungskesselmessungen, Berechnungen der Evaporation aus Wärme- und Wasserhaushaltsuntersuchungen sowie der Bestimmung des turbulenten Austausches. Bei der Anwendung empirischer Ansätze sollten neben ihrer statistischen Herleitung auch mögliche Ungenauigkeiten in der Bestimmung sowohl der Eichgröße als auch der Modellparameter berücksichtigt werden. Alle empirischen Gleichungen gelten letztlich nur für das Gewässer, an

dem die Grundlagenuntersuchungen vorgenommen wurden. Wird ein Ansatz für einen anderen See angewandt, sollte die Vergleichbarkeit der Verhältnisse und die Übertragbarkeit der Formel geprüft werden. Zum Teil wurden empirische Gleichungen auch auf der Grundlage von Laborexperimenten aufgestellt und gelten daher für streng definierte Rahmenbedingungen. Die systematische Ordnung empirischer und semiempirischer Verfahren der Verdunstungsbeurteilung wird in der Literatur unterschiedlich vorgenommen. Durch FERGUSON & ZNAMENSKY (1981) wurden zwei Grundtypen unterschieden. Zum ersten handelt es sich dabei um Massentransportgleichungen, zum zweiten um Kombinationsformeln, in der sowohl der Massentransport als auch der Energiehaushalt bzw. jeweils ausgewählte Elemente beider Komplexe berücksichtigt werden. Hinzu kommen Gleichungen, die einzelne verdunstungsrelevante Parameter berücksichtigen, ohne den beiden vorgenannten Gruppen zugehörig zu sein (4.6.3).

4.6.1 Massentransportgleichungen

Die Massentransportmethode beruht letztlich auf der bereits erläuterten Grundbeziehung von DALTON (1802). Neben dem Dampfdruckgradienten in der Luftschicht über der verdunstenden Wasserfläche findet die Windgeschwindigkeit als Eingangsgröße Berücksichtigung.

Der Dampfdruckgradient wird dabei meist aus dem Sättigungsdampfdruck der Luft bei Wasseroberflächentemperatur und der Luftfeuchte und -temperatur bei gegebenem Luftdruck in 2 m Höhe berechnet. Die Wasseroberflächentemperatur wird entweder gemessen oder für die jeweiligen Mittelungszeiträume über empirische Beziehungen aus der Lufttemperatur berechnet. Die entsprechenden Verfahren werden in Abschnitt 5.1 detailliert dargestellt.

RICHTER (1965) weist darauf hin, daß bei den Gleichungen dieser Form eine starke Beeinflussung der berechneten Werte durch die Wasseroberflächentemperaturen gegeben ist. Dies kann aufgrund des jahreszeitlich gegenüber den atmosphärischen Verhältnissen verschobenen Temperaturganges der oberflächennahen Wasserlamelle in der Berechnung zu einer Überbetonung der herbstlichen bei gleichzeitig zu gering angesetzter frühjährlicher Verdunstung führen.

In der Grundgleichung

$$(4.6-1) \quad E = f(u) * (E_0 - e_L)$$

bleibt dabei der Dampfdruckgradient ($E_0 - e_L$) unverändert, geht also proportional in die Berechnung der Verdunstungshöhe ein. Die Windfunktion $f(u)$ bzw. das Ventilationsglied wurde dagegen oftmals variiert. BAUMGARTNER (1996) unterschied nach der Einbeziehung der Windgeschwindigkeit drei grundlegende Gruppen der Massentransportgleichungen, die um zwei weitere Varianten (3., 5.) zu ergänzen sind:

1. Gleichungen, in denen $f(u)$ als Quadratwurzel der Windgeschwindigkeit beschrieben wird:

$$(4.6-2) \quad f(u) = b \sqrt{u} = b u^{0,5}$$

Hierzu gehört die Formel von TRABERT (1896), die auch heute noch, insbesondere bei Wärmelastrechnungen, angewandt wird:

$$(4.6-3) \quad E = c (1 - \alpha t) * u^{0,5} (E_0 - e_L)$$

mit c ... ein Proportionalitätsfaktor,

α ... der Ausdehnungskoeffizient der Luft ($\alpha = 1/273,2$)

und t ... die Lufttemperatur.

2. Gleichungen, in denen das Ventilationsglied nur näherungsweise als Quadratwurzel der Windgeschwindigkeit beschrieben wird:

$$(4.6-4) \quad f(u) = b u^p$$

mit: $p \approx 0,5$

Beispielhaft sind hier die Ansätze von BROCKAMP & WENNER (1963) (4.6-5) und WERNER (1987) (4.6-6) zu nennen:

$$(4.6-5) \quad E = 0,543 u^{0,456} (E_0 - e_L)$$

$$(4.6-6) \quad E = 0,26 u^{0,65} (E_0 - e_L)$$

3. Die dritte Gruppe umfasst Gleichungen, in denen die Windgeschwindigkeit linear ($p=1$) eingeht:

$$(4.6-7) \quad f(u) = b u$$

Die von HARBECK ET AL. (1958) am Lake Mead gewonnene Gleichung (4.6-8) ist hier einzuordnen:

$$(4.6-8) \quad E = 0,131 u (E_0 - e_L)$$

Die Gleichungen der Gruppen 1 bis 3 weisen den Nachteil auf, dass die rechnerisch ermittelte Verdunstung bei Windstille ($u = 0$) gleich Null ist.

4. Dies wird in Gleichungen der Form (4.6-9) durch Addition einer weiteren, empirisch zu bestimmenden Konstanten vermieden:

$$(4.6-9) \quad f(u) = a + b u$$

mit: a ... empirische Konstante, variiert* zwischen 0,2 und 0,7 (Experimentell wurde das Verhältnis von $E / (E_0 - e_L)$ bei $u = 0$ mit 0,3 [TOMCZAK 1939] bzw. 0,42 [GALLENKAMP 1917] bestimmt. Dieser Basiswert ist allerdings in starkem Maße von der Bezugshöhe abhängig.)
 und b ... empirische Konstante, variiert* zwischen 0,1 und 0,4
 (* bei Angabe der Verdunstungshöhe in mm, der Dampfdrücke in hPa sowie der Windgeschwindigkeit in m / s).

NEUWIRTH (1974) stellte im Ergebnis von Untersuchungen am Neusiedler See die Gleichung (4.6-10) auf. An dieser wird auch die Abhängigkeit der Konstanten von Bezugshöhen und Maßeinheiten deutlich.

$$(4.6-10) \quad E = (0,13 + 0,028 u) (E_0 - e_L)$$

(Windgeschwindigkeit gemessen in 3 m Höhe, Angabe in km / h)

Die Formel von MEYER (1942) wurde insbesondere im amerikanischen Raum angewandt:

$$(4.6-11) \quad E = C (1 + u/10) (E_0 - e_L)$$

mit: E ... Verdunstungshöhe in Inches (Zoll), Monatssummen,
 E_0, e_L ... Dampfdruck in Inches Quecksilbersäule (Monatsmittel),
 u ... Windgeschwindigkeit in Meilen pro Stunde
 und C ... empirische Konstante ($C = 15$ für die monatliche Verdunstung gut exponierter Verdunstungskessel, $C = 11$ für die monatliche Verdunstung von kleinen Seen und Talsperren).

In der Methodensammlung der WMO (1966) wird die Gleichung 4.6-12 angegeben:

$$(4.6-12) \quad E = (0,173 + 0,124 * u) (E_0 - e_L)$$

Die vorgenannten Ansätze stellen letztlich einen Sonderfall ($p = 1$) der Gleichungen der nachfolgend beschriebenen Gruppe dar.

5. Des weiteren wurden Gleichungen entwickelt, in denen die Windfunktion in der Form

$$(4.6-13) \quad f(u) = a + b u^p$$

beschrieben wird. Die von RICHTER (1977) im Rahmen von Untersuchungen am Stechlinsee ermittelte Verdunstungsgleichung lautet:

$$(4.6-14) \quad E = (0,16 + 0,2 u^{0,5}) (E_0 - e_L)$$

Die Ableitung des Exponenten p der Windgeschwindigkeit aus der Turbulenzzahl (n) nach SUTTON (1934), die den aktuellen oder mittleren Turbulenzzustand der Luft beschreibt, diskutiert RICHTER (1965) unter Hinweis auf TOMCZAK (1939). Wichtige Einflussgrößen wie die Gestalt der freien Wasserfläche und deren Windexposition können durch Einsatz dieser Größe indirekt berücksichtigt werden. Die Ermittlung der Turbulenzzahl kann im Ergebnis von Profilmessungen der Windgeschwindigkeiten erfolgen.

Auf diesem Weg berechnete TOMCZAK (1939) für den Horstsee auf Grundlage von Messungen am 11.06.1938 einen Exponenten der Windgeschwindigkeit von 0,87:

$$(4.6-15) \quad E = (0,30 + 0,653 u^{0,87}) (E_0 - e_L)$$

Die Variabilität des aus der Turbulenzzahl n ermittelten Exponenten der Windgeschwindigkeit wird von TOMCZAK mit etwa 0,5 - 0,85 angegeben.

Für den Stechlinsee kam RICHTER (1965) in einer ersten Formel (4.6-16) zu einem Exponenten von 0,84 sowie in weiteren Ansätzen zu 0,75 (4.6-17) bzw. 0,53 (4.6-18) (RICHTER 1973):

$$(4.6-16) \quad E = (0,16 + 0,18 u^{0,84}) (E_0 - e_L)$$

$$(4.6-17) \quad E = (0,17 + 0,135 u^{0,75}) (E_0 - e_L)$$

$$(4.6-18) \quad E = (0,17 + 0,2 u^{0,53}) (E_0 - e_L) \quad (E_0, e_L \text{ jeweils in Torr})$$

Bei der Aufstellung der Gleichungen wurde in der Mehrzahl der Fälle der Exponent der Windgeschwindigkeit entweder einfach festgelegt (meist 0,5 oder 1 [siehe Gleichungen der Gruppe 3]) oder aber im Rahmen der regressionsanalytischen Anpassung (exponentielle Regression) der Ansätze bestimmt. Die theoretisch fundiertere Lösung unter Berücksichtigung des Turbulenzzustandes der Luft wurde seltener angewandt.

Zu beachten ist, dass die Bezugshöhen der Wind- und Feuchtemessungen in den verschiedenen Ansätzen zum Teil variieren. Desgleichen sind die Termine der Messungen und die Mittelungszeiträume, die bei der Eichung der jeweiligen Funktion angewandt wurden, zu berücksichtigen. Die Berechnungen wurden in verschiedenen Einheiten durchgeführt. Dies betrifft insbesondere die Angabe der Verdunstungshöhen in Inches in der amerikanischen Literatur. Der Dampfdruck wird in älteren Gleichungen meist in Torr angegeben.

Die einfachen empirischen Formeln ermöglichen die Ableitung der Verdunstungshöhen aus den Messwerten einer nahegelegenen meteorologischen Station. Für viele praktische Zwecke sind damit hinreichend genaue Abschätzungen der Verdunstung freier Wasserflächen möglich. Die Übertragung der Funktionen setzt voraus, dass die Anwendbarkeit unter den gegebenen physiographischen Bedingungen des Gewässers und seiner Umgebung geprüft und / oder die Resultate gegebenenfalls einer geeigneten Korrektur (emerse Makrophyten, Salzgehalt, thermische Beeinflussungen, Windexposition etc.) unterzogen werden.

Liegen nur kurze Reihen von Verdunstungskesselmessungen, gleichzeitig aber längere meteorologische Beobachtungen vor, so ist eine Verifikation der jeweiligen Gleichung, eine Anpassung an die spezifischen Verhältnisse eines Gewässers und damit eine Verlängerung dieser Reihen möglich.

WENDLING ET AL. (1996) gehen für die Verdunstungsberechnung nach dem Ansatz der Massentransportgleichungen von folgenden Fehlerspannen aus:

± 20 % für Tageswerte,

± 10 % für Monatswerte

und ± 5 % für kumulierte Jahreswerte.

Voraussetzung ist dabei, dass Grunddaten hinreichender Qualität einfließen und die Berechnung mit einem für das konkrete Untersuchungsobjekt anwendbaren Ansatz der Windfunktion erfolgt.

4.6.2 Kombinationsgleichungen

Durch PENMAN (1948) wurden die Gleichungen des Massentransports und des Energiehaushalts für freie Wasserflächen zur Näherungslösung der Gleichungen 4.6-19 und 4.6-28 zusammengefasst. Die theoretische Herleitung dieses kombinierten Ansatzes ist unter anderem bei KLAGHOFER (1974) zu finden.

$$(4.6-19) \quad E = (Q \Delta + E_a \gamma) / (\Delta + \gamma)$$

mit:	Δ	...	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve,
	γ	...	Psychrometerkonstante ($0,65 - 0,67 \text{ hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ bzw. $\text{hPa } \text{K}^{-1}$),
	Q	...	Nettostrahlung (vgl. 4.4-3-4, 4.4-6), hier Angabe in mm Wasserhöhe
und	E_a	...	Dampftransport (Gleichung 4.6-b, 4.6-c).

Das Ventilationsglied ($E_a \gamma$) und die Strahlungsbilanz (Q) werden durch empirische Näherungslösungen ersetzt, was den praktischen Einsatz der Gleichung (4.6-19) erleichtert. Die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve (Δ) ergibt sich entsprechend Tabelle 4-9:

Tab. 4-9: Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve ($dE_0(t) / dt$) über reinem Wasser (n. LIST 1971)

t (°C)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,4438	0,4732	0,5043	0,537	0,5717	0,6082	0,6467	0,6872	0,7299	0,7749
10	0,8222	0,8720	0,9244	0,979	1,037	1,098	1,161	1,228	1,298	1,371
20	1,448	1,528	1,612	1,700	1,792	1,888	1,988	2,093	2,202	2,316
30	2,435	2,560	2,689	2,824	2,964	3,110	3,262	3,420	3,585	3,755
40	3,933	4,118	4,309	4,508	4,715	4,929	5,151	5,381	5,620	5,867
50	6,123	6,388	6,662	6,964	7,240	7,544	7,858	8,182	8,518	8,864

Der Dampftransport (E_a) zwischen den untersuchten Höhenniveaus wird mit Hilfe einer Massentransportgleichung vom DALTON - Typ hergeleitet:

$$(4.6-20) \quad E_a = f(u) (E_0 - e_L) \quad (\text{vgl. Abschnitt 4.6.1})$$

mit: E_0 ... Sättigungsdampfdruck bei gegebener Lufttemperatur

und e_L ... aktueller Dampfdruck der Luft in der Höhe z.

Die Windfunktion $f(u)$ wird darin mit:

$$(4.6-21) \quad f(u) = 0,26 (1 + 0,537 u)$$

mit: u ... Windgeschwindigkeit in der Höhe z (2 m)

beschrieben.

Die Angabe der Nettostrahlung erfolgt im Ansatz von PENMAN in Millimeter Wasserhöhe, entsprechend der für die Verdunstung einer bestimmten Wassermenge erforderlichen Energie. Die Umrechnung der Nettostrahlung Q von $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ in mm Wasserhöhe erfolgt mit Hilfe des Faktors VW, der sich analog der Gleichungen (4.6-22/23/24) berechnen lässt.

(4.6-22)	VW	=	67,6 - 0,05 t	bei t < 0°C
(4.6-23)	VW	=	59,6	bei t = 0°C und
(4.6-24)	VW	=	59,6 - 0,0533 t	bei t > 0°C
mit:	t	...	mittlere Lufttemperatur.	

Für die Ermittlung der Nettostrahlung gab PENMAN (1948) folgende Herleitung (4.6-25) an:

(4.6-25)	Q	=	$Q_G (1 - a) - Q_i$	(vgl. auch 4.4-3, 4.4-4, 4.4-6)
mit:	a	...	Albedo (vgl. 4.4-5), wird hier mit 5 % angesetzt ([1-a] = 0,95).	

(4.6-26)	Q_G	=	$Q_{EX} (0,18 + 0,55 R)$	(vgl. Abschnitt 5.3)
mit:	Q_{EX}	...	Sonnenstrahlung am Rand der Atmosphäre ($J \cdot cm^{-2} \cdot d^{-1}$) und	
	R	...	relative Sonnenscheindauer.	

(4.6-27)	Q_i	=	$\sigma(t+273)^4 (0,56-0,078\sqrt{e_L}) (0,1+0,9R)$	(vgl. 4.4-7)
mit:	σ	...	STEFAN - BOLTZMANN - Konstante (vgl. 4.4-7),	
	t	...	mittlere Lufttemperatur, wobei angenommen wird, daß Luft- und Wasser- oberflächentemperatur (bzw. allgemeiner die Temperatur der verdunsten- den Oberfläche) identisch sind (t in °C)	
und	e_L	...	mittlerer Dampfdruck der Luft in der Höhe z.	

In der Zusammenfassung ergibt sich die auf Millimeter Wasserhöhe umgerechnete empirische Lösung der Gleichung:

$$(4.6-28) \quad Q = VW^{-1} (0,95Q_{EX}[0,18+0,55R] - \sigma[t+273]^4[0,56-0,078\sqrt{e_L}][0,1+0,9R])$$

Dabei ist der Term $0,95 Q_{EX} (0,18 + 0,55 R)$ nur für mittlenglische Verhältnisse und Orte gleicher Breitenlage korrekt anwendbar (vgl. Abschnitt 5.3). Durch PENMAN selbst, aber auch durch andere Autoren (z. B. MONTEITH 1965) wurde der Ansatz mehrfach modifiziert. Die Gleichungen wurden nach MATTHES & UBELL (1983) sowie BAUMGARTNER (1996) zitiert, da hier bereits eine Umrechnung der Druckwerte von Torr auf Millibar bzw. Hektopascal und der energetischen Größen von Kalorien auf Joule enthalten ist. Die zahlenmäßigen Unterschiede der empirischen Konstanten zu der Originalgleichung PENMAN's resultieren aus dem Wechsel der Einheiten.

4.6.3 Weitere empirische Ansätze

In die Systematik schwer einzuordnen sind statistische Näherungslösungen, die unter Berücksichtigung einzelner meteorologischer Größen oder in multipler Ableitung erarbeitet wurden. Hier steht weniger die mathematische Darstellung physikalischer Zusammenhänge, als die Suche nach der Funktion, die eine optimale Anpassung gewährleistet, im Vordergrund. Das Ziel der Untersuchungen bestand oftmals darin, Ansätze anzubieten, die eine Berechnung der Verdunstung aus den verfügbaren Daten routinemäßiger meteorologischer Beobachtungen ermöglichen.

Beispielhaft für eine derartige Parameter- und Modelloptimierung werden die Ergebnisse von RICHTER (1977) dargestellt (Tab. 4-10). Die Grundlage der Eichfunktionen bildeten Floßverdunstungskesselmessungen am Stechlinsee, die durch Untersuchungen an den Talsperren Spremberg und Pöhl ergänzt wurden. Die Kalibrierung der gefundenen Ansätze erfolgte mit den Daten meteorologischer Beobachtungen an nahegelegenen Stationen.

Tab. 4-10: Regressionsbeziehungen zwischen der Verdunstung (E) und ausgewählten hydrometeorologischen Elementen (Dekadenmittel) für den Stechlinsee nach RICHTER (1977) (ermittelt auf Grundlage von Floßverdunstungskesselmessungen)

(4.6-29)	E	=	0,248 t_{w0}	-	0,838,	r = 0,859;
(4.6-30)	E	=	0,214 t_L	+	0,396,	r = 0,738;
(4.6-31)	E	=	0,00543 Q	+	1,414,	r = 0,549;
(4.6-32)	E	=	0,370 u	+	2,546,	r = 0,173;
(4.6-33)	E	=	0,241 $u^{0,5}(E_0 - e_L)$	+	0,00230 $Q_G - 0,022,$	r = 0,965;
(4.6-34)	E	=	0,218 $u^{0,5}(E_0 - e_L)$	+	0,0824 $t_L - 0,101,$	r = 0,967;
(4.6-35)	E	=	0,337 $(E_0 - e_L)$	+	0,00237 $Q_G - 0,036,$	r = 0,942

(Q in cal * cm⁻² * d)

SCHENDEL (1967) gab eine Gleichung an, die mit Temperatur und Luftfeuchte einfach zu bestimmende Eingangsdaten für die Berechnung der Verdunstung nutzt. Die Gleichung eignet sich für die Bestimmung von Tages-, Wochen- und Monatsmitteln der potentiellen Evaporation, wobei eine bestmögliche Übereinstimmung der berechneten mit den gemessenen Werten für

Monatswerte gegeben ist. Die Eichung erfolgte an den Messwerten von Class-A-Pfannen, die sich durch Multiplikation mit dem Faktor $0,7 \pm 0,1$ in die Abschätzung der Verdunstung von freien Wasserflächen einbeziehen lässt.

$$(4.6-36) \quad E = f \cdot (t / H)$$

mit: f ... empirischer Faktor, von SCHENDEL mit 480 angegeben

t ... Monatsmittel der Temperatur

H ... Monatsmittel der Luftfeuchte.

Der Ansatz von SCHENDEL ist für Lufttemperaturen oberhalb des Gefrierpunktes definiert. PREUSS (1976) modifizierte den empirischen Faktor f für die einzelnen Monate und konnte so eine Verbesserung der Anpassung erreichen. Darin sind: f = 771 (April), f = 668 (Mai), f = 578 (Juni), f = 478 (Juli), f = 439 (August), f = 318 (September) und f = 181 (Oktober).

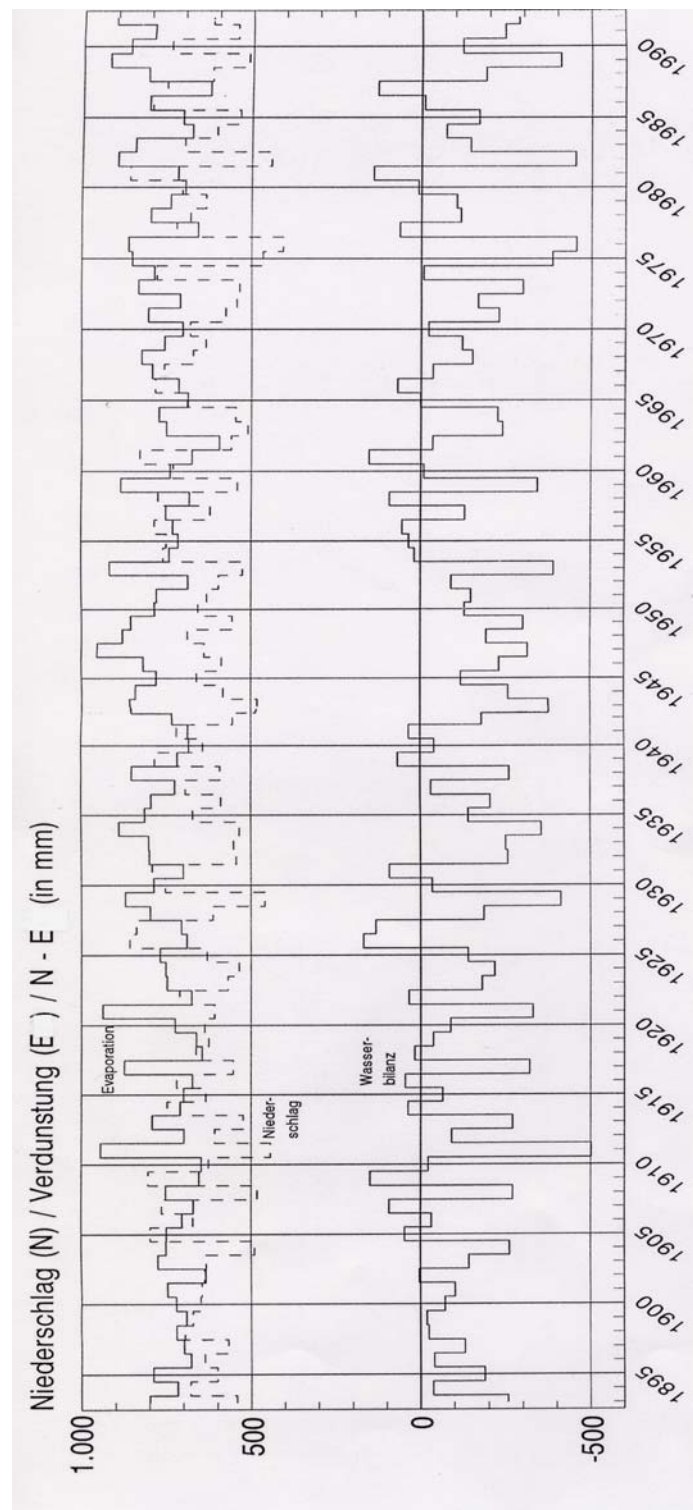
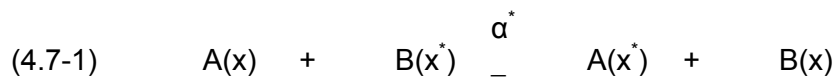


Abb. 4-7: Verdunstung, Niederschlag und klimatische Wasserbilanz einer freien Wasserfläche berechnet aus den Daten der meteorologischen Beobachtungen an der Station Potsdam (52°23' N, 13°04' E, 81 m ü.NN) - Verdunstung ermittelt nach dem Ansatz von RICHTER (1977) (Gl. 4.6-35) (Annahme: mittlere Seetiefe ca. 4 m)

4.7 Isotopenmethoden

Die Ermittlung der Verdunstung freier Wasserflächen mit Hilfe isotopenhydrologischer Methoden ist theoretisch zwar möglich, stößt in der Praxis aber auf verschiedene Probleme, die den Einsatz auch für wissenschaftliche Zwecke nur bedingt praktikabel und sinnvoll erscheinen lassen. Der messtechnische Ansatz basiert auf der Isotopenfraktionierung am Phasenübergang flüssig - gasförmig. Aufgrund der verschiedenen Dampfdrücke der einzelnen Molekülvarianten des Wassers, die sich aus den jeweils drei Isotopen des Wasserstoffs und des Sauerstoffs zusammensetzen, verdunsten diese mit unterschiedlicher Geschwindigkeit. Die Intensität des Phasenüberganges ist aus energetischen Gründen für die leichteren Modifikationen höher. Die Folge ist eine Isotopentrennung: Im verdunstenden Wasserkörper kommt es zu einer relativen Verarmung an leichteren und zu einer relativen Anreicherung schwererer Isotope. In den direkt auflagernden Luftschichten ist eine umgekehrte Verteilung anzutreffen. Die Isotopengleichgewichte werden in ihren Grundzügen durch folgende Reaktionen beschrieben (MOSER & RAUERT 1980):

Zwischen den Molekülphasen A und B, in denen die Isotopen x und x* eines Atoms vorliegen, kommt es zum Austausch entsprechend 4.7-1.



Dabei ist α^* die Austauschreaktionskonstante, die entsprechend Gleichung 4.7-2 definiert ist.

$$(4.7-2) \quad \alpha^* = \frac{(x^* / x \text{ [in Phase A]})}{(x^* / x \text{ [in Phase B]})}$$

α^* ist temperaturabhängig und variiert mit der Zusammensetzung von Stoffgemischen, bei Wasser z. B. mit den Salzgehalten. Handelt es sich um einen Isotopenaustausch zwischen zwei Phasen der gleichen chemischen Verbindung wird α^* zur "Gleichgewichtsphasenübergangskonstante".

Aufgrund der geringen Größe der Zahlen werden nicht die absoluten Massen der verschiedenen Spezies der Wassermoleküle betrachtet. Vielmehr nimmt man Bezug auf einen von der International Atomic Energy Agency definierten Standard, das sogenannte "SMOW" (Standard mean ocean water). Die Abweichung der Konzentrationsverhältnisse bestimmter Isotope bzw. Variationen des Wassermoleküls von diesem wird als δ - Wert in Promille angegeben (ROEDEL 1994):

$$(4.7-3) \quad \delta = 1000 * (R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}) / R_{\text{Standard}}$$

mit R ... Isotopenverhältnis (z. B. [HDO] : [H₂O])

Die Isotopenverhältnisse des Wiener SMOW-Standards betragen für ^{18}O :

$$(4.7-4) \quad R_{^{18}\text{O}} = 2000,5 \cdot 10^{-6}$$

und für Deuterium (^2H):

$$(4.7-5) \quad R_{\text{D}} = 311,52 \cdot 10^{-6}$$

(ROEDEL 1994).

Bei der Umsetzung des geschilderten Grundprinzips ist eine Reihe von Problemen zu beachten (vgl. hierzu auch MOSER & RAUERT 1980). Am Beginn und am Ende eines Messzeitraumes sind die Konzentrationen der relevanten Isotope (i. d. R. ^2H u. ^{18}O) im See zu messen. Der Zeitraum sollte nicht zu kurz gehalten werden, um die geringen Unterschiede der Isotopenkonzentrationen überhaupt ermitteln zu können und Fehlinterpretationen aufgrund eines relativ großen analytischen Fehlers zu vermeiden. Schwierigkeiten bereiten, vor allem auch mit zunehmender Länge des Bezugszeitraumes:

- die räumlich und zeitlich variierende Verteilung der Isotopen im Wasserkörper bei unvollständiger Durchmischung der einzelnen Schichten im Mikro- und Makrobereich,
- die zeitlich in Bezug auf Menge und Isotopenkonzentration variierende Zufuhr von Wasser über Niederschläge und Zuflüsse, wobei sich einzelne Niederschlagsereignisse und Zuflüsse jeweils unterschiedlich verhalten können,
- der Isotopenaustausch mit dem Wasserdampf der überstehenden Luftschichten sowie
- die Temperaturabhängigkeit der Isotopentrennung, wobei sowohl die Verhältnisse in der verdunstenden oberflächennahen Wasserlamelle und den direkt überlagernden Luftschichten in ihrer zeitlichen und, soweit möglich, auch räumlichen Variabilität relevant sind.

Für kurze Zeiträume können die Verhältnisse als konstant angenommen werden. Für eine hinreichend genaue Bestimmung der Verdunstung längerer Zeiträume aus der Veränderung der Konzentration einzelner Isotope ist es dagegen notwendig, eine genaue Bilanz dieser Isotope für das Gesamtgewässer unter Berücksichtigung der Niederschläge, der Zuflüsse und des Abflusses zu erstellen. Hinzu kommen Messungen relevanter Parameter im See, die in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung erfolgen müssen. Die quantitative Interpretation der Isotopengleichgewichte setzt eigentlich auch die Kenntnis grundlegender meteorologischer Parameter, die über der verdunstenden Oberfläche bestimmt werden sollten, voraus.

Schon bei Durchführung eines Teiles der hier nur grob skizzierten Untersuchungen wäre mit den Resultaten auch eine Ermittlung der Verdunstung aus der Wasser- oder Energiebilanz

möglich. Die Ergebnisse dürften denen der weitaus aufwendigeren Isotopenmethoden an Genauigkeit nicht nachstehen.

Für die Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen auf Grundlage der ^{18}O -Bilanzen geht ZIMMERMANN (1979) von einer Fehlerspanne nicht unter $\pm 30\%$ aus. Der Einsatz dieser Methoden wird sich im Rahmen der Verdunstungsermittlung wahrscheinlich mehr auf die Verifikation der Messung und die Ermittlung von schwer erfassbaren Wasserbilanzelementen, vor allem dem unterirdischen Zu- und Abfluss, beschränken (STICHLER & MOSER 1977, ALLISON ET AL. 1979 b).

Untersuchungen zur Verdunstung freier Wasserflächen und zur Wasserbilanz von Gewässern mit Hilfe isotopehydrologischer Methoden wurden unter anderem am Kinneret - See in Israel (LEWIS 1977) sowie am Schweriner und Pinnower See in Mecklenburg (HÜBNER ET AL. 1979) durchgeführt. Hinzu kommen verschiedene Studien zur Isotopenfraktionierung an Verdunstungs-pfannen und vergleichbaren Versuchsaufbauten (z. B. ALLISON ET AL. 1979a). Zur Problematik der Bestimmung der Verdunstung von den Oberflächen extrem salzhaltiger Standgewässer mittels der genannten Methoden siehe GAT (1979).

4.8 Fernerkundung

Die Anwendbarkeit von Fernerkundungsmethoden zur Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen ist auf großräumige Betrachtungen, vor allem im marinen Bereich beschränkt. Die Oberflächentemperaturen großer offener Wasserflächen können aus ihrer Ausstrahlung im infraroten Bereich bestimmt werden. Über empirische Beziehungen ist dann die Verdunstung ableit- und abschätzbar. Dieses Verfahren wurde z. B. von MILLER & MILLIS (1989, zitiert nach JONES 1992) am Großen Salzsee im US-amerikanischen Bundesstaat Utah angewandt. Die Eichung erfolgte an den Ergebnissen von Verdunstungsmessungen an Class-A-Pfannen. Eine zusätzliche Anwendung im Rahmen der flächenhaften Verdunstungsabschätzung besteht in der Einbeziehung multispektraler Daten bei der Extrapolation meteorologischer Punktmessungen auf größere Flächen (z. B. REGINATO ET AL. 1985).

Die Anforderungen an die Bewölkungsverhältnisse zum Befliegungszeitpunkt, die atmosphärische Korrektur etc. sind wie bei fast allen Anwendungen der Fernerkundung gegeben.

4.9 Vergleiche verschiedener Methoden

Die verschiedenen Methoden der Ermittlung der Verdunstung freier Wasserflächen wurden in den vorangestellten Abschnitten detailliert vorgestellt. Vergleichende Betrachtungen liegen, zumindest für die Wasserhaushalts- und Energiebilanzmethode sowie die Bestimmung aus Verdunstungskesseldaten und die Berechnung mit empirischen Ansätzen in größerem Umfang vor. Bei vielen Studien wurden die Untersuchungen mit verschiedenen Methoden in paralleler Anwendung durchgeführt. Zu beachten ist hier, dass teilweise die Ergebnisse einer Methode zur Eichung der Resultate einer anderen genutzt wurden. Vergleiche sind in diesen Fällen wenig sinnvoll, es sei denn, systematische Unterschiede sollen dokumentiert werden. Eine absolute Eichung ist nicht möglich, vielmehr werden im Regelfall die Ergebnisse der weniger genauen Methode an denen der exakteren Bestimmung kalibriert. Dabei sind die möglichen Fehlerspannen der Methoden unter Beachtung der Besonderheiten des Gewässers und des Messprogrammes zu betrachten.

Die teilweise relativ großen, methodisch bedingten Unterschiede der Verdunstungshöhen werden exemplarisch nach Untersuchungen von FICKE (1972) am Lake Pretty dargestellt (Tab. 4-11).

Für die Auswahl einer Methode sind letztlich folgende Kriterien maßgebend:

1. der Zweck der Verdunstungsermittlung und daraus folgend, die erforderliche Genauigkeit,
2. die Eigenschaften des zu untersuchenden Gewässers und die konkrete Anwendbarkeit bestimmter Methoden,
3. Art, Umfang und Qualität der vorliegenden Grundlegendaten und Übertragbarkeit auf das zu untersuchende Gewässer und
4. Möglichkeiten der Erhebung neuer Daten (zeitlicher, finanzieller und personeller Rahme sowie technische und methodische Möglichkeiten).

Beim Einsatz von direkten Messverfahren sind solche Geräte zu benutzen, deren physikalische Eigenschaften und die aus diesen folgenden Reaktionen auf verdunstungsbeeinflussende Faktoren gut bekannt sind. Die Wahl eines Berechnungsverfahrens ist meist mehr von der Güte der vorliegenden Daten abhängig (SCHRÖDTER 1985).

Tab. 4-11: Lake Pretty (Indiana, USA) Verdunstung von der freien Wasserfläche (in mm), bestimmt mit verschiedenen Methoden für ausgewählte Zeiträume im Jahr 1963 (n. FICKE 1972) *

Zeitraum	E - Energiebilanz	E - Massentransportgl.	E - Wasserbilanz	E- Class-A-Pan	Class-A-Pan korrigiert
05.04.-12.04	8,5	13,6		20,1	12,3
12.04.-20.04.	3,4	15,7		29,1	16,3
20.04.-01.05.	9,2	28,9		31,1	24,7
01.05.-11.05	2,6	26,7		39,6	18,5
11.05.-01.06.	72,2	65,1		72,4	64,9
01.06.-06.06	4,2	9,5		23,7	7,4
06.06.-19.06.	77,3	59,2		58,3	59,5
19.06.-02.07.	63,8	33,3		66,6	53,9
02.07.-10.07.	57,1	50,4	56,8	45,2	50,2
10.07.-17.07.	29,3	32,7	22,1	35,5	32,3
17.07.-24.07	28,2	25,7	23,0	34,2	25,6
24.07.-07.08.	63,2	6,1	47,6	56,4	57,5
07.08.-21.08.	55,0	54,9	58,4	42,7	51,9
21.08.-18.09.	75,7	94,2	93,9	85,3	91,9
18.09.-01.10.	37,4	46,0	51,9	38,0	48,8
01.10.-19.10.	37,8	45,1	41,8	53,3	56,7
19.10.-02.11.	26,0	34,9	38,2	28,2	43,7
02.11.-16.11.	24,1	33,8	22,6		
16.11.-03.12.	17,4	27,7	26,2		

* Zu beachten ist die unterschiedliche Länge der einzelnen Bilanzzeiträume.

5 Messung und Berechnung ausgewählter Eingangsgrößen

5.1 Wasseroberflächentemperatur

Die Ermittlung der Wasseroberflächentemperatur bildet vor allem eine Grundlage der empirischen Berechnung der Verdunstungshöhen. Diese kann direkt, mit einem Thermometer oder aber über die langwellige Ausstrahlung der Seefläche bestimmt werden. Fehlen Messungen im Gewässer, werden mittlere Werte der Wasseroberflächentemperatur auch unter Berücksichtigung meteorologischer Daten und der Gewässereigenschaften abgeschätzt. Die Grundlage bilden regressionsanalytisch geeichte Gleichungen bzw. Gleichungssysteme.

Bei der Temperaturmessung ist zu beachten, dass die Erwärmung der Oberflächen stehender Gewässer räumlich und zeitlich variabel ist. Der turbulente Wärmeaustausch, windinduzierte Bewegungen des Wasserkörpers, die Beschattung von Teilen der Oberfläche, Unterschiede in der Lichtabsorption in Abhängigkeit von der Trübung des Wassers und anderen Faktoren, wie der Gewässertiefe, können zur räumlichen Differenzierung der thermischen Verhältnisse beitragen. Tiefere Gewässerareale weisen im Vergleich zu flachen Bereichen sowohl im Tagesverlauf, als auch im Jahresgang zumeist geringere Temperaturschwankungen auf. Daher sollte möglichst in Nähe des Mittelpunktes der Seefläche oder besser an mehreren repräsentativen Stellen gemessen werden. Aufgrund der Wellenbewegung des Wasserkörpers ist es schwierig, stationäre Temperaturmessungen in der oberflächennahen Wasserlamelle durchzuführen, da sich die Thermometer abwechselnd in der Luft und im Wasser befinden. Deshalb werden die Bestimmungen aus methodischen Gründen oftmals in einer Tiefe von 10 - 50 cm durchgeführt. Im Tagesgang bestehen natürlich Unterschiede zur Wasseroberflächentemperatur, die nach Zusammenfassung zu Mittelwerten aber an Bedeutung verlieren.

RICHTER (1977) wies darauf hin, dass die Variabilität der Wassertemperaturen im Tagesverlauf gegenüber den Lufttemperaturen wesentlich geringer ausgeprägt ist. Daher können repräsentative Tageswerte auch auf Grundlage ein- oder zweiterminiger Messungen ermittelt werden. Voraussetzung ist, dass die Zeitpunkte der Bestimmungen entsprechend gewählt werden. Für den Stechlinsee lagen die Schnittpunkte der Temperaturkurve und der Mittelwertlinie etwa bei 11⁰⁰ und 22⁰⁰ Uhr. Einterminige Messungen sollten daher zu diesen Zeiten, vorzugsweise um 11⁰⁰ Uhr vorgenommen werden. Die Überprüfung ergab eine gute Übereinstimmung der so gewonnenen Werte mit den mehrterminig ermittelten Tagesmitteln. Zweiterminige Messungen wurden für 7⁰⁰ und 14⁰⁰ Uhr empfohlen.

Liegen Beobachtungen einer nahegelegenen meteorologischen Station vor, deren Daten auch für das Gewässer Repräsentativität besitzen, kann eine empirische Berechnung der Wasseroberflächentemperatur auf Grundlage von Messungen der Lufttemperatur vorgenommen werden. Die hydrographischen Verhältnisse des Gewässers sind dabei zu berücksichtigen.

Hierbei wird mit unter anderem mit multiplen Gleichungen der Form:

$$(5.1-1) \quad t_{wo} = c_1 * t_L + c_2 * (\Delta t_L) + c_3$$

gearbeitet (FERGUSON & ZNAMENSKY 1981a). In die Berechnung gehen mit t_L die mittlere Lufttemperatur und mit Δt_L die Änderung der Lufttemperatur gegenüber dem vorhergehenden Zeitraum ein. Die regressionsanalytisch ermittelten Konstanten c_1 , c_2 und c_3 spiegeln vor allem die spezifischen Eigenschaften des jeweils untersuchten Gewässers wieder. Gleichungen dieser Form eignen sich insbesondere für die Berechnung von Wochen- oder Dekadenmitteln der Wasseroberflächentemperatur. Für längere Zeiträume ist es günstiger, mit einer rückwirkend übergreifenden Mittelung der Lufttemperaturen zu arbeiten. Diesen Ansatz verfolgte RICHTER (1977) in der Berechnung von Monatsmitteln der oberflächennahen Wassertemperatur (t_{wo}) mit folgenden Gleichungen:

$$(5.1-2) \quad t_{wo} = 1,07 * t_{erw} + 1,34 \quad \text{für die Sommermonate}$$

sowie

$$(5.1-3) \quad t_{wo} = 0,97 * t_{erw} + 0,91 \quad \text{für die Wintermonate.}$$

Das erweiterte Mittel der Lufttemperatur (t_{erw}) ergibt sich dabei aus dem Mittelwert der Lufttemperatur des Monats, für den die Berechnung erfolgt, und der mittleren Temperatur des Erweiterungszeitraumes (t_m) am Ende des Vormonats. Da die Entwicklung des Wärmeinhaltes des Wasserkörpers bei gegebenen Lufttemperaturen im Wesentlichen eine Funktion seiner Mächtigkeit ist, wird die Länge des Erweiterungszeitraumes unter Berücksichtigung der mittleren Tiefe (z) des Sees gewählt:

$$(5.1-4) \quad t_m = 10 * \sqrt{z} - 15.$$

Das Gleichungssystem von RICHTER (1977) ist für nordostdeutsche Seen mit einer mittleren Tiefe von 2,3 m bis 25 m gültig. Der methodische Ansatz dürfte bei entsprechender Neueichung auf Gewässer anderer Regionen anwendbar sein.

5.2 Dampfdruck

Der Dampfdruck (e) ist der Partialdruck des in der Luft enthaltenen gasförmigen Wassers. Dem Gesetz von DALTON entsprechend, summiert sich der Gesamtdruck eines Gasgemisches aus den Teildrücken der einzelnen Komponenten. Die partiellen Drücke der einzelnen Gase, so auch des Wasserdampfes, resultieren aus den absoluten Gehalten im Gemisch und der Bewegung der Teilchen. Bei Sättigung der Luft mit Wasserdampf erreicht der Dampfdruck einen Wert (E_0 = Sättigungsdampfdruck), bei dem die gasförmige mit der flüssigen oder festen Phase verdunstender oder sublimierender Unterlagen im Gleichgewicht steht. Die Lage dieses Gleichgewichtes ist, wie erwähnt, von den Unterlageneigenschaften sowie von Lufttemperatur und -druck abhängig.

Der aktuelle Dampfdruck wird mittels sogenannter Psychrometer bestimmt, in denen die Temperaturen eines trockenen und eines angefeuchteten Thermometers gemessen werden. Die Ermittlung des Dampfdruckes erfolgt durch Einsatz der Werte in die Psychrometerformel nach SPRUNG (Gl. 5.2-1) oder aber unter Nutzung entsprechender Tabellenwerke (Psychrometertafeln).

$$(5.2-1) e_L = E_0 - \gamma (t - t') p / 1007$$

mit: e_L ... Dampfdruck der Luft (hPa),
 E_0 ... Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Temperatur t (hPa),
 t ... Lufttemperatur (Temperatur des trockenen Thermometers, [°C]),
 t' ... Temperatur des befeuchteten Thermometers
sowie γ ... Psychrometerkonstante (0,65 - 0,67 hPa °C⁻¹ bzw. hPa K⁻¹).

In Gebrauch sind Psychrometer verschiedener Bauart, ein Standardgerät ist das ASSMANN'sche Aspirationspsychrometer. Bei diesem wird ein definierter Luftstrom, der durch einen kleinen Ventilator erzeugt wird, an den Thermometern vorbeigeführt. Die Dauer der Messung verringert sich dadurch deutlich. Andere Geräte werden geschleudert oder arbeiten ohne Ventilation.

Die Dampfdruckbestimmung über die relative Luftfeuchte eignet sich aufgrund der nur bedingt gegebenen Genauigkeit der Hygrometer weniger für die Verdunstungsberechnung, kann aber möglicherweise für gröbere Schätzungen verwandt werden.

Die Berechnung des Sättigungsdampfdruckes (E_0 in hPa) über Wasser- und Eisflächen erfolgt nach der Formel von MAGNUS:

$$(5.2-2) \quad E_0 = 6,11 * 10^{([a*t] / [t+b])}$$

mit: $a = 7,5$ und $b = 237,3$ über Wasserflächen,

$a = 9,5$ und $b = 265,5$ über Eis

sowie t ... Lufttemperatur.

Durch SONNTAG (1994) wurde eine Neueichung der MAGNUS-Formel durchgeführt. Diese erbrachte bei Einengung des Temperaturbereiches auf -45 bis $+60$ °C eine Verbesserung in der Genauigkeit der Ableitung. Als neue Konstanten der Gleichung 5.2-2 wurden

$a = 17,62$ und $b = 243,12$ für den Dampfdruck über Wasserflächen

und $a = 22,46$ und $b = 272,62$ über Eis berechnet.

5.3 Globalstrahlung

Die Globalstrahlung wird mit Pyranometern bzw. Solarimetern auf thermoelektrischer Basis gemessen. Dabei werden die Global- und Himmelsstrahlung auf horizontal gelagerten, meist geschwärzten Strahlungsempfängern mit unterschiedlichem Absorptionsvermögen und / oder verschiedener Wärmekapazität aufgefangen. Die unterschiedliche Erwärmung wird durch Aufheizen des kälteren Elements bis zur Temperaturgleichheit und Messung des Heizstromes oder aber durch Bestimmung des Thermostromes ermittelt. Windeinflüsse und langwellige Strahlung werden durch eine Glaskuppel ausgeschaltet (SCHIRMER ET AL. 1987, MONTEITH 1972).

Aufgrund des relativ großen instrumentellen Aufwandes liegen Globalstrahlungsmessungen nicht von allen meteorologischen Stationen vor. In diesen Fällen müssen empirische Berechnungen an ihre Stelle treten. Dabei werden meist statistische Eichfunktionen in der von ÅNGSTRÖM (1924) entwickelten Grundform:

$$(5.3-1) \quad Q_G = Q_0 * (a + b * R)$$

angewandt. Darin sind Q_0 die Globalstrahlung an völlig klaren Tagen, R die relative Sonnenscheindauer sowie a und b empirische Konstanten, die von ÅNGSTRÖM (1924) mit $a = 0,25$ und $b = 0,75$ angegeben wurden. Die relative Sonnenscheindauer ist als Verhältnis der tatsächlichen zur maximalen, d. h. astronomisch möglichen Sonnenscheindauer definiert. Diese ist vom jahreszeitlichen Wechsel des Sonnenstandes und der geographischen Breite des Standortes abhängig und in Tabellenwerken (z. B. LIST 1971, LINKE & BAUR 1970) nachzulesen. Zur Messung und Definition der Sonnenscheindauer siehe SONNTAG & BEHRENS (1992).

Q_0 kann in Gleichungen vom ÅNGSTRÖM - Typ auch durch folgende Größen ersetzt werden:

- Q_R , die Globalstrahlung bei Annahme einer reinen, trockenen (RAYLEIGH-) Atmosphäre, in

der auch der Einfluss der Sonnenhöhe auf die Transparenz (RAYLEIGH -Streuung) Berücksichtigung findet,

- Q_{Angot} , die Globalstrahlung bei transparenter Atmosphäre nach ANGOT oder
- die maximale, am Ort der Untersuchung gemessene Globalstrahlung (Q_{max}), die bei hinreichend großem Datenumfang Q_0 entspricht,

(vgl. SCHÖNERMARK ET AL. 1973 NEUWIRTH 1978).

An Stelle dieser Größen können auch die Strahlungssummen am Rand der Atmosphäre Q_{EX} eingesetzt werden, die sich für beliebige Zeiträume des Jahres in Kenntnis der geographischen Breite, der Deklination der Sonne und dem Stundenwinkel ihres Unterganges auf Grundlage von Tageswerten berechnen lassen (z. B. NEUWIRTH 1978).

Der lineare Ansatz der Gleichung 5.3-1 ist strenggenommen nur für relative Sonnenscheindauern $\geq 0,2$ anwendbar. Komplexere rechnerische Lösungen, die der Grundgleichung von ÅNGSTRÖM folgen oder diese modifizieren, wurden unter anderem von HINZPETER (1959) zusammengefasst und diskutiert.

Es liegen Gleichungen mit allgemeiner Gültigkeit vor (FERGUSON & ZNAMENSKY 1981a). Trotzdem sollte, soweit vorhanden, auf Eichungen, die an einer möglichst nahegelegenen Station durchgeführt wurden, zurückgegriffen werden. Für nord- und mitteldeutsche Verhältnisse (Stationen: Hamburg, Potsdam, Braunschweig, Lindenberg, Wahnsdorf, Gotha, Fichtelberg [verschiedene Reihen]) errechneten SCHÖNERMARK ET AL. (1973) die mittlere Beziehung:

$$(5.3-2) \quad Q = Q_R (0,21 + 0,61 R) \quad (\text{cal} * \text{cm}^{-2} * \text{d}^{-1})$$

Für die einzelnen Stationen wurden folgende Koeffizienten angegeben:

Tab. 5-1: Berechnung der mittleren monatlichen Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer für verschiedene deutsche Stationen (n. SCHÖNERMARK ET AL. 1973)

Station	Jahre	b	a	r	
Hamburg	1960-1664, 1966		0,572	0,229	0,910
Potsdam	1951-1967		0,655	0,197	0,964
Braunschweig	1960-1964, 1966		0,578	0,226	0,914
Lindenberg	1951-1959		0,630	0,176	0,939
Wahnsdorf	1951-62, 1965-67		0,583	0,205	0,864
Gotha	1951-1956		0,656	0,217	0,924
Fichtelberg	1958-1967		0,622	0,205	0,889

Als mittlere Monatswerte von Q_R gingen dabei in die Berechnungen ein:

Tab. 5-2: Mittlere Monatswerte für Q_R (Q in $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) für ausgewählte Stationen (n. SCHÖNERMARK ET AL. 1973)

Station	geogr. Breite	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Hamburg	53°38'N	147	271	458	669	838	920	886	739	538	333	182	118
Potsdam	52°23'N	162	228	474	680	843	921	889	747	551	349	200	133
Braunschw.	52°18'N	163	289	475	681	843	921	889	748	552	350	201	134
Lindenberg	52°13'N	164	290	476	682	844	921	889	749	553	351	202	135
Wahnsdorf	51°07'N	179	305	490	692	849	923	892	756	565	366	217	148
Gotha	50°57'N	181	307	492	693	850	924	893	757	567	368	219	150
Fichtelberg	50°26'N	188	314	498	698	852	924	894	761	572	375	226	157

In der Eichung empirischer Gleichungen gleichen Ansatzes kam NEUWIRTH (1978) für 19 Stationen in Österreich zu folgenden Einschätzungen:

1. Die Qualität der Anpassung der statistischen Funktionen ist weitgehend unabhängig von der Wahl der Eingangsgröße (Q_{\max} , Q_R , Q_{ET}).
2. Die Konstanten a und b der Gleichung variieren für einzelne Stationen und einzelne Monate nur geringfügig, ihre Summe ist interessanterweise in etwa konstant (näherungsweise)
 - 1). Die Konstanten a und b zeigen zwischen den Sommer- und Wintermonaten die größten Unterschiede.
3. Die Ergebnisse der Regressions- und der zugehörigen Korrelationsanalysen sind für die Wintermonate am schlechtesten.
4. Die Anwendung nichtlinearer, quadratischer Funktionen führt zu keiner wesentlichen Verbesserung der Anpassung der berechneten an die gemessenen Werte.

5.4 Atmosphärische Gegenstrahlung

Die atmosphärische Gegenstrahlung Q_{GA} wird nach einer Formel von ÅNGSTRÖM (1916) berechnet:

$$(5.4-1) \quad Q_{GA} = \sigma \cdot T_L^4 \cdot (a + b \cdot 10^{-c \cdot e}).$$

Darin sind σ die STEFAN-BOLTZMANNSCHE Konstante, T_L die Lufttemperatur, e der Dampfdruck sowie a, b und c empirisch ermittelte Konstanten. ÅNGSTRÖM (1916) gab für a, b und c im Jahr 1916 0,79, 0,26 und 0,069 sowie 1929 0,75; 0,32 und 0,069 an. Seine Werte beruhen dabei ausschließlich auf nächtlichen Messungen. Zu einer Modifikation kamen FALCKENBERG & BOLZ

(1949) mit $a = 0,82$, $b = 0,25$ und $c = 0,413$. Diese Resultate basieren auf Nacht- und Tagesmessungen an der Seewetterwarte in Warnemünde. Die Eingabe von e in Gleichung 5.4-1 erfolgt in Torr (bzw. $\text{hPa} \cdot 1,33$).

Ein anderer, ebenfalls häufig angewandter Ansatz, wurde durch BRUNT (1932) entwickelt:

$$(5.4-2) \quad Q_{GA} = \sigma T_L^4 (a + b \sqrt{e}).$$

Daneben wurde eine Reihe von regressionsanalytischen Eichungen vorgenommen, in denen lediglich die Lufttemperatur als Variable einging. Beispielhaft wird die Gleichung von IDSO & JACKSON (1969) wiedergegeben:

$$(5.4-3) \quad Q_{GA} = \sigma T_L^4 (1 - a^{-[b(273-T_L)] \exp 2}).$$

Die recht guten Ergebnisse, die mit Gleichungen dieser Form erreicht werden, resultieren nach IDSO (1974) aus folgenden Annahmen:

1. Die oberflächennahe Schicht der Atmosphäre, die soviel Wasserdampf enthält, dass der größte Teil der an der Erdoberfläche messbaren langwelligen Eigenstrahlung der Atmosphäre von ihr ausgeht, ist in der Mehrzahl der Fälle relativ geringmächtig, so dass die Temperaturen der Luft nur wenig differieren.

Die Emission langwelliger Strahlung aus dieser Luftschicht ist vor allem eine Funktion der Temperatur, die Berücksichtigung des aktuellen Dampfdruckes daher nicht notwendig.

2. Aus der Korrelation von Temperatur und Wasserdampfgehalt der Luft ergibt sich, dass der Wasserdampfdruck nicht einbezogen werden muss. Probleme und Unsicherheiten, die aus diesen Annahmen, die nicht immer zutreffen, resultieren, wurden diskutiert.

Wesentlich ist, dass die genannten Ansätze lediglich für wolkenlose Verhältnisse Gültigkeit besitzen. Bei Anwesenheit von Wolken werden Korrekturen vorgenommen. Die Wolkenart und der Bedeckungsgrad des Himmels finden dabei Berücksichtigung:

$$(5.4-4) \quad Q_{GAW} = Q_{GA} \cdot (1 + k \cdot W^{2,5})$$

(BOLZ 1949). Darin sind Q_{GAW} die atmosphärische Gegenstrahlung bei Anwesenheit von Wolken, k eine wolkenartspezifische Konstante (Cirrus 0,04, Altostratus 0,2, Cumulus 0,2, Stratus 0,24, Mittelwert 0,22) und W der Bedeckungsgrad des Himmels (in 1/10).

Die Messung der atmosphärischen Gegenstrahlung wird mit Hilfe von Pyrgeometern verschiedener Bauart durchgeführt und ist relativ störanfällig (BOLZ & FALCKENBERG 1949). Sie werden vorrangig für Nachtmessungen eingesetzt.

Ein anderer Weg besteht in der Messung der aus dem Halbraum eingehenden Strahlung über

alle Wellenlängen mit Hilfe eines Radiometers bzw. Pyrradiometers (MONTEITH 1972). Von dieser wird die mit einem temperaturkompensierten Pyranometer gemessene Globalstrahlung abgezogen (IDSO 1974).

5.5 Niederschläge

Als Niederschlag bezeichnet man sowohl den Vorgang des Ausscheidens atmosphärischen Wassers an der Erdoberfläche in fester oder flüssiger Form, die Kondensations- und Resublimationsprodukte an sich sowie die Menge des Niederschlages als Wasserbilanzgröße. Es werden verschiedene Niederschlagstypen und -arten unterschieden. Wasserhaushaltliche Bedeutung haben vor allem die durch hebungsbedingte Abkühlung und nachfolgende Kondensation entstehenden, fallenden Niederschläge. Diese erreichen die Erdoberfläche in Form von Sprühregen, Regen, Schnee, Graupeln, Eiskörnern und Hagel. Als Niesel- oder Sprühregen werden flüssige Niederschläge mit kleinen Tropfendurchmessern ($\leq 0,5$ mm) bezeichnet. Bei Tropfen von etwa 0,5 bis 5 mm Durchmesser (in Starkregen bis 8 mm) spricht man von Regen. Schnee als fester Niederschlag besteht aus baum- oder sternartig verzweigten Kristallen mit hexagonaler Struktur, die zum Teil als Zusammenballungen mehrerer Kristalle oder von Kristallen und Wassertröpfchen aggregiert vorliegen.

Abgesetzte Niederschläge, insbesondere Tauniederschläge, können in Mitteleuropa etwa 2 - 4 % des Gesamtniederschlages ausmachen. Sie werden durch Kondensation gebildet, wobei auf Wasserflächen natürlich keine sichtbare Taubildung und -ansammlung wie auf festen Gegenständen auftritt, oder aber durch Resublimation auf Eisflächen.

Abgefangene Niederschläge entstehen durch das Herauskämmen bereits in der Atmosphäre kondensierter Wassertropfen aus der Luftströmung. Es werden Nebelniederschläge (Nebeltraufe) und Nebelfrostablagerungen (Rauhreif, Rauhrost, Rauheis) unterschieden.

Abgefangene Niederschläge können in Waldbeständen Anteile an der Wasserbilanz von etwa 3 - 6 % erreichen (DYCK & PESCHKE, 1992). Zu der Wasserzufuhr durch abgefangene Niederschläge in vegetationsbestandenen Wasserflächen, insbesondere Schilfgelegen, sind keine Angaben verfügbar. Die geringere Bestandshöhe wird hier möglicherweise durch eine erhöhte Nebelhäufigkeit über den Gewässern und die meist hohe Dichte des Schilfbestandes ausgeglichen (siehe auch 6.3.2). Die punktuelle Erfassung der Niederschläge wird in standardisierten Geräten, in Deutschland mit dem Regenmesser nach HELLMANN vorgenommen. Dieser hat eine Auffangfläche von 100 cm^2 , die in 1 m Höhe über dem Erdboden exponiert wird. Die Niederschlagsmessung erfolgt an den Stationen des Deutschen Wetterdienstes täglich um 7⁰⁰ Uhr.

Dabei wird der Niederschlagsgewinn volumetrisch in einer Sammelkanne erfasst. An ausgewählten Stationen werden auch Niederschlagsmesser im Niveau des Erdbodens exponiert. An Gebirgsstationen finden aufgrund des größeren Anteiles fester Niederschläge zum Teil Geräte mit größerer Auffangfläche (500 cm^2) in unzugänglichem Gelände auch Totalisatoren, die den Niederschlag längerer Perioden auffangen und sammeln, Einsatz. Die zeitliche Verteilung der Niederschläge wird mit Regenschreibern festgehalten. Hier wird eine kontinuierliche Messung mit Hilfe verschiedener gerätetechnischer Varianten (Schwimmer, Waagen, Kippwaagen, Schreibeinrichtungen auf Papier, elektronische Datenerfassung und -weiterleitung etc.) durchgeführt.

Bei der Messung der Niederschläge treten Verfälschungen der Messwerte auf, die als systematische Fehler berücksichtigt werden müssen. Die größte Bedeutung besitzt die Deformation des Windfeldes im Umfeld des Gerätes. Regentropfen, vor allem aber feste Niederschläge werden verweht und erreichen somit nur zum Teil die Auffangfläche des Regensammlers. Feste Niederschläge können zum Teil auch aus dem Trichter ausgeblasen werden. Der resultierende Fehler ist naturgemäß im Winter und an windexponierten Stationen am größten. Die Benetzung der Geräteoberfläche stellt eine weitere Fehlerquelle dar. Die in den Tropfen und / oder im Wasserfilm befindliche Wassermenge steht der Messung nicht zur Verfügung. Ein zusätzlicher Verlust tritt insbesondere im Sommer bzw. in warmen Klimaten durch Verdunstung aus dem Sammelbehälter auf. Der systematische Fehler wird in der Größenordnung von etwa 10 % angesetzt, hängt aber von verschiedenen lokalen und aktuellen Bedingungen ab (KARBAUM 1969, REISS ET AL. 1992 u. v. a.).

RICHTER (1995) legte für die Verhältnisse des norddeutschen Tieflandes und der südlich anschließenden Mittelgebirge detaillierte Untersuchungen zu den einzelnen Fehlerquellen der Niederschlagsmessung vor. Den Benetzungsverlust des Regenmessers gab er mit bis zu 3 cm^3 bei vollständiger Benetzung des Auffangtrichters und vorhergehender vollkommener Abtrocknung der Oberfläche an. Beide Bedingungen sind aber nicht immer gegeben, so dass aufgrund der unvollständigen Befeuchtung bei Niederschlagsereignissen niedriger Intensität oftmals geringere Werte zu verzeichnen sind. Trotz starker Streuung der Einzelwerte konnten klare Zusammenhänge zwischen Niederschlagsintensität und Benetzungsverlust des Trichters herausgearbeitet werden. Hinzu kommen Benetzungs- und Verdunstungsverluste in und aus der Sammelkanne. Der am gesamten Gerät auftretende Fehlbetrag der Messung wird durch RICHTER mit durchschnittlich $0,22 \text{ mm}$ pro Niederschlagsereignis angegeben.

Der Windfehler ist von einer Vielzahl von Faktoren abhängig. Die wichtigsten sind die Exposition der Station, die stellvertretend über die Horizontüberhöhung erfasst werden kann, die Windverhältnisse während der einzelnen Ereignisse und die Niederschlagsart.

Die Höhe des Gesamtfehlers der Messung wird von RICHTER (1995) in der Betrachtung von

Daten aus ganz Deutschland mit durchschnittlich 8 - 13 % angegeben. Relativ hohe Werte sind dabei für das Tiefland Nordostdeutschlands zu verzeichnen, die geringsten anteiligen Abweichungen aufgrund der meist höheren Niederschlagsintensitäten im Alpengebiet.

Für die Niederschlagsmesswerte stellte RICHTER ein relativ einfaches Korrekturverfahren vor:

$$(5.5-1) N_{\text{korr}} = N + bN^{\epsilon}$$

mit: N_{korr} ... korrigierter Niederschlag,
 N ... gemessener Niederschlag
 und b, ϵ ... empirisch bestimmte Konstanten.

In der statistischen Anpassung konnten unter Berücksichtigung der Stationslagen und Niederschlagsarten 16 verschiedene Korrekturfunktionen aufgestellt werden. Dabei variiert der Exponent ϵ für die verschiedenen Niederschlagsarten, während die Konstante b für verschiedene Stationslagen unterschiedlich gewählt wird (Tabelle 5-3).

Tab. 5-3: Konstanten b und ϵ der Niederschlagskorrekturfunktion für Tageswerte nach RICHTER (1995)

Niederschlagsart	ϵ	Exposition *			
		2°	5°	9,5°	16°
N4 (Sommer)	0,38	0,345	0,310	0,280	0,245
N4 (Winter)	0,46	0,340	0,280	0,240	0,190
N8	0,55	0,535	0,390	0,305	0,185
N7	0,82	0,720	0,510	0,330	0,210

* Horizontabschirmung: 2° ... freie, 5° ... leicht geschützte, 9,5° ... mäßig geschützte und 16° ... stark geschützte Stationslage

Durch geeignete Aufstellung der Geräte ist der systematische Fehler der Messung zu verringern. Bei höheren Anteilen fester Niederschläge werden zum Teil Windschutzringe, die ein Ausblasen aus dem Auffangtrichter verhindern sollen, eingesetzt. Zusätzlich finden oftmals Heizsysteme oder Auftaumittel Anwendung.

Aus hydrologischer Sicht sind vor allem die Flächen- bzw. Gebietsniederschläge interessant. Sie können mit Hilfe verschiedener Methoden (Mittelbildung, Isohyeten- und Polygonmethode, Bildung von Flächenanteilen über die hypsometrische Kurve usw.) aus den punktuellen Messungen mehrerer, im betrachteten Gebiet betriebener Stationen abgeleitet werden. Dabei ist die mehr oder minder ausgeprägte Beckenlage der Seen zu beachten. Je nach Höhenlage

und Reliefenergie des Einzugsgebietes und der Windrichtung treten orographische Effekte unterschiedlicher Intensität auf. Diese betreffen in Mitteleuropa vor allem zyklonale Niederschläge. Konvektive Regenereignisse dürften über größeren Seeflächen in Häufigkeit und Intensität etwas abgeschwächt auftreten, da die Erwärmung der Landflächen bei sommerlicher Einstrahlung stärker ist. Je nach Ausprägung der Beckenlage ist daher mit einer mehr oder minder deutlich ausfallenden Verringerung der Niederschläge auf Seeflächen gegenüber den meist exponierteren Stationen und Messpunkten im Umland der Gewässer zu rechnen.

5.6 Windmessung

Die Messung der Windgeschwindigkeit wird mit Anemometern verschiedener Bauart vorgenommen. Rotations- bzw. Schalenanemometer erfassen die Luftbewegung durch stern- oder kreuzförmig angeordnete und drehbar gelagerte Halbschalen. Der Wind fängt sich in diesen Schalen, die dadurch ausgelöste Drehbewegung wird mechanisch oder elektrisch erfasst. Im Staudruckanemometer erfolgt eine manometrische Erfassung des windgeschwindigkeitsabhängigen Staudruckes in einer Röhre. Diese ist rechtwinklig abgelenkt und wird mit ihrer Öffnung gegen den Wind gerichtet. Die Wirkungsweise eines Hitzdrahtanemometers basiert auf der Abkühlung eines elektrisch aufgeheizten Drahtes, die über die Veränderung des Widerstandes ermittelt wird. Für die Bestimmung räumlich und zeitlich feinskaliger Fluktuationen der Luftbewegung erfolgt die Windbestimmung vorrangig mit hochsensiblen Ultraschallanemometern. Im Ersatz zu instrumentellen Messungen kann eine überschlägige Bestimmung der Windgeschwindigkeiten auf Grundlage von Beobachtungen (Blätter, Pflanzen, Wasseroberflächen, Rauchfahnen u. v. m.) nach der BEAUFORT - Skala vorgenommen werden. Eine Einbeziehung dieser Werte in Verdunstungsberechnungen sollte aber vermieden werden.

Bei der Ermittlung der Verdunstung nach den verschiedenen Ansätzen der Massentransport- und Kombinationsgleichungen ist zu beachten, daß die Modalitäten der Windmessung mit den Eichbedingungen der genutzten Verfahren übereinstimmen. Dies betrifft vor allem die Höhen, in denen die Messung stattfinden und den Zeitpunkt der Messung bzw. die Art der Mittelwertbildung.

In vielen rechnerischen Ansätzen der Verdunstungsbestimmung ist die Bezugshöhe für die Windmessung mit 2 m definiert. Liegen Messungen aus größeren Höhen vor, lassen sich diese entsprechend Gleichung 5.6-1 (MATTHES & UBELL 1983) umrechnen.

$$(5.6-1) \quad u_2 = C * u_z$$

mit: C ... Korrekturfaktor entsprechend Tabelle 5-4.

Tab. 5-4: Umrechnungsfaktoren C für Windmessungen in verschiedenen Höhen (nach MATTHES & UBELL 1983)

Messhöhe z (m)	3	4	5	10	15	20
Korrekturfaktor (C)	0,94	0,92	0,89	0,78	0,72	0,68

Vielfach bildeten Einzelmessungen der Windgeschwindigkeiten zu einem Zeitpunkt (meist 14⁰⁰ Uhr) die Grundlage der Berechnung der Eichfunktionen. Günstiger sind mehrterminige Bestimmungen und eine geeignete Akkumulation zu Mittelwerten oder aber Windwegmessungen. Hier wird keine Dokumentation der aktuellen Geschwindigkeit, sondern eine zeitlich integrierende Bestimmung der Luftbewegung relativ zum Gerät vorgenommen. Dies erfolgt mit einem Schalenanemometer, dessen Drehachse mit einem Zählwerk verbunden ist.

Aufgrund der räumlichen Variabilität der Windverhältnisse, vor allem in Abhängigkeit von den Reliefbedingungen, ist bei der Übertragung von Windmessungen nahegelegener Stationen auf ein konkretes Gewässer große Vorsicht geboten (vgl. 4.6.1).

5.7 Messung des Durchflusses an Zu- und Abflüssen

Für die Messung des Durchflusses an fließenden Gewässern gibt es eine Reihe von Methoden, auf die hier nur kurz eingegangen werden soll. Weiterführend ist auf verschiedene Zusammenfassungen (DYCK & PESCHKE 1995, MANIAK 1993 u. a.) zu verweisen. In diesen werden auch neuere Entwicklungen, wie z. B. die Ultraschallmessung der Fließgeschwindigkeiten, erläutert.

Das gebräuchlichste Verfahren zur Bestimmung des Durchflusses in einem Querschnitt ist die Messung mit einem **hydrometrischem Flügel**. Es erfolgt hierbei eine Ermittlung der Fließgeschwindigkeiten in dem vorher zu vermessenden Profil. Über Querschnittsfläche und mittlere Fließgeschwindigkeit ist dann der Abfluss zu berechnen. Die Vermessung des Querschnittes wird im Regelfall mit Peilstangen oder Loten verschiedenster Bauart vorgenommen. Die Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten erfolgt mit einem Messflügel. Im klassischen Aufbau besteht dieser aus einem schraubenförmigen Schaufelrad, das durch die Fließbewegung des Wassers in eine Drehbewegung gesetzt wird. Über elektrische Impulse werden die Umdrehungen pro Zeiteinheit gezählt und mittels gerätespezifischer Eichfunktionen in Fließgeschwindigkeiten umgerechnet. Im Ersatz zum Messflügel werden in neuerer Zeit oftmals induktimetrisch arbeitende Geräte eingesetzt. Bei diesen wird durch das fließende Wasser zwischen zwei Messelektroden eine Spannung induziert, die durch parallele Messungen der Leitfähigkeit und der Temperatur des Wassers in eine Fließgeschwindigkeit umgerechnet werden kann.

Für die Ermittlung der Geschwindigkeitsverteilung im Querprofil und der Zusammenfassung der Einzelwerte zu einer mittleren Fließgeschwindigkeit gibt es verschiedene Methoden (z. B. Pendelpunkt-, Vielpunkt-, Integrations- und Näherungsmessverfahren), die unter anderem von MARCINEK (1974) diskutiert wurden. In der Praxis werden heute zumeist mehrere Messungen in einer hinreichend großen Anzahl von Messlotrechten, die in regelmäßigen Abständen über das Querprofil verteilt sind, durchgeführt. Je nach Wassertiefe und geforderter Genauigkeit werden die Messungen in der einzelnen Lotrechten nach der Sechspunktmethode (in 20, 40, 60 und 80 % der Tiefe sowie jeweils nahe der Wasseroberfläche und der Sohle), nach der Dreipunktmethode (in 20, 40 und 80 % der Tiefe) oder der Zweipunktmethode (in 20 und 80 % der Tiefe) durchgeführt. Die Werte sind dann für die jeweilige Lotrechte zu mitteln. Dies erfolgt für die Zwei- und Dreipunktmethode durch einfache arithmetische Mittelung und für die Sechspunktmethode durch Bildung eines gewichteten Mittels entsprechend Gleichung 5.7-1:

$$(5.7-1) \quad v_i = 0,1 (v_{i0} + 2 v_{i0,2} + 2 v_{i0,4} + 2 v_{i0,6} + 2 v_{i0,8} + v_{is})$$

mit: v_{ix} ... Strömungsgeschwindigkeit in der Messlotrechten i und Tiefe x.

Die mittlere Fließgeschwindigkeit wird als durchschnittlicher Wert auf eine Wasserlamelle bezogen, die beiderseits durch den mittleren Abstand der Lotrechten zu den nächsten Lotrechten begrenzt wird. Die mittlere Tiefe dieser Lamelle resultiert aus den Tiefen an der Messlotrechten und den beiden Begrenzungslinien. Bei der Mittelbildung gehen die seitlichen Tiefenwerte jeweils einfach, die Tiefe an der Messlotrechten dagegen doppelt ein. Bezogen auf die betrachtete Lamelle ergibt sich der Durchfluss aus der Fläche und der durchschnittlichen Fließgeschwindigkeit. Der Abfluss im gesamten Profil errechnet sich durch Addition der Werte aller Lamellen.

Besonders unter komplizierten Verhältnissen ergibt die graphische Lösung genauere Abflusswerte. Hierbei werden für die einzelnen Messlotrechten sogenannte Geschwindigkeitsflächen konstruiert. Dazu werden die Lotrechten mit ihrer Tiefe und senkrecht dazu die Geschwindigkeiten aufgezeichnet. Die Endpunkte sind zu verbinden und stellen flächenhaft die Geschwindigkeitsverteilung in der Messlotrechten dar. Die Größe der Geschwindigkeitsfläche wird planimetrisch bestimmt. Die Flächenwerte werden als Ordinaten über der Wasserspiegellinie des Querschnittes aufgetragen, verbunden und ergeben dann die Durchflussfläche. Durch erneutes Planimetrieren erhält man aus dieser den Durchfluss im betrachteten Querschnitt. Diese recht aufwendige graphische Lösung wird mittlerweile durch Standardanwendungen der Rechentechnik realisiert (MANIAK 1993, DYCK & PESCHKE 1995).

Wenn aufgrund geringer Wassertiefen, hoher Strömungsgeschwindigkeiten und / oder hoher Turbulenz eine Messung des Abflusses mit dem hydrometrischen Flügel nicht möglich ist, kann das **Verdünnungsverfahren** angewandt werden. Dabei erfolgt eine in Menge und

Konzentration definierte Zugabe eines Tracers an der Impfstelle und die Bestimmung der maximalen Konzentration des Stoffes in der durchgehenden Tracerwolke unterhalb einer festzulegenden Durchmischungsstrecke. Aus der Veränderung des Verdünnungsverhältnisses lässt sich der Abfluss ermitteln. Die Genauigkeit der Messung ist vor allem von der Exaktheit der Bestimmung der Tracerkonzentrationen abhängig. Das Verfahren hat den Vorteil, dass eine Vermessung von Querprofilen nicht notwendig ist. Zur Markierung werden verschiedene Substanzen eingesetzt. Oftmals handelt es sich um Elektrolyte (z. B. Kochsalzlösung), deren Bestimmung relativ einfach über Leitfähigkeitsmessungen erfolgen kann. Des Weiteren finden Farbstoffe und radioaktive Substanzen Anwendung, die noch in extremer Verdünnung nachweisbar sind. Wichtig ist dabei, dass eine Strecke gewählt wird, die einerseits eine vollständige Einmischung des Tracers gewährleistet, die aber andererseits auch nicht zu lang bemessen sein sollte, da dann eine übermäßige Verdünnung eintritt.

Markierungsmethoden können auch zur Ermittlung der Fließgeschwindigkeiten in einem vermessenen Fließgewässerabschnitt eingesetzt werden. Hier wird der zeitliche Durchgang des Tracers durch ein Messprofil erfasst. In der graphischen Auswertung ($C = f[t]$) ergibt sich ausgehend von dem natürlichen Background ein steiler Anstieg der Konzentrationskurve, dessen Beginn die maximale Abstandsgeschwindigkeit zwischen der Impf- und der Messstelle, also die Fließgeschwindigkeit im Stromstrich kennzeichnet. Im weiteren Verlauf flacht die insgesamt linksschiefe Konzentrationskurve langsam ab. Der Median der Kurve markiert den Zeitpunkt an dem 50 % der zugegebenen Tracermenge das Messprofil passiert haben und entspricht damit der durchschnittlichen Fließgeschwindigkeit im Abschnitt. In Kenntnis des mittleren Querprofiles und der Länge der Fließstrecke lässt sich aus diesem Wert die abfließende Wassermenge ermitteln. Die langsame, asymptotische, aber meist un stetige Annäherung der Konzentrationen an den Ausgangswert ist durch Verzögerung des Abflusses am Gewässerrand und -grund, also in Stillwasserbereichen, Kehrwirbeln u. ä. zu erklären. Bei schlechter bzw. verzögerter Einmischung des Tracers erhält man mit diesem Verfahren allerdings zu hohe Fließgeschwindigkeiten und damit auch Durchflüsse.

Die Durchflussbestimmung kann auch an speziell konstruierten **Messwehren** stattfinden. Diese weisen definierte, oftmals rechteckige Profile und scharfkantige Kronen im Überfallbereich auf. Eine Beeinflussung des Abflusses durch den Unterwasserspiegel wird vermieden. Unter Berücksichtigung der Überfallbreite und -höhe, der Wehreigenschaften, die in einem anlagenspezifischen Faktor zusammengefasst werden, der Erdbeschleunigung und zum Teil

auch der Fließgeschwindigkeit im Oberwasser kann der Durchfluss mit Hilfe verschiedener hydraulischer Berechnungsansätze bestimmt werden. Eine Zusammenfassung der Gleichungen geben z. B. BOLLRICH & PREISLER (1992). Sind in Seeabläufen bereits geeignete Wehre vorhanden, wird eine relativ gute Abschätzung des Durchflusses aus der variablen Überfallhöhe, die sich als Differenz aus Wasserspiegel- und Wehrkronenhöhe ergibt, möglich.

Die in einem offenen Gerinne in einer Zeiteinheit abfließende Wassermenge kann in einem **Venturikanal** aus der durchflussabhängigen Wasserspiegeldifferenz an einer Querschnittsverengung bestimmt werden. Aufgrund der vergleichsweise einfachen Berechnung werden bevorzugt Recht- oder Dreieckprofile gebaut. Im Längsverlauf sind der Einlauf- bzw. Beruhigungsteil, die Einschnürungsstrecke und ein Nachlaufabschnitt vorzusehen (DYCK & PESCHKE 1995).

Liegen für einen Abflussquerschnitt hinreichend viele, möglichst über einen großen Teil der vorkommenden Durchflüsse streuende Messwerte vor, können **Wasserstands-Durchfluss-Beziehungen** erstellt werden. Sie ermöglichen es, einem gegebenen Wasserstand einen bestimmten Durchfluss zuzuordnen. Voraussetzung ist ein unveränderter Abflussquerschnitt, der weder durch Ablagerungen oder Auskolkungen verkleinert oder vergrößert, noch in seinen hydraulischen Eigenschaften modifiziert (auch Wasserpflanzen, ober- und unterstromige Stau, Verengungen, Erweiterungen etc.) sein darf. Liegt eine abgesicherte Beziehung vor, kann die Messung und Ableitung der Fließgeschwindigkeiten und Durchflüsse in der Routine der Beobachtung entfallen und durch simple Pegelablesungen oder -aufzeichnungen ersetzt werden. Es sind lediglich turnusmäßig Kontrolluntersuchungen durchzuführen, in denen sowohl der Messquerschnitt, als auch die Eichfunktion überprüft werden. Die Wasserstands-Durchfluss-Beziehungen können in graphischer (Durchflusskurve), tabellarischer (Abflusstafel) oder analytischer Form (statistische Eichfunktion) dargestellt und aufbereitet werden. Probleme bereiten dabei meist weniger die Abflüsse innerhalb eines durchschnittlichen Schwankungsrahmens, die Wasserstands-Durchfluss-Beziehungen sind vielmehr im Bereich extremer Abflüsse oft nur bedingt zu belegen. Dies resultiert vor allem aus einer meist geringen Messwertdichte für Zeiten mit Niedrig- oder Hochwasserführung sowie aus der Ausuferung der Flüsse und der Hysterese der Durchflusskurve bei Hochwasser (DYCK & PESCHKE 1995).

6 Sonderfälle der Gewässerverdunstung und ihrer Ermittlung

6.1 Der Einfluss des Salzgehaltes und der Ionenzusammensetzung

Über Salzlösungen ist der Sättigungsdampfdruck herabgesetzt. Aufgrund des geringeren Sättigungsdefizites sinkt die Verdunstung. Hinzu kommen Veränderungen der physikalischen Eigenschaften des Wassers, insbesondere seiner Oberflächenspannung, der Dichte und der Viskosität, die insgesamt zu einer weiteren Herabsetzung der Verdunstung führen (GAT 1979 u. a.).

Die Verringerung (n) des Sättigungsdampfdruckes über Salzlösungen gegenüber reinem Wasser wird in den Gleichungen 6.1-1 und 6.1-2 dargestellt. Dabei ist:

$$(6.1-1) \quad n = (E_{0fr} - E_{0sal}) / E_{0fr}$$

mit: E_{0fr} ... Sättigungsdampfdruck über reinem Wasser,
 E_{0sal} ... Sättigungsdampfdruck über einer Salzlösung

und

$$(6.1-2) \quad E_{sal} / E_{fr} = (1 - n)(E_{0sal} - e_L) / (E_{0fr} - e_L)$$

mit: E_{sal} ... Verdunstung über Salzlösungen und
 E_{fr} ... Verdunstung über reinem Wasser.

Die Verdunstungsminderung n variiert dabei mit der Ionenzusammensetzung der Salzlösung. Sie nimmt in der Reihe $MgCl_2 > NaCl > KCl > Na_2CO_3 > Na_2SO_4$ ab.

Unter Berücksichtigung der Windfunktion $f(u)$ ergibt sich nach SALHOTRA (1985):

$$(6.1-3) \quad E_{sal} = \alpha f(u) (E_0 - e_L)$$

mit:

$$(6.1-4) \quad \alpha = E_{sal} / E_{fr} \quad (\text{vgl. 6.1-2})$$

bzw.

$$(6.1-5) \quad E_{sal} = f(u) (\beta E_0 - e_z)$$





mit: β ... Quotient der Wasserdampfdrücke über der Salzlösung mit einem Salzgehalt S und über reinem Wasser, β entspricht $1 - n$.

Dabei wird β zum Beispiel für das Tote Meer mit ca. 0,83 angegeben. Die Abhängigkeit der Verdunstungsminderung von der Ionenzusammensetzung wird auch daran ersichtlich, dass eingedampftes Seewasser mit der gleichen Salzkonzentration einen Wert von $\beta = 0,87$ aufweist (SALHOTRA 1985).

Die Verdunstungsminderung durch erhöhte Salzgehalte des Wassers ist insbesondere für den Wasserhaushalt von Seen in den Trockengebieten der Erde von größerer Bedeutung.

Eine sehr anschauliche Berechnung für das Tote Meer wurde von STANHILL (1994) vorgelegt. Die Verdunstung von der Oberfläche des hypersalinen Sees sowie relevante Parameter wurden hier für verschiedene Zeitabschnitte geschätzt und dargestellt (Tab. 6-1).

Tab. 6-1: Totes Meer - Verdunstung und verschiedene Parameter in unterschiedlichen Perioden sowie unter Annahme einer Zuleitung von Mittelmeerwasser (nach STANHILL 1994)

Parameter	vor 1951	1959-1960	1983-1987	Hypothetischer Mittelmeer - Totes Meer - Kanal
Umrißgestalt				
Seespiegelhöhe (m)	-397	-398	-405	-397
Fläche (km ²)	950	940	686	950
Dichte (g cm ⁻³)	1,170	1,205	1,235	1,038
Oberflächentemperatur (°C)	26,5	27,3	27,6	23,8
Verdunstung (mm a ⁻¹)	1269	1228	1049	1659

Deutlich wird das Absinken des Seespiegels und die entsprechende Abnahme der Seefläche in den letzten 50 Jahren als Folge des nutzungsbedingt geringeren Zuflusses über den Jordan. Die ansteigenden Salzgehalte gehen trotz zunehmender Oberflächentemperaturen mit einer Verringerung der Verdunstungsrate einher. Bei hypothetischer Zuleitung von Mittelmeerwasser über einen Kanal (4.) würden sich der Wasserstand bei -397 m und damit die Fläche bei 950 km² stabilisieren. Durch Einschichtung des spezifisch leichteren Mittelmeerwassers in der Oberflächenlamelle würden sich der Sättigungsdampfdruck und damit auch das Sättigungsdefizit über der Wasserfläche erhöhen, die Verdunstungsrate wäre stark erhöht.

6.2 Die Verdunstung und Sublimation von der winterlichen Eisdecke

Verdunstungs- und Sublimationsverluste von der winterlichen Eisdecke sind im Rahmen wasserhaushaltlicher Untersuchungen kaum exakt zu bestimmen. Da die absolute Höhe der Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre aber relativ gering ist, können hier oftmals Schätzungen an die Stelle messtechnischer Lösungen treten. Der Sättigungsdampfdruck ist über Schnee- und Eisflächen deutlich herabgesetzt (vgl. Abb. 6-1, 2).

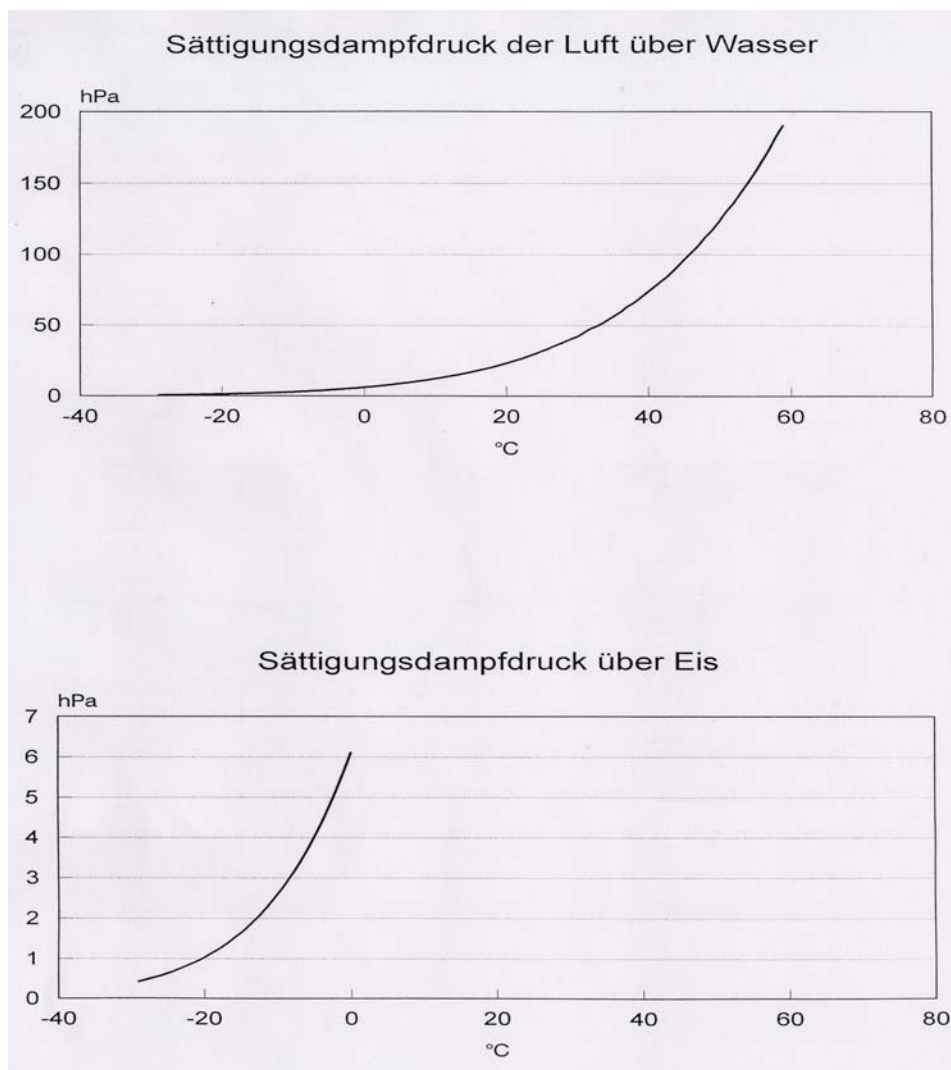


Abb. 6-1, 6-2 : Sättigungsdampfdruck über Wasser und Eis

Aufgrund der guten Wärmeleitfähigkeit und des darunter befindlichen, relativ warmen Wasserkörpers liegen die Temperaturen von Eisflächen oftmals beträchtlich über denen der Luft. Dieser Unterschied nimmt im Allgemeinen mit sinkender Lufttemperatur zu und wachsender Eismächtigkeit ab (RICHTER 1965). Schneedecken weisen bei hoher Wärmekapazität und geringer Wärmeleitfähigkeit, aus der ein beträchtlicher Isolationseffekt resultiert, meist geringere

Temperaturen auf als die überlagernde Luft. Man unterscheidet kalten Schnee, dessen Oberflächentemperatur deutlich die der Luft unterschreitet, temperierten Schnee, der in der oberflächennahen Schicht den Tagesgang der Lufttemperatur nachvollzieht, und ein Übergangsstadium zwischen beiden. Wegen des hohen Reflexionsvermögens einer sauberen Schneedecke erfolgt die Erwärmung vor allem durch direkten Kontakt mit der auflagernden Luft. Die Wasserdampf-abgabe an die Atmosphäre ist aufgrund der hohen Sublimationswärme (2838 J / g) und der kaum minder großen Verdunstungswärme des Schmelzwassers (2503 J / g bei 0°C) relativ gering. Struktur und Oberflächeneigenschaften, insbesondere Rauigkeiten und Verunreinigungen beeinflussen in erheblichem Maße die Verdampfung von Schneedecken.

Die Temperaturen der verdunstenden bzw. sublimierenden Oberflächen können räumlich und zeitlich stark variieren und sind relativ schwer zu bestimmen. Die Ermittlung der Wasserdampf-abgabe an die Atmosphäre in kleineren räumlichen und zeitlichen Scales ist daher nur bedingt sinnvoll. Abschätzungen der mittleren Verhältnisse für größere Flächen und Zeiträume können dagegen eine relativ hohe Genauigkeit erreichen. Zur Verdunstung und Sublimation winterlicher Schneedecken siehe auch KASER (1985) und RACHNER (1987). Die Abhängigkeit der Schmelz- und Sublimationsprozesse von der Temperatur und dem Dampfdruck wurde durch ORALTEY & HALLETT (1989) in Laborversuchen für typische Kristallformen untersucht. Verschiedene hydrologische Modelle zur Simulation des Prozessverhaltens der Schneedecke, deren Teilkomponenten und die Probleme ihrer Anwendung werden bei RACHNER & MATTHÄUS (1990) diskutiert. Deutlich wird dabei auch, dass die Verdunstung in ihrer quantitativen Bedeutung weit hinter anderen Parametern des Wasserhaushaltes von Schneedecken zurücktritt.

Die unter mitteleuropäischen Verhältnissen unregelmäßig auftretende und in ihrem Oberflächencharakter variierende Eisbedeckung stehender Gewässer macht im Rahmen der Verdunstungsermittlung eine relativ intensive, turnusmäßige Erfassung der Gegebenheiten notwendig. RICHTER (1965) empfiehlt eine sektoren- bzw. abschnittsweise Kartierung der Eisverhältnisse einschließlich der Bewertung von Besonderheiten wie der Schneebedeckung, von Wasserlachen auf dem Eis etc.. Die Gesamtverdunstung und -sublimation eines Abschnittes ist dann als in Fläche und Zeit gewichtetes Mittel der Verdunstung der freien Wasserfläche sowie der Schneedecken- und Eissublimation zu berechnen.

6.3 Die Verdunstung vegetationsbedeckter Wasserflächen

6.3.1 Der Transpirationsvorgang - anatomische und physiologische Grundlagen

Als Transpiration wird die regulierte Abgabe von Wasserdampf an die Atmosphäre durch die oberirdischen, von der Luft umgebenen Teile von Pflanzen bezeichnet. Der Transpirationsvorgang ist eng an die Photosynthese geknüpft, da sie größtenteils als Begleiterscheinung des für diese notwendigen Gasaustausches Pflanze - Atmosphäre, der Aufnahme von Kohlendioxid und der Abgabe des photosynthetisch erzeugten Sauerstoffs, realisiert wird.

Die Notwendigkeit der Einschränkung und Regulierung der Wasserdampfabgabe an die umgebende Luft stellte in der Evolution der Landpflanzen ein wesentliches Hindernis dar. Zu einer weiteren Verbreitung von Pflanzen auf der festen Erdoberfläche kam es erst im ausgehenden Silur, nachdem sich mit der Cuticula und den Spaltöffnungen ausreichende Schutzmechanismen gegen einen zu starken Wasserverlust entwickelt hatten (LERCH 1991). Die Wirkung der Cuticula als Diffusionssperre kann auch durch Wachsüberzüge und Haare verstärkt werden, die Spaltöffnungen sind teilweise versenkt. Weitere mögliche Anpassungen an zu große Wasserverluste durch Transpiration sind in der Reduktion der Blattflächen und dem Einrollen der Blätter zu sehen.

Je nach ihrer Anpassung an ein ständig ausreichendes bis übermäßiges Wasserangebot oder aber an trockene Verhältnisse unterscheidet man die Hygro- und Xerophyten. Zwischen ihnen steht die Gruppe der Mesophyten. Die Hygrophyten sind insbesondere durch eine meist vorhandene Unbenetzbarkeit der Blatt- und Sprossflächen, teilweise auch durch die Fähigkeit, Wasser in flüssiger Form abcheiden zu können (Guttation) gekennzeichnet. Bei den Wasserpflanzen, die neben den Helophyten (Sumpfpflanzen) zu den Hygrophyten zählen, ist zwischen den untergetauchten, submersen Arten und den, bis an bzw. über die Wasseroberfläche reichenden, emersen Hydrophyten zu unterscheiden.

Die Pflanzen sind zwischen dem hohen Wasserpotential des Bodens oder Wasserkörpers und dem niedrigen Potential der Luft eingebunden. Es resultiert der Transpirationssog, der zusammen mit den Kapillarkräften und dem Wurzeldruck die Wasserleitung innerhalb der Pflanzen bewirkt. Der durch die Pflanze vermittelte Wassertransport zwischen den Medien wird durch die Summe der Transpirationswiderstände vermindert und beeinflusst.

Ein meist einschichtiges Abschlussgewebe, die Epidermis, bedeckt die Oberflächen der Sprosse und Blätter. Aufgrund der lückenlosen Verbindung der Epidermiszellen und ihrer verdickten Außenwände bildet diese eine äußerst widerstandsfähige Außenhaut. Sie wird von einer mehr oder weniger dicken Schicht aus Cutin, der sogenannten Cuticula überlagert, die oft in Verbindung mit einem Wachsüberzug die Pflanze vor stofflichen Einwirkungen und einem

übermäßigen Wasserverlust schützt. Die Permeabilität einer lückenlosen Cuticula ist äußerst gering und wird für Wasser mit $10^{-7} - 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ angegeben (SITTE ET AL. 1990). Aus einzelnen Epidermiszellen können sich Haare bilden.

Der Gasaustausch mit der Atmosphäre wird fast ausschließlich durch die Spaltöffnungen realisiert. Das Mesophyll des Blattinneren wird durch das Palisaden- und Schwammparenchym, sowie die in diesen befindlichen Interzellularräume und Leitbündel gebildet.

Spaltöffnungsapparate befinden sich in der Epidermis der meisten oberirdischen Teile höherer Pflanzen und einiger Moose, vorrangig aber an den Blattflächen. Sie bestehen aus den meist bohnenförmigen, paarweise angeordneten Schließzellen, dem zwischen ihnen freigelassenen Spalt (Porus) sowie häufig vorhandenen, besonders gestalteten Epidermiszellen, sogenannten Nebenzellen. Die Spaltöffnungen stellen die Verbindung zwischen der Außenluft und dem Interzellularsystem der Blätter her. Dabei findet sich unter den Spaltöffnungen meist ein relativ großer Interzellularraum, der in der älteren Literatur als "Atemhöhle", heute richtiger als "substomatärer Hohlraum" bezeichnet wird. Der besondere Aufbau der Schließ-, teilweise auch der Nebenzellen, der hauptsächlich in einer ungleichen Verdickung der Zellwände besteht, ermöglicht Gestaltsänderungen in Abhängigkeit von Änderungen des Zellinnendrucks, des Turgors. Wird dieser erhöht, öffnet sich der Spalt, wird er verringert, schließt sich die Lücke. Verschiedene physiologische Reaktionen steuern die Spaltöffnungsbewegungen und ermöglichen so die Regulierung der Transpiration.

Bei voller Öffnung haben die Poren einen relativen Anteil von im Mittel 0,5 - 1,5 %, im Extrem bis 2% an der gesamten Blattfläche. Die Stomatafrequenz als Zahl der Öffnungen pro mm^2 Blattfläche variiert von 15 - 50 bei Trockenpflanzen bis 200 - 600 bei Bäumen des tropischen Regenwaldes. Im Extrem sind bis zu 1000 Öffnungen pro mm^2 vorhanden (LERCH 1991). Entsprechend der Lage der Spaltöffnungen vorrangig auf der Blattunter-, der Oberseite oder beiden Flächen wird zwischen hypo-, epi- und amphistomatischen Blättern differenziert.

Bei der Wasserdampfabgabe der Pflanzen sind die cuticuläre und die stomatäre Transpiration zu unterscheiden. Letztere hat einen Anteil von 70 - 98 % an der gesamten Transpiration, wobei weit über 90 % liegende Werte den Normalfall darstellen.

Die cuticuläre Verdunstung beruht auf der Quellfähigkeit dieser Schicht. Die Cuticula saugt Wasser aus der Epidermis, quillt und verliert das Wasser über Evaporation von der Oberfläche. Die cuticuläre Transpiration ist vergleichsweise gering und verläuft relativ ausgeglichen. Ihre auch bei konstanten Rahmenbedingungen vorhandenen Variationen resultieren zum Teil aus der wechselnden Cuticulafläche bei variierender Größe der Spaltöffnungen. Die nächtlichen Werte sind aufgrund der vergrößerten Oberfläche und des meist besseren Quellungszustandes der Cuticula erhöht.

Bei zunehmender Austrocknung des Blattes verringert sich auch die cuticuläre Transpiration. Dies resultiert primär aus der Verringerung des Dampfdruckes der dicker werdenden Zellsaftlösung. Sekundär wirkt sich der Aufbau der Zellwände aus. Die Zellulosehülle hat hydrophile Eigenschaften und ermöglicht nur bei Wassersättigung einen gewissen Wasseraustritt durch die Zellwand. Bei Austrocknung dieser Schicht verdichtet sich das Zellgerüst, die Wasserabgabe wird stark gebremst. Beide Vorgänge werden in dem Begriff "incipient drying" (beginnende Trocknung) zusammengefasst (LERCH1991).

Gegenüber der cuticulären ist die stomatäre Transpiration deutlichen physiologisch bedingten Variationen unterworfen, die neben den äußeren Rahmenbedingungen in erster Linie vom Öffnungszustand der Stomata bestimmt werden. Die Steuerung der Spaltöffnungen erfolgt durch verschiedene Reize über ein komplexes Regelsystem, dessen einzelne Komponenten bis heute nicht endgültig geklärt sind (CZIHAK ET AL. 1990). Veränderungen des Innendruckes der Schließzellen werden ausgelöst. Vereinfachend formuliert bewirkt der Lichtreiz über eine CO₂-Verarmung des Interzellularraumes bei einsetzender oder intensivierter Photosynthese eine Öffnung des Spaltes. Das Absinken der Wasserdampfsättigung im Interzellularbereich der Blätter führt zur Schließung. Durch die photoaktive Öffnung wird der Zutritt von Kohlendioxid für die Photosynthese und die Abgabe des produzierten Sauerstoffes ermöglicht, die hydroaktive Schließreaktion verhindert ein weiteres Austrocknen der Pflanze. Neben dem Licht, der Kohlendioxid- und der Wasserversorgung besitzen auch Temperatur, Mineralstoffe und Pflanzenhormone Einfluss auf den Öffnungszustand der Stomata. Auch chemische Verunreinigungen der Luft können sich so auf die pflanzliche Wasserabgabe auswirken (LERCH 1991).

Bei begrenzter Zufuhr von Wasser in die Pflanzenorgane resultiert aus den geschilderten Verhältnissen ein typischer Tagesgang der Transpiration. Morgens werden die Spaltöffnungen durch den Lichtreiz geöffnet, die überwiegend cuticuläre Transpiration der Nacht wird durch die stomatäre des Tages abgelöst. Es entwickelt sich im Tagesverlauf bei wachsender Transpiration in der Pflanze ein Wasserdefizit, das die stomatäre Schließreaktion und damit eine typische Mittagsdepression der Transpiration auslöst. Wasserpflanzen, deren Defizit bei konstanter Wasserversorgung fast ausschließlich durch die Intensität der Transpiration verursacht wird, zeigen diesen Tagesgang, wenn auch mit geringerer Amplitude, in sehr regelmäßiger Ausprägung.

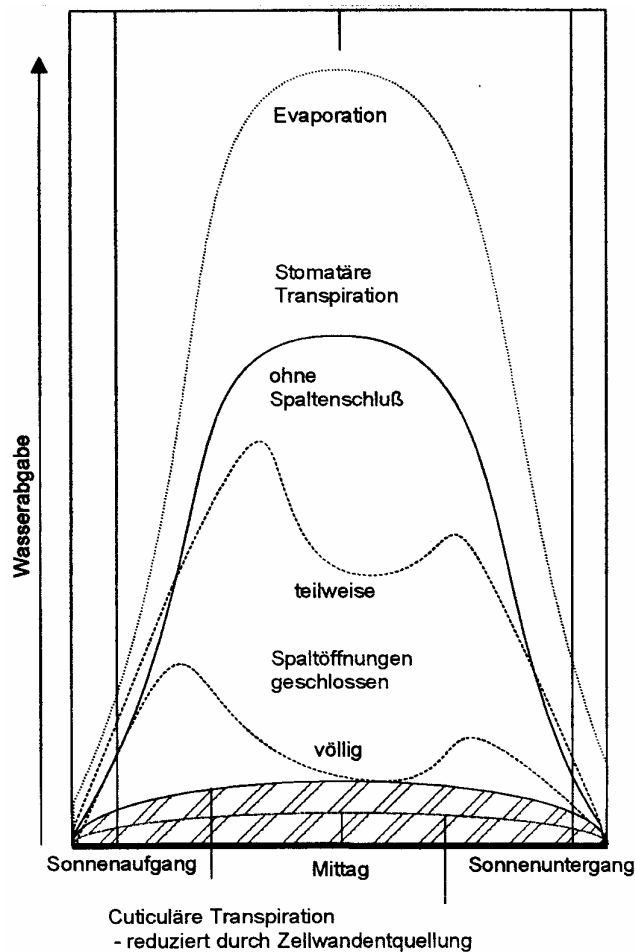


Abb. 6-3: Tagesgang der cuticulären und der stomatären Transpiration bei verschiedenen Spaltöffnungen im Vergleich zur Evaporation (nach LERCH 1991)

Die Exposition der Stomata relativ zur Epidermisoberfläche variiert artspezifisch, verändert sich aber auch teilweise mit dem Turgordruck. Bei seiner Erhöhung kommt es nicht nur zur weiteren Öffnung der Spalten, sondern auch zu einer gewissen Heraushebung der Apparate.

Neben den äußeren Bedingungen beeinflusst auch die Gesamtfläche der geöffneten Stomata die Transpirationsrate. Das Diffusionspotential wird nur zu einem Teil durch den Sättigungsgrad der umgebenden Luft mit Wasserdampf bestimmt. Die Erwärmung der Blätter kann über einen vergrößerten Wasserdampfdruck der Luft in den Interzellularräumen und die Bereitstellung der Energie für den Phasenübergang eine größere Bedeutung erlangen. Die Transpiration dient auch der Kühlung der Blattflächen. Während kleinere Blätter meist eine nur geringere Erwärmung gegenüber der umgebenden Luft zeigen (isokalisches Verhalten) ist die Erwärmung größerer Blätter meist stärker (heterokalisches Verhalten). Artspezifische morphologische Merkmale beeinflussen die Einwirkung des Windes auf die pflanzliche Transpiration.

Gleichwohl der Anteil der Spaltöffnungen an der Gesamtoberfläche eines Blattes gering ist,

kann dieses doch bis zu 50 - 70 % einer Wasserfläche gleicher Fläche verdunsten. Dies beruht vor allem auf dem sogenannten Randeffect. Der besteht darin, dass ein durch die Spaltöffnung diffundiertes Wassermolekül einen großen, nach den Seiten geöffneten Diffusionsraum vorfindet. Die Wahrscheinlichkeit, aus diesem durch die zufällige Teilchenbewegung wieder in die Stomata zurückzufallen, ist vor allem im Vergleich zu einer homogenen verdunstenden Oberfläche gering.

Für die Fragen der quantitativen Bestimmung der pflanzlichen Transpiration wird aber weniger die Fläche des einzelnen Blattes betrachtet. Einbezogen wird hier mehr die gesamte Blattfläche in Bezug zur Bodenfläche, die von der Einzelpflanze oder dem Bestand bedeckt wird. Die entsprechende dimensionslose Verhältniszahl ($m^2 \cdot m^{-2}$) wird als Blattflächenindex bezeichnet.

6.3.2 Die Verdunstung pflanzenbestandener Wasserflächen

Bei der Ermittlung der gesamten Verdunstung von der Oberfläche eines stehenden Gewässers stellt die Evapotranspiration vegetationsbestandener Wasserflächen einen schwer zu berücksichtigenden Sonderfall dar. Die auf der unbedeckten Wasserfläche auftretende potentielle Verdunstung ist hier durch den Einfluss des Mikroklimas im Bestand in mehr oder weniger starkem Maße verringert. Das wird in der Regel aber durch die Transpiration und die Interzeptionsverdunstung der Hydrophyten bzw. der amphibischen Pflanzen des Ufersaumes mehr als kompensiert. Lediglich bei Schwimmblattpflanzen ist aufgrund der Bedeckung der Wasseroberfläche und deren physiologischer Besonderheiten mit einer verminderten Verdunstung gegenüber freien Wasserflächen zu rechnen.

Der klassische Versuchsaufbau zur Bestimmung der Verdunstung vegetationsbedeckter Wasserflächen besteht in der Exposition bepflanzter Floßverdunstungskessel bzw. schwimmender Lysimeter im Litoralbereich von Seen oder Flüssen. Erste Untersuchungen mit dieser Methode wurden von OTIS (1914) durchgeführt. Die Resultate werden in einigen Zusammenfassungen auch heute noch herangezogen, gleichwohl sie bereits von GESSNER (1956) kritisch gewürdigt bzw. teilweise in Frage gestellt wurden.

Tab. 6-2: Ergebnisse der Untersuchungen von OTIS (1914)

- hohe Transpiration der untersuchten emersen Makrophyten, die Gesamtverdunstung bewachsener ist meist beträchtlich größer als die Evaporation unbewachsener Wasserflächen,
- eine mit Wasserlilien bedeckte Wasserfläche verdunstet weniger stark als eine freie, unbedeckte Wasserfläche,
 - die Evapotranspiration wird durch die Bestandsdichte, die Wuchshöhe der Pflanzen, die Windexposition der Blätter, physiologische Besonderheiten der Pflanzen sowie die meteorologischen Bedingungen bestimmt,
- eine verlässliche Beziehung zwischen der Blattfläche und der Transpirationsrate konnte nicht nachgewiesen werden,
- die Transpiration der Wasserpflanzen erfolgt gantztägig, am Tag ist sie deutlich höher als die Evaporation einer freien Wasserfläche, in der Nacht geringer,
- die meteorologischen Faktoren (Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte und -temperatur) haben insgesamt einen großen Einfluss auf die Transpirationsrate, diese variiert aber stärker mit dem Tagesgang der Lufttemperatur und der Sonneneinstrahlung

Vor allem bauliche Merkmale der Spaltöffnungen, weniger die Stomatafrequenz, die von geringen bis zu relativ hohen Werten variiert, bestimmen die Höhe der Transpiration der Hydrophyten. GESSNER (1956) weist darauf hin, dass die sonst ausgeprägte Gliederung des Spaltes in Vorhof, Zentralspalte und Hinterhof im Vergleich zu Landpflanzen meist weniger entwickelt ist. Relativ weit über die Epidermisoberfläche hinausreichende Schließzellen und ein sich in Richtung des substomatären Hohlraumes trichterförmig erweiternder Spalt begünstigen die Wasserdampfabgabe. Bei einigen Pflanzen bleiben die Stomata auch nachts etwas geöffnet, die Schließfähigkeit des Spaltöffnungsapparates ist eingeschränkt. Die mittägliche Depression der Transpiration ist allerdings oftmals, wenn auch in schwächerer Ausprägung noch nachweisbar. Im einfachen Experiment ist die anatomisch bedingt unvollständige Schließung des Porus zu belegen. Werden verschiedene Blätter abgeschnitten und gewogen, so zeigt sich bei denen von Landpflanzen bei weiterer Trocknung erst eine schnelle Abnahme des Feuchtegehaltes, die sich dann abrupt verringert und in eine langsame, relativ stetige Verminderung des Wassergehaltes übergeht. Hier sind stomatäre und cuticuläre Transpiration gut voneinander zu unterscheiden. Bei den Blättern von Hydrophyten fehlt dieser eindeutig nachweisbare Übergang, die Austrocknung erfolgt relativ gleichmäßig.

Insgesamt finden sich in der Literatur nur wenig Angaben zur Verdunstung pflanzenbestandener Wasserflächen, die aufgrund der spezifischen Verhältnisse des Gewässers und des Bestandes sowie der meteorologischen Bedingungen während der Untersuchungen kaum zu verallgemeinern sind. Intensive Untersuchungen wurden insbesondere am Neusiedler See, an der biologischen Station Rust (47°48' N, 16°40' E), die inmitten des Schilfgürtels am Westufer des Sees liegt, durchgeführt. Hier finden sich in der Ruster Bucht sehr große, relativ homogene Schilfbestände (Breite 1 - 2 km), die fast ausschließlich durch *Phragmites communis* gebildet

werden.

TUSCHL (1969) ermittelte hier die Transpirationsraten des Schilfes mit Hilfe der Schnellwägemethode. Bei dieser werden einzelne Blätter abgeschnitten und mit einer Präzisionswaage gewogen, die Schnittstellen werden mit Paraffin versiegelt. Anschließend erfolgt eine kurzfristige Exposition der Blätter im Bestand, von 2 Minuten bei starker Einstrahlung bis zu 6 Minuten bei nächtlichen Messungen. Aus der nachfolgenden Wägung ergibt sich der Gewichtsverlust durch Transpiration. Gleichzeitig wurde die Blattfläche erfasst und mit dem Faktor 2 multipliziert, da es sich um amphistomatische Blätter handelt. Die Vielzahl der Einzelmessungen (ca. 2400) zu verschiedenen Zeiten, unter wechselnden äußeren Bedingungen und bei variierender Exposition ermöglichte Aussagen zur Höhe der Transpiration bezogen auf die Blattfläche, deren räumliche und zeitliche Variation sowie die Bedeutung ausgewählter Einflussfaktoren. Über die Anzahl der Einzelpflanzen pro Fläche und Blattflächenindices konnte die Transpiration des Bestandes hochgerechnet werden.

Tab. 6-3: Untersuchungen zur Transpiration von Schilfbeständen am Neusiedler See (TUSCHL 1969) - weitere Ergebnisse

- Als standörtliche Faktoren besitzen vor allem die Lufttemperatur, die Einstrahlung und die Luftfeuchte einen großen Einfluss auf die Transpiration.
- Das Maximum der Bestandstranspiration wird Mitte Juni - Mitte Juli erreicht, die auf die Blattfläche bezogene Transpirationsrate ist von Mai - August hoch.
- Die Transpiration des Einzelblattes ist von der Insertions- (Ansatz-)höhe am Spross abhängig. Die höchsten Transpirationsraten finden sich bei Blättern in der mittleren Halmregion, die physiologisch am aktivsten ist.
- Die nächtliche Transpiration erreicht trotz des unvollständigen Spaltenschlusses nur etwa 3,1 % der täglichen Werte.
- Trotz mittäglicher Verminderung der Transpiration, das Maximum wird meist am späten Vormittag erreicht, ist aufgrund des konstanten Wasserangebotes keine zweigipflige Kurve der Transpiration zu beobachten.

DARNHOFER (1971) führte aufbauend auf den mehr physiologisch orientierten Untersuchungen TUSCHL's am gleichen Orte Versuche mit bepflanzten Verdunstungswannen sowie Berechnungen mit der Wärmehaushalts- und der Austauschmethode durch. Im Ergebnis der Untersuchungen mit bepflanzten Verdunstungswannen stellte sich auch heraus, dass ein vom natürlichen Bestand der Umgebung abweichendes Wachstum des Schilfes in den Geräten zu beobachten war. Die Extrapolation der gewonnenen Werte auf größere Areale der Umgebung setzt daher eine relativ exakte Kenntnis vor allem der Blattflächen sowie eine weitestgehende Übereinstimmung der Artenzusammensetzung, aber auch der Vitalität der Bestände voraus. Mit der Wärmehaushaltsmethode ermittelte DARNHOFER für den Zeitraum von April bis Oktober 1968 eine Gesamtverdunstung der schilfbestandenen Wasserfläche an der Station Rust von 832 mm, wobei 358 mm auf die Evaporation der Wasserfläche im Bestand und 474 mm auf die

Transpiration entfielen. TUSCHL (1969) gab dagegen für die Vegetationsperioden der Jahre 1966 und 1967 mit Werten um 1000 mm (944 mm, 1095 mm) bedeutend höhere Transpirationssummen an. Die Gesamtverdunstung der schilfbestandenen Wasserfläche dürfte demnach bedeutend größer sein, was dem Klima des pannonischen Raumes entspricht.

RICHTER (1969) diskutierte den damaligen Stand der Literatur zur Evapotranspiration schilfbewachsener Wasserflächen, insbesondere auch Arbeiten aus der ehemaligen Sowjetunion zu dieser Frage. Untersuchungen von KUSNEZOW (1964) ergaben als groben Richtwert die Verhältniszahl 1,5 zwischen der Verdunstung bewachsener und unbewachsener Wasserflächen. Dabei sind die Seefläche, die Breite des Schilfgürtels sowie der jahreszeitliche Aspekt zu beachten. Der maximale Wert der Verhältniszahl von 1,5 wird nach dieser Untersuchung praktisch nur bei sehr kleinen Seen, mit einer in der Größenordnung in etwa mit 1 ha anzugebenden Fläche, erreicht. Bei einer Seefläche von 25 km² ist die Verdunstung bewachsener Wasserflächen um maximal etwa 10 % erhöht.

Die Verdunstung der offenen Wasserfläche und die Transpiration der Pflanzen im Schilfbestand sind vor allem von seiner Dichte, Höhe und den Blattflächen sowie von seiner Windexposition abhängig. Die Größe der Wasserfläche und die Morphologie der Gewässerumgebung spielen hier eine ebenso große Rolle wie die Windintensität und die vorherrschenden Windrichtungen.

Tab. 6-4: Bestandsklima im Schilfgelege - Besonderheiten nach Untersuchungen von DARNHOFER (1971) am Neusiedler See

1. Die kurzweilige Einstrahlung am Grund des Bestandes ist infolge Abschirmung und Reflexion deutlich herabgesetzt. Die Minderung der Globalstrahlung wechselt jahreszeitlich mit dem Entwicklungszustand des Schilfes (Höhe und Dichte des Bestandes) sowie dem Sonnenstand. Der tägliche Gang resultiert aus der Veränderung des Einstrahlungswinkels. Eine Verminderung der langwelligen Ausstrahlung der Wasseroberfläche ist anzunehmen, Angaben finden sich hierzu allerdings nicht.
2. Bei sommerlichen Strahlungswetterlagen ist im Schilfbestand aufgrund der Umsetzung der Energie und dem verminderten turbulenten Austausch eine raschere Erwärmung der Luft zu verzeichnen. Das Tagesmaximum tritt gegenüber den Verhältnissen in der Klimahütte etwa eine Stunde früher auf.

Zu beachten ist, dass die schilfbewachsenen Flächen außerhalb der Vegetationszeit einen noch relativ geschlossenen, aber kaum mehr transpirierenden Bestand bilden. Die Herabsetzung der Evaporation des Wasserkörpers durch die Verringerung des Luftaustausches in diesem Bestand der abgestorbenen Halme kompensiert einen geringen, aber nicht zu vernachlässigenden Teil der sommerlich erhöhten Verdunstung.

Zur Evaporation der Wasserfläche und Transpiration der Pflanzen kommt die je nach Bestandsentwicklung ganzjährig auftretende Interzeptionsverdunstung der emersen Hydrophyten. Als Interzeption werden die Prozesse des Auffangens und der Speicherung von Niederschlägen auf Pflanzenoberflächen, sowohl durch Benetzung derselben, als auch in Vertiefungen ihrer Ober-

fläche, bezeichnet. Ein Teil der aufgefundenen Niederschläge gelangt mit zeitlicher Verzögerung an den Grund des Bestandes, ein anderer verdunstet von den Oberflächen der Pflanzen. Die Interzeption führt so normalerweise zu einer Verminderung des Niederschlages im Bestand gegenüber dem Freiland. Durch abgesetzte und abgefangene Niederschläge kann sich allerdings auch ein Bilanzgewinn ergeben. Vor allem im Rahmen forst- und agrarhydrologischer Untersuchungen wurden die Prozesse der Interzeption betrachtet und in folgender Gleichung des Niederschlages zusammengefasst (BRECHTEL 1996):

$$(6.3-1) P_d + P_t + P_{st} = P + I_g - I_v - I_r$$

mit : P_d ... durchfallender Niederschlag (ohne Kontakt mit der Vegetation),
 P_t ... abtropfender Niederschlag,
 P_{st} ... Stammabfluss (an der Pflanze abfließend),
 P ... Freilandniederschlag,
 I_g ... Interzeptionsgewinn aus abgefangenen und abgesetzten Niederschlägen,
 I_v ... Interzeptionsverlust
 und I_r ... Interzeptionsspeicherhöhe.

Die Summe aus durchfallendem und abtropfendem Niederschlag wird als Kronendurchlass bezeichnet. Der gesamte die Boden- bzw. hier die Wasseroberfläche erreichende, neben dem Kronendurchlass auch den Stammabfluss umfassende, Niederschlag wird zum Bestandsniederschlag.

Für die Höhe der Interzeptionsspeicherung und -verdunstung sind eine Vielzahl von Faktoren von Bedeutung. Es handelt sich dabei vor allem um morphologische Eigenschaften der Pflanzenbestände (Tabelle 6-5), die sich allerdings in Abhängigkeit von der Art, Dauer und Intensität des jeweiligen Niederschlagsereignisses unterschiedlich auswirken können. Insbesondere bei einjährigen Pflanzen und Saisonvegetationsdecken ist der Entwicklungszustand zu beachten. Daneben wird der Interzeptionsverlust natürlich in starkem Maße von den verdunstungsbeeinflussenden Faktoren bestimmt.

Tab. 6-5: Interzeption - relevante morphologische Eigenschaften des Pflanzenbestandes nach BRECHTEL (1996)

- Art der Vegetationsdecke (Saison- / Dauervegetation, wintergrün / winterkahl etc.)
- Aufbau- und Mischungsform des Bestandes (Rein- / Mischbestände, einschichtiger / mehrschichtiger Aufbau)
- Bestandsdichte (Bedeckungsgrad des Bodens bzw. der Wasseroberfläche, Überschirmung, Pflanzen- / Blattfläche pro Flächeneinheit)
- Wachstumsbonität (Dichte des Kronenschlusses, Verzweigung, Stellung der Äste usw.)

Einige Hydrophyten weisen allerdings stärker ausgeprägte cuticuläre Wachsüberzüge auf, so

dass zumindest ein Benetzen der Spross- und Blattoberflächen verhindert wird. Dies verringert die Interzeptionsverdunstung entscheidend.

DARNHOFER (1971) untersuchte im Rahmen der Verdunstungsstudien am Neusiedler See auch die Interzeption von Schilfbeständen unterschiedlicher Dichte. Dazu wurden die Niederschlagshöhen einzelner Ereignisse gleichzeitig am Grund des Bestandes und über diesem erfaßt. Die Niederschläge wurden in schwimmend exponierten Regenkübeln mit einer Oberfläche von 100 cm² aufgefangen und Referenzmessungen mit einem Gerät gleicher Bauart über dem Schilf durchgeführt (Abb. 6-4).

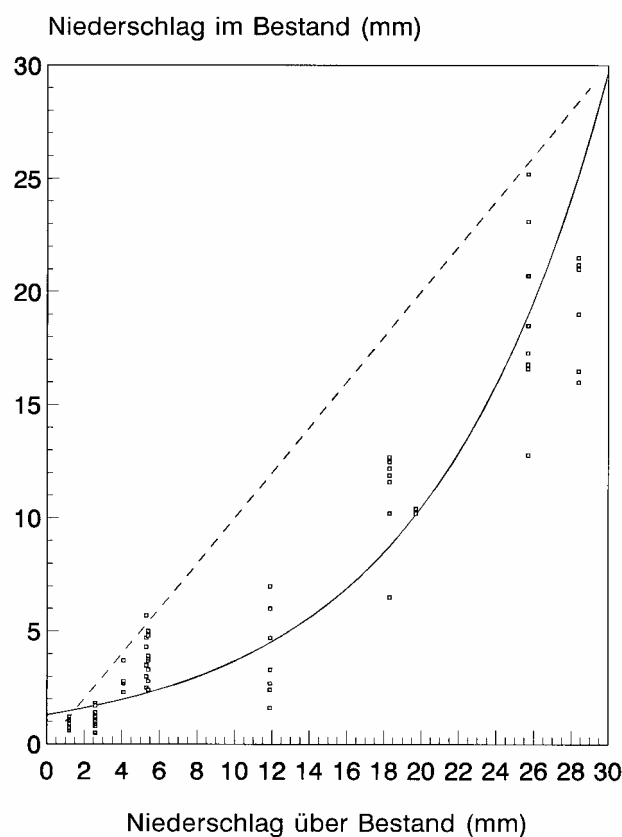


Abb. 6-4: Interzeption - Niederschläge über und am Grund des Schilfbestandes - 69 Einzelmessungen - Rust (Neusiedler See), Sommer 1967 (nach Daten von DARNHOFER 1971)

Im Ergebnis zeigten sich stark streuende Werte, aus denen aber die große relative Bedeutung der Interzeption bei Niederschlägen geringer Intensität deutlich wird. Mit zunehmender Dauer und höheren Intensitäten fallen mehr Tropfen von den Blättern auf die Wasseroberfläche, der relative Anteil der Interzeption am Niederschlag sinkt. Dementsprechend ergibt sich eine exponentielle Anpassung mit einem langsamen Anstieg des Bestandsniederschlages bei geringen Niederschlagshöhen und steilerem Verlauf bei Ereignissen größerer Ergiebigkeit. Bei noch größeren Niederschlagsintensitäten verliert der exponentielle Zusammenhang an

Gültigkeit. Hier dürften die Niederschläge im Bestand den Freilandniederschlägen abzüglich eines relativ konstanten Interzeptionsverlustes entsprechen.

Bei einer höheren Anzahl von Einzelmessungen und einer Exposition der Niederschlagsmessgeräte in einem Bestand einheitlicher Dichte wäre die Varianz der Werte wahrscheinlich geringer. Ein methodisches Problem besteht darin, dass der am Spross abfließende Niederschlagsanteil (Stammabfluss, hier eigentlich richtiger "Sprossabfluss") zwar die Wasseroberfläche, nicht aber die schwimmend auf dieser befindlichen Messgeräte erreicht. Bei Niederschlägen mittlerer und höherer Intensität führt dies zwangsläufig zu einer Überschätzung der Interzeptionsverdunstung. Für die genannten Messungen mit bepflanzten Verdunstungskesseln nahm DARNHOFER (1971) einen mittleren Interzeptionsverlust von 30 % an.

Bei der Untersuchung der Interzeption verschiedener Getreidekulturen fand HOYNINGEN-HUENE (1980, 1983) sommerliche Anteile der Interzeptionsverdunstung am Freilandniederschlag von 15 - 32 %. Diese Angaben können insofern als grobe Vergleichswerte herangezogen werden, als dass Getreidekulturen im Sommer zumindest den Schilfbeständen ähnliche morphologische Merkmale aufweisen.

6.4 Die Verdunstung thermisch belasteter Gewässer

Neben der stofflichen Nutzung und Beeinflussung fand und findet im Zuge der industriellen Entwicklung eine zunehmende thermische Belastung der Umwelt statt. Die Abwärme vielfältiger Prozesse, insbesondere der Energiegewinnung und -umwandlung, gelangt in die Atmosphäre und Hydrosphäre. Eine direkte Nutzung von Binnenseen zu Kühlzwecken ist im Allgemeinen aber weniger gebräuchlich. Fließgewässer werden dagegen vielfach zur Kühlwasserentnahme und Einleitung des erwärmten Wassers genutzt. Dies setzt die Durchführung von Wärmelastrechnungen und die Aufstellung von Wärmelastplänen voraus.

Je nach der Höhe der Energiezufuhr und den hydrographischen Verhältnissen des thermisch belasteten Gewässers wird der in Gleichung 4.4-1 beschriebene Wärmehaushalt des Wasserkörpers durch den zusätzlichen Eintrag von Wärmeenergie mehr oder weniger stark beeinflusst. Der Energiegewinn durch Abwärme ist dabei in Q_V (Gl. 4.4-16/17), dem Wärmeaustausch durch Zu- und Abflüsse oder einem gesonderten Ausdruck zu bilanzieren. Neben dem erhöhten Wärmehaushalt werden, vermittelt durch die Steigerung der Wasseroberflächentemperatur, die langwellige Ausstrahlung der Wasseroberfläche (Q_A , Gl. 4.4-7), der Strom fühlbarer Wärme (Q_L , Gl. 4.4-10/11), der Verdunstungswärmestrom (Q_E , Gl. 4.4-8) und die Wärmemenge, die durch Advektion des verdunstenden Wassers hinweggeführt wird (Q_W , Gl. 4.4-12), deutlich erhöht. Die Strahlungsbilanz im kurzwelligen Bereich (Q_K , Gl. 4.4-4) wird im Regelfall nicht verändert, nur im Winter kann eine geringfügige Beeinflussung durch eine erwärmungsbedingt verkürzte oder gar unterbleibende Eisbedeckung des Gewässers gegeben sein.

Der größere Teil der zusätzlich eingetragenen Energie geht dem Gewässer durch die Steigerung der Verdunstung verloren. Deren Veränderung und absolute Werte können durch empirische Gleichungen des Massentransportansatzes (4.6-1) ermittelt werden. Zur Bestimmung des Sättigungsdampfdruckes ist dann die erhöhte Wasseroberflächentemperatur heranzuziehen.

Probleme kann hier, insbesondere bei großen Seen mit unregelmäßiger Beckengestalt, die repräsentative Bestimmung und Mittelung der räumlich stärker variierenden Wasseroberflächentemperaturen bereiten.

Intensive Untersuchungen der Beeinflussung des Wärmehaushaltes und der Verdunstung von der freien Wasserfläche durch Abwärmeeintrag wurden von HARBECK (1960) am Colorado-City-Stausee in Texas durchgeführt. Der See wurde Ende der 40er Jahre gleichzeitig mit einem Kraftwerk als Kühlwasserreservoir und -fläche angelegt. Für den Zeitraum vom 21.07.1954 bis zum 19.07.1955 wurde die Wärmebilanz durch einen Eintrag von $59 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ vergrößert. Daraus resultierte eine Erhöhung der Verdunstungswärme um $34 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$, des fühlbaren Wärmestromes um $15 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$, der Energieabgabe durch Advektion des verdunstenden Wassers um $2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und der effektiven Ausstrahlung um $8 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Damit gingen 58 % der Energie in die erhöhte Verdunstung zuzüglich 3 % der advektiv mit dem verdunstenden Wasser hinweggeführten Wärme, 25 % wurden durch direkten Kontakt an die überlagernde Luft abgegeben und 14 % durch die erhöhte Ausstrahlung abgeführt.

Ähnliche Resultate erzielten RICHTER ET AL. (1979) bei der Untersuchung der thermischen Belastung des Stechlin- und des Nehmitzsees in Nordbrandenburg durch Einbindung in den Kühlwasserkreislauf des Kernkraftwerkes Rheinsberg. Beim Stechlinsee wurden 57 % der eingetragenen Energie durch den latenten und 31 % durch den fühlbaren Wärmestrom sowie 12 % durch die erhöhte langwellige Ausstrahlung der Gewässeroberfläche abgebaut. Die durch den Wärmeeintrag verursachten Veränderungen im See wurden beschrieben.

RITTER (1980) weist darauf hin, dass die an Seen gewonnenen Ansätze der Ermittlung der Verdunstung freier Wasserflächen für Fließgewässer nur bedingt übertragbar sind. Ihre Anwendung zur Berechnung der Abkühlung erwärmten Flusswassers, wie sie in verschiedenen Wärmelastrechnungen durchgeführt wurde, sollte daher unterbleiben. Insbesondere bei geringen Windgeschwindigkeiten und hohen Wassertemperaturen tritt eine erheblich höhere Verdunstung auf. Die Folge ist eine schnellere Abkühlung der thermisch belasteten Gewässer. Die Unterschiede sind aus dem Turbulenzverhalten der Flüsse erklärbar.

6.5 Der Einfluss von Oberflächenwellen und Gischt

Wasserseitig kann sich an der Grenzfläche Wasser-Luft eine vergleichbare Schichtenanordnung wie im überstehenden Luftkörper aufbauen (ROEDEL 1994). An der Phasengrenze kommt es zur Ausbildung einer laminar-viskosen Grenzschicht, die von einer besser durchmischten turbulenten Wasserschicht unterlagert wird. Oberhalb einer Schubspannungsgeschwindigkeit von etwa 10 cm / s setzt Wellenbewegung ein, der genannte Schichtenaufbau wird zerstört. Die skizzierten Verhältnisse sind für den Austausch gelöster gasförmiger Beimengungen des Wassers mit der Luft von großer Bedeutung, für die Wasserdampfabgabe aber weniger relevant, da für diese der Transferwiderstand ganz auf der Luftseite liegt (ROEDEL 1994). Die Steigerung der Verdunstung bei höheren Windgeschwindigkeiten ist somit vor allem eine Folge der turbulenzbedingten Verringerung des luftseitigen Widerstandes. Ein wechselseitiger Austausch der Luftströmung mit der windinduzierten Wellenbewegung führt zu einer Erhöhung der Scherungsturbulenz des Windes, daher zu einem verstärkten Wasserdampftransport und zur Erhöhung der Verdunstung (SIEMS 1980). Weiterhin ist eine Steigerung der Verdunstung durch Vergrößerung der Wasseroberfläche als Folge der Wellenbewegung möglich. Diese ist allerdings bei kleineren Wellen nur geringfügig. Bei mechanisch erzeugten Wellen, hier ist der Einfluss der Luftturbulenz weniger ausschlaggebend, wurde auch eine Verringerung der Verdunstungsrate festgestellt, die wahrscheinlich auf der Separation der Luftströmung bzw. der Luftkörper im Lee der Wellenkämme beruht. Hier kann sich kurzzeitig Wasserdampf in der Luft ansammeln, der Konzentrationsgradient wird verringert (SIEMS 1980).

Ab einer Windgeschwindigkeit von etwa 10 m / s beginnen die Wellen zu brechen. Es kommt dabei verstärkt zur Gischtbildung und zum Eintrag von Luftblasen in den Wasserkörper. Letzteres ist wiederum für den Austausch gelöster Gase von Bedeutung. Die Gischtbildung vergrößert dagegen die verdunstende Oberfläche bzw. erzeugt einen unscharfen Übergangsbereich zwischen dem Wasser und der Atmosphäre. Viele Tropfen fallen schnell wieder zurück auf die Wasseroberfläche, einige, insbesondere die kleineren, können aber auch in der Schwebelage gehalten werden und teilweise oder ganz verdunsten. Die Verdunstungswärme wird in diesem Fall nicht dem Wasserkörper, sondern dem fühlbaren Wärmestrom der Luft entzogen. Soweit die Verdunstung der Tropfen über Salzwasser, also über Salzseen oder im marinen Bereich, geschieht, bleiben Salzpartikel zurück. Diese können durch Turbulenz in größere Höhen gelangen und dort als Kondensationskerne Bedeutung für die Wolkenbildung erlangen (ANDREAS ET AL. 1995, CHENG et al., 1988).

Die Verdunstung kann durch Gischt- bzw. Spraybildung bedeutend erhöht werden. Dabei tragen vor allem Tropfen mit einem Durchmesser von etwa 30 - 80 μm zur Erhöhung des Wasserdampfstromes bei (ANDREAS ET AL. 1995). Die Abbildungen 6-5 und 6-6 zeigen schematisierte Profile des Verdunstungswärmestromes und des Stromes fühlbarer Wärme über einer Wasseroberfläche sowohl für die Verhältnisse mit, als auch ohne Sprayverdunstung. Bei

Vorhandensein des Aerosols wird die Verdunstung der freien Wasserfläche aufgrund der Abkühlung der Luft und der Verringerung des Wasserdampfkoncentrationsgefälles vermindert. In der Sprayschicht findet eine gewisse Verdunstung und damit eine Erhöhung des latenten Wärmestromes statt.

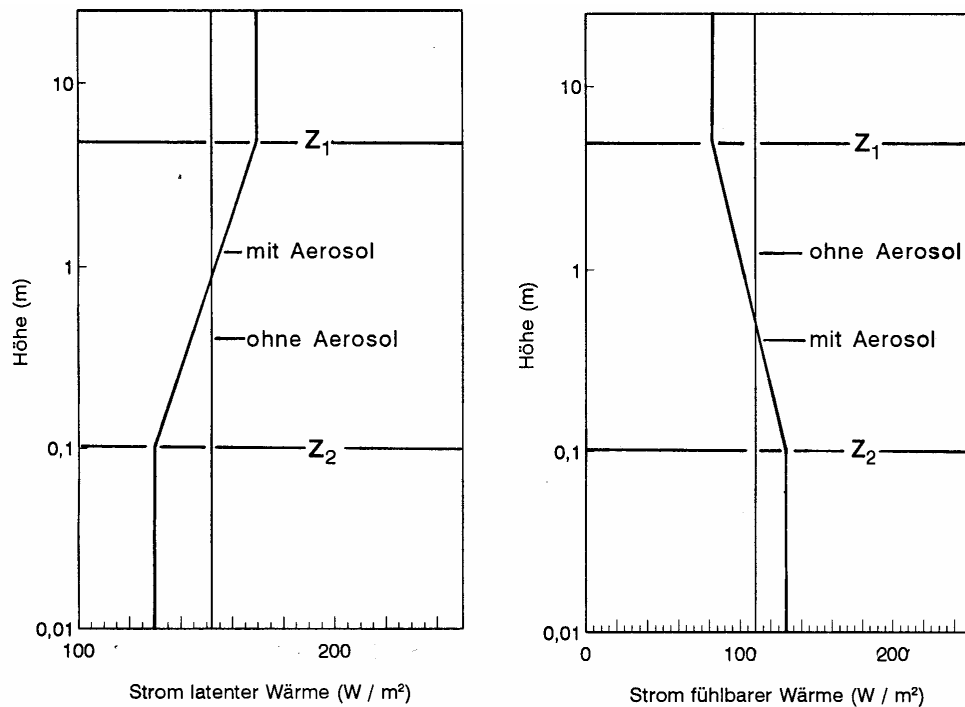


Abb. 6-5, 6-6: Hypothetische Profile der turbulenten Wärmeströme (latente/ fühlbare Wärme) mit und ohne Tropfenverdunstung (Annahmen: Tropfenschicht zwischen Z_1 und Z_2 , einheitliche Tropfenverdunstung, u_* [Schubspannungsgeschwindigk.] = $0,35 \text{ ms}^{-1}$) (nach ANDREAS ET AL. 1995)

6.6 Natürliche Oberflächenfilme

Natürliche Filme auf den Oberflächen stehender Gewässer bestehen u. a. aus den Exkretionen von Organismen (Fettsäuren, Eiweiße, oberflächenaktive Substanzen), lebender und toter Biomasse (Detritus, Bakterien, Phytoplankton), metallorganischen Verbindungen und Nährstoffen. Das Vorhandensein von Oberflächenfilmen kann die Verdunstung in beträchtlichem Maße beeinflussen. Die Wirkungen dürften im Wesentlichen den im Abschnitt 7 beschriebenen entsprechen. Die Untersuchung natürlicher Oberflächenfilme ist aufgrund der räumlichen und

zeitlichen Variabilität ihres Auftretens sowie der komplizierten und störanfälligen Probenahme schwierig, wie es unter anderem von BROCKMANN ET AL. (1976) für den marinen Bereich dargestellt wurde. Arbeiten zum Einfluss der natürlichen Filme auf die Verdunstung von Wasserflächen liegen nicht vor.

7 Verminderung der Evaporationsverluste von Talsperren und Speichern

Bei Speichern und Stauhaltungen in ariden und semiariden Klimaten, die vor allem dem Rückhalt lediglich periodisch oder episodisch zufließender, größerer Wassermengen dienen, treten normalerweise größere Verdunstungsverluste auf. Neben der hohen Einstrahlung und der Erwärmung des Wasserkörpers wirken sich hier die meist gegebene Lage in einer extrem trockenen Umgebung und der resultierende Oaseneffekt, aus. FRENKIEL (1965) weist auf den naheliegenden Umstand hin, dass gerade dort, wo das Wasser sehr knapp und damit kostbar ist, die zu erwartenden und tatsächlichen Evaporationsverluste am größten sind.

Dies ist sowohl bei der Planung und Anlage, als auch bei der Bewirtschaftung der Stauseen zu beachten. Soweit die orographischen Gegebenheiten dies zulassen, werden Staugewässer in den verdunstungsstarken Klimaregionen so angelegt, dass die Oberfläche bei einem großen Volumen möglichst klein ist. Darüber hinaus gibt es verschiedene Möglichkeiten der Verdunstungsminderung. Intensive Untersuchungen der Problematik seit den 20er, hauptsächlich aber in den 50er und 60er Jahren sind aus der sozioökonomischen Entwicklung der südlichen und westlichen Bundesstaaten der USA, Australiens, der zentralasiatischen Republiken der ehemaligen Sowjetunion sowie einiger Entwicklungsländer plausibel erklärbar. Angesichts der Bevölkerungsentwicklung und möglicherweise auftretender Änderungen des Klimas auf der Erde wird die Frage der Minimierung der Verdunstungsverluste von Talsperren Aktualität behalten und gewinnen.

Die Verminderung der Verdunstung ist auf verschiedenen Wegen möglich (u. a. MAGIN & RANDALL 1960, JONES 1992):

1. Reduktion der verdunstenden Wasseroberfläche und Verringerung ihrer Windexposition. Die Verkleinerung der verdunstenden Wasseroberfläche wird durch die bauliche Überdeckung kleinerer Speicher oder von Teilen derselben und durch die Anlage von Reservoiren mit großer Tiefe, die bei großem Inhalt eine relativ kleine Oberfläche aufweisen, erreicht. Des

weiteren ist zu beachten, dass aufgrund des Oaseneffektes die Anlage eines großen Speichers an Stelle mehrerer kleiner, den Verdunstungsverlust deutlich vermindert.

Durch die windgeschützte Lage von Stauseen und Speichern, sowohl unter Ausnutzung des natürlichen Reliefs, als auch durch künstliche Windbarrieren oder -brecher, kann über die Verringerung des turbulenten Luftaustausches eine weitere deutliche Reduktion der Evaporation erreicht werden. Ein partieller Windschutz und eine Beschattung können auch durch eine geeignete Bepflanzung des Ufers gewährleistet werden.

2. Änderung der Wasserfarbe. Durch den Einsatz von Farbstoffen konnte COOLEY (1983) eine Reduktion der Verdunstung um 6 - 9 % erzielen. Dies resultiert vor allem aus der Erhöhung der Reflexion und der Rückstreuung der eingestrahlten Sonnenenergie. Praxisanwendungen dieser Methode sind allerdings nicht bekannt. Die Versuche wurden mit Verdunstungskesseln unterschiedlicher Färbung durchgeführt.

3. Regelung des Abflusses. In stärker durchflossenen Stauseen und Speichern kann eine Beeinflussung der Temperatur der oberflächennahen Wasserschichten durch Regelung des Abflusses vorgenommen werden. Hier dürfte vor allem ein sommerlich verstärkter Austausch der oberflächennahen Wasserlamelle wirksam werden. Des weiteren wären Maßnahmen, die eine Zirkulation des Wasserkörpers gewährleisten, möglicherweise sinnvoll im Sinne einer Verminderung der Verdunstung einzusetzen.

4. Beschattung der Wasseroberfläche mit schwimmenden Körpern. Der Verfahrenseffekt beruht wiederum auf der Erhöhung des reflektierten Anteiles der Sonnenstrahlung, also einer Verringerung der für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Energie. Weiterhin wird die verdunstende Oberfläche deutlich reduziert, insbesondere dann, wenn die Oberflächen der Schwimmkörper hydrophobe Eigenschaften aufweisen und daher vom Wasser nicht benetzt werden. Eingesetzt werden Schwimmkörper verschiedener Größe, stofflicher Zusammensetzung und Konfiguration. Versuche, zum Teil aber auch praktische Anwendungen wurden durchgeführt:

- mit Folien aus blauem Plastik, durch die eine Reduktion der Verdunstung um 90 % erreicht wurde,
- mit Polystyrene-Kugeln (Reduktion 39 %),
- mit Polystyrene-Schichten und -flößen, die je nach Flächendeckung eine Reduktion der Verdunstung um 77 - 95 % ermöglichten,
- mit Wachsscheiben und -blöcken, unter Verwendung von Wachsen mit hohen Schmelz-

-
- punkten (120 - 150°C) (Reduktion bis 64 %),
 - mit durchgehenden Wachsschichten, die eine Verringerung der Evaporation um bis zu 87 % ermöglichten sowie
 - mit Schichten aus aufgeschäumtem Gummi, die auf den Oberseiten weiß gefärbt waren (Reduktion 74 %) (JONES 1992).

5. Bedeckung der Wasseroberfläche mit Chemikalienfilmen. Die Reduktion der Evaporation durch Bedeckung mit Chemikalienfilmen beruht vor allem auf der Herabsetzung des Sättigungsdampfdruckes oberhalb der Wasseroberfläche und der Verminderung der Diffusion durch diese Schicht, die als Diffusionsbarriere wirkt. Hinzu kommen die Veränderungen der Oberflächenspannung und -rauigkeit sowie der Reflexionseigenschaften der Wasseroberfläche (BEARD & GAINIER 1970, SIEMS 1980, JONES 1992). Durch die Verringerung der Verdunstung kommt es zur stärkeren Erwärmung der oberflächennahen Wasserschichten, deren turbulenter Austausch ebenfalls eingeschränkt wird (MAGIN ET AL. 1960).

Folgende Anforderungen sind an die schichtbildenden Substanzen zu stellen:

- sie sollten ungiftig, geruchlos und relativ stabil, aber gut natürlich abbaubar sein,
- der Sauerstoff- und Kohlendioxidaustausch zwischen Atmosphäre und Wasserkörper sollte durch den Oberflächenfilm möglichst nicht behindert werden,
- die Ausbreitungseigenschaften sollten gut sein, auf der anderen Seite muss eine gewisse Widerstandsfähigkeit gegenüber Windeinwirkungen und Wellenbewegungen des Wasserkörpers gegeben sein.

Angewandt werden vor allem Alkohole verschiedener Kettenlänge und Alkoholderivate, Fett- und Stearinsäuren, Cholesterol und viele andere Stoffe. Dabei wurden in Laborversuchen Reduktionen der Verdunstung freier Wasserflächen um bis zu 60 % erreicht, während bei Feldversuchen und Praxisanwendungen lediglich Verminderungen der Evaporation um etwa 20 % verzeichnet werden konnten (JONES 1992).

In der zusammenfassenden Darstellung verschiedener Untersuchungen mit dem in der Mehrzahl der Fälle angewandten Hexadecanol beschreibt FRENKIEL (1965) verschiedene Auswirkungen auf die Milieubedingen im und die Besiedlung des Gewässers. Demnach behindert eine mono-molekulare Schicht der genannten Verbindung den diffusiven Gasaustausch zum Teil beträchtlich. So wurde der Eintrag von Sauerstoff bei Windstille kaum, bei mittleren Windgeschwindigkeiten aber um etwa 40 % reduziert. Eine Anwendung bei geringeren Sauerstoffgehalten verbietet sich daher. Zu berücksichtigen ist hier aber auch der biogene Sauerstoffeintrag im Ergebnis der photosynthetischen Aktivität pflanzlicher Algen. Eine toxische Wirkung der filmbildenden Chemikalien auf niedere und höhere Organismen

wurde nicht belegt. Problematisch ist aber die deutliche Herabsetzung der Oberflächenspannung. Veränderungen in der Besiedlung des Neustons, des Lebensraumes direkt unterhalb (Hyponeuston) bzw. oberhalb (Epineuston) der Grenzfläche Wasser-Luft, sind allein aufgrund der engen Bindung der adaptierten Arten an bestimmte physikalisch-chemische Milieubedingungen (vgl. z. B. SCHWÖRBEL 1994) anzunehmen.

Die fettigen Alkohole werden von verschiedenen Mikroorganismen als Kohlenstoffquelle genutzt. Dies schränkt die Wirkungsdauer und Wirksamkeit der aufgetragenen Schichten ein und kann qualitative Beeinträchtigungen des Wasserkörpers verursachen. Es stellten sich in verschiedenen Untersuchungen vor allem Entwicklungen von *Pseudomonas ssp.* und / oder *Flavobakterium ssp.* ein, beides Spezies von Bakterien, die auch in abwasserbelasteten Gewässern auftreten können.

Neben dem mikrobiellen Abbau wirken vor allem Windverdriftung und Verdampfung der Schichten, bei Abfluss bzw. Entnahme aus der Oberflächenlamelle auch ihre Verfrachtung mit der Strömung einer längeren effektiven Verminderung der Evaporation entgegen.

SIEMS (1980) untersuchte in Laborversuchen den Einfluss von Oberflächenrauigkeiten und Oberflächenfilmen auf den CO₂- und O₂-Austausch sowie die Verdunstung. Die Untersuchungen wurden in einem Wind-Wellen-Kanal durchgeführt, was eine exakte Definition und Variation der Einflussfaktoren und Rahmenbedingungen ermöglichte.

Tab. 7-1: Einfluß von Oberflächenfilmen auf Wellenbildung und Gasaustausch - Laborversuche von SIEMS (1980) - Ausgewählte Ergebnisse

- Bei geringen Windgeschwindigkeiten wird durch das Aufbringen des Oberflächenfilmes (Oleylalkohol, Ölsäuremethylester, Palmitinsäureäthylester, Hexadecyltrimethylammoniumbromid, Linolensäuremethylester) eine vollständige Glättung der Wasseroberfläche hervorgerufen.
- Bei mittleren Windgeschwindigkeiten bildet sich eine wachsende Rauigkeit durch Kapillarwellen aus, die aber im Vergleich zur unbedeckten Oberfläche deutlich geringer ist.
- Schwerewellen können sich nicht bzw. nur bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten ausbilden. Daraus resultiert, dass sich das Wellenfeld mit der Überstreichlänge des Windes nicht verändert.
- Gegenüber dem Gasaustausch bei welliger Wasseroberfläche ergibt sich unter Windeinwirkung eine Reduktion des Gasaustausches um bis zu 80 %, wobei die eingesetzten Stoffe selbst keine Diffusionsbarrieren darstellen.
- Die Dämpfung der Wellenbewegung resultiert vor allem aus der Verringerung der Oberflächenspannung.

8 Quellen

- Allison, G. B., Brown, R. M. & Fritz, P. (1979a): Evaluation of water balance parameters from isotopic measurements in evaporation pans. in: IAEA: Isotopes in lakes studies. Proceedings of an adv. group meeting, Vienna, 29.8. - 2.9.1977: 21-32
- Allison, G. B., Turner, J. V. & Holmes, J. W. (1979b): Estimation of groundwater inflow into small lakes. Isotopes in lakes studies. Proceedings of an adv. group meeting, Vienna, 29.8. - 2.9.1977: 103-114
- Anderson, E. R. (1954): Energy budget studies. in: Geological Survey Professional Paper 269 (Lake Hefner Studies): 71-119
- Andreas, E.L. et al. (1995): The spray contribution to net evaporation from the sea: a review of recent progress. *Boundary-layer meteorology* 72: 3-52
- Angström, A. (1916): Über die Gegenstrahlung der Atmosphäre. *Meteorol. Z.* 33: 529-538
- Angström, A. (1924): Solar and terrestrial radiation. *Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc.* 50: 121-125
- Baier, A. (1992): Ein Beitrag zur Bestimmung der Wasserhaushaltsgröße Verdunstung aus hydrologischer Sicht. Dissertationsschrift, Univ. Erlangen-Nürnberg, 501 S.
- Baumgartner, A. (1996): Verdunstung. in: Baumgartner, A. & Liebscher, H.-J. (1996): 334-379
- Baumgartner, A. & Liebscher, H.-J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie, Band 1 - Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. Gebrüder Borntraeger Berlin, Stuttgart, 694 S.
- Baumgartner, A. & Reichel, E. (1975): Die Weltwasserbilanz. Oldenbourg München, 171 S.
- Beard, J. T. & Gainer, J. L. (1970): Influence of solar radiation reflectance on water evaporation. *J. Geophys. Res.* 75 (27): 5155-5163
- Bindemann (1921): Die Verdunstungsmessungen der Preußischen Landesanstalt für Gewässerkunde auf und an dem Grimnitzsee und am Werbellinsee bei Joachimsthal in der Uckermark. *Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Besondere Mitteilungen* Bd. 3, Nr. 3, 50 S.
- Bollrich, G. & Preißler, G. (1992): Technische Hydrodynamik. Bd. 1: Grundlagen. Verlag für Bauwesen Berlin,
- Bolz, H. M. (1949): Die Abhängigkeit der infraroten Gegenstrahlung von der Bewölkung. *Z. Meteorol.* 3: 201-203
- Bolz, H. M. & Falckenberg, G. (1949): Neubestimmung der Konstanten der Angströmschen Strahlungsformel. *Z. Meteorol.* 3 (4): 97-100
- Bowen, I. S. (1926): The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surfaces. *Phys. Rev.* 27: 779-787
- Brechtel, H. (1996): Interzeption. in: Baumgartner, A. & Liebscher, H.-J. (1996): 320-333
- Brockkamp, B. & Wenner, H. (1963): Verdunstungsmessungen auf dem Steiner See bei

Münster in Westfalen. DGM 7 (6): 149-154

Brockmann, U.-H., Kattner, G., Hentzschel, G., Wandschneider, K., Junge, H.-D. & Hühnerfuß, H. (1976): Natürliche Oberflächenfilme im Seegebiet vor Sylt. *Marine Biology*, 36: 135-146

Bruce, J. P. & Clarke, R. H. (1969): *Introduction to hydrometeorology*. Pergamon Press Oxford, Edinburgh, London, New York, Toronto, Sydney, Paris, Braunschweig, sec. Ed., pp. 319

Brunt, D. (1932): Notes on radiation in the atmosphere. I. *Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc.* Vol 58: 389-418

Brutseart, W. (1982): *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel Publishing Company, Boston, London, Dordrecht, pp. 299

Cheng, R. J. et al. (1988): The formation of hollow sea-salt particles from the evaporation of drops of seawater. *Atmosph. Research*, Vol. 22: 15-25

Chow, V. T. (1964): *Handbook of applied hydrology*. Mc Graw-Hill Book Company, New York

Czihak, G., Langer, H. & Ziegler, H. (Hrsg.) (1990): *Biologie - Ein Lehrbuch*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, 4. Aufl. 951 S.

Czeratzki, W. (1968): Ein Verdunstungsmesser mit keramischer Scheibe. *Landbauforschung Völkenrode*, 18: 93 - 98

Dalton, J. (1802): *Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam of vapour from waters and other liquids in different temperatures, both in a torricellian vacuum and in air on evaporation and on the expansion of gases by heat*. *Mem. Manch. Lit. and Phil. Soc.* 5: 535-602

Darnhofer, T. (1971): *Verdunstungsstudien im Schilfgürtel des Neusiedler Sees*. Dissertationsschrift, Wien, 202 S.

De Sature, H.-B. (1784): *Essais sur l'Hygrometrie*. III. Essai. Theorie de l'evaporation. Neuchatel, p. 249

Dirmhirn, I. (1964): *Das Strahlungsfeld im Lebensraum*. Akademische Verlagsgesellschaft Frankfurt/ M., 426 S.

Dobesch, H. (1973): Das Wind-, Temperatur- und Feuchteprofil über einer freien Wasserfläche. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A* 22: 47-70

Dyck, S. & Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen Berlin, 536 S.

Dyer, A. J. (1961): Measurements of evaporation and heat transfer in the lower atmosphere by an automatic eddy-correlation technique. *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.* 9: 401-412

Ferguson, H. L. & Znamensky, V. A. (1981a): Methods of computation of the water balance of large lakes and reservoirs. Vol. 1 Methodology. *Studies and reports in Hydrology*, No 31, pp.120

Ferguson, H. L. & Znamensky, V. A. (1981b): Methods of computation of the water balance of large lakes and reservoirs. Vol. 2., Case Studies. *Studies and reports in Hydrology*, No 31, pp. 73

-
- Ficke, J. F. (1972): Comparison of evaporation computation methods, Pretty Lake, Lagrange County, North-eastern Indiana. Geological Survey Professional Paper 286-A, Washington, pp. 48
- Foken, T. (1990): Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage - Methoden, messtechnische Realisierung sowie ihre Grenzen und Anwendungsmöglichkeiten. Berichte DWD 180, Offenbach / M. Selbstverl., 287 S.
- Frenkiel, J. (1965): Evaporation reduction - Physical and chemical principles and review of experiments. UNESCO, Aride zone research, pp. 79
- Friedrich, W. (1930): Die Messung der Verdunstung vom Mittellandkanal in den Jahren 1925-1927. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Bes. Mitt. Bd. 6, Nr. 1
- Gallenkamp, W. (1917): Verdunstungsmenge, Verdunstungskälte und Dampfhunger. Meteorol. Zeitschrift, 34: 349-354
- Gat, J. R. (1979): Isotope hydrology of very saline lakes. in: Nissenbaum: Hypersalinic brines and evaporitic environments. Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam, Oxford, New York: 1-8
- Gessner, F. (1956): Der Wasserhaushalt der Hydrophyten und Helophyten. in: Ruhland, W. (Hrsg.): Handbuch der Pflanzenphysiologie, Bd. III Pflanze und Wasser, Springer Verlag Berlin, Göttingen, Heidelberg: 854-901
- Geological Survey Professional Paper 269 (1954): Water-Loss investigations: Lake Hefner studies, Technical Report. US Govern. Printing Office, Washington, pp. 157
- Geological Survey Professional Paper 272-A (1955): siehe Harbeck (1955)
- Geological Survey Professional Paper 272-B (1959): siehe Harbeck et al. (1959)
- Geological Survey Professional Paper 272-C (1960): siehe Magin & Randall (1960)
- Geological Survey Professional Paper 272-D (1962): siehe Nordenson (1962)
- Geological Survey Professional Paper 286-A (1972): siehe Ficke (1972)
- Geological Survey Professional Paper 298 (1958): siehe Harbeck et al. (1958)
- Glazovsky, N. F. (1995): Aral Sea. in: Mandych (1995): 117-154
- Hantel, M. (1996): Atmosphärischer Wasserdampftransport. in: Baumgartner, A. & Liebscher, H.-J. (1996): 196-236
- Harbeck, G. E. Jr. (1955): The effect of salinity on evaporation. Geological Survey Professional Paper 272-A, Washington, pp. 6
- Harbeck, G. E. Jr. (1962): A practical field technique for measurement reservoir evaporation utilizing mass - transfer theory. Geological Survey Professional Paper 272-E, Washington: 101 - 105

- Harbeck, G. E. Jr. & Koberg, G. E. (1959): A method of evaluating the effect a monomolecular film in suppressing reservoir evaporation. *Journ. geophys. Res.* 64, No. 1: 89-93
- Harbeck, G. E. Jr., Kohler, M. A. & Koberg, G. E. (1958): *Water-Loss Investigations: Lake Mead Studies*. US Govern. Printing Office, Washington, pp. 97
- Harbeck, G. E. Jr., Koberg, G. E. & Hughes, G. H. (1959): The effect of the addition of heat from a powerplant on the thermal structure and evaporation of Lake Colorado City, Texas. *Geological Survey Professional Paper 272-B*, Washington: 8 - 33
- Hiecke, R. & Schubert, M. (1976): *Verdunstungsvorgänge - Theorie und technische Anwendung*. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig, 173 S.
- Hegedüs, M. (ed.) (1969): *Water surface evaporation - Measurements and studies in Hungary*. Research Institute for Water resources Development, Budapest pp. 212
- Hendl, M. (1994): Klima. in: Liedtke, H. & Marcinek, J. (Hrsg.) (1994): *Physische Geographie Deutschlands*. Justus Perthes Gotha: 24 - 119
- Hinzpeter, H. (1959): Vergleichende Prüfung von Formeln zur Berechnung von Globalstrahlungs-summen. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B* 9: 60-72
- Hoyningen-Huene, J. v. (1980): Mikrometeorologische Untersuchungen zur Evapotranspiration von bewässerten Pflanzenbeständen. *Ber. Inst. Meteorol. Klimatol. Univ. Hannover* 19: 1 - 168
- Hoyningen-Huene, J. v. (1983): Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. *Schriftenreihe DVWK* 57: 1 - 53
- Hübner, H., Richter, W. & Kowski, P. (1979): Studies on relationship between surface water and surrounding groundwater at lake Schwerin using environmental isotopes. in: IAEA: *Isotopes in lakes studies*. Proceedings of an adv. group meeting, Vienna, 29.8. - 2.9.1977: 95-102
- Hupfer, P. (ed.) (1991): *Das Klimasystem der Erde*. Berlin, 464 S.
- Hupfer, P. (1996): *Unsere Umwelt: Das Klima*. Teubner-Verlagsgesellschaft, Stuttgart, Leipzig, 335 S.
- Idso, S. B. (1974): On the use of equations to estimate atmospheric thermal radiation. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B*. 22: 287-299
- IDSÖ, S. B. & Jackson, R. D. (1969): Thermal radiation from the atmosphere. *J. Geophys. Res.* 74: 5397-5403
- IDSÖ, S. B., Jackson, R. D. & Reginato, R. J. (1975): Estimating Evaporation: A technique adaptable to remote sensing. *Science* Vol. 189: 991-992
- International Association of hydrological sciences (1973): *Hydrology of lakes - Symposium*. IAHS - Publ. No. 109, 379 S.
- International Atomic Energy Agency (1979): *Isotopes in lake studies*. Proceedings of an advisory group meeting, Vienna 29.8.- 2.9.1977, Vienna, pp. 185
- Jarvis, N. L. (1962): The effect of monomolecular films on surface temperature and convective

motion at the water/air interface. *Journ. of Colloid Science* 17: 512-522

Jarvis, N. L. & Kagarise, R. E. (1962): Determination of the surface temperature of water during evaporation studies. A comparison of thermistor with infrared radiometer measurements. *Journal of colloid science* 17: 501-511

Jones, F. E. (1992): *Evaporation of water - With emphasis on application and measurement.* Lewis publishers chelsea, michigan, pp. 188

Kahlig, P. (1973): Zur theoretischen Begründung einiger empirischer Verdunstungsformeln. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 21: 409-424

Karbaum, H. (1969): Der Niederschlag als Wasserhaushaltsgröße. *Abh. d. MD, Bd. 86*, 86 S.

Kaser, G. (1985): Verdunstungsmessungen über einer winterlichen Schneedecke. *Meteor. Rdsch.* 38 (1): 20-22

Klaghofer, E. (1974): Ein Beitrag zur Bestimmung der Verdunstung von einer freien Wasseroberfläche, von einem unbewachsenen und einem mit Gras bewachsenen Boden. *Dissertationsschrift, Wien*, 139 S.

Klausing, O. (1957): Erfahrungen mit einem neuen PICHE-Atmographen. *Meteorol. Rundschau* 10: 158-162

Klausing, O. (1970): Ein Wasserbilanzschreiber für hydrologische und wasserwirtschaftliche Zwecke. *Wasser und Boden* 22: 40-41

Klausing, O. (1977): Ein Kleinpegelschreiber für Verdunstungskessel. *DGM 21, H. 4*: 94-96

Kohler, M. A. (1954): Lake and pan evaporation. in: *Geological Survey Professional Paper 269*, Washington: 127-151

Korzun, V. I. (ed.) (1978): *World water balance and water resources of the earth. - Studies and reports in hydrology 75*, UNESCO Paris, pp. 663

Kusnezov, V. J. (1969): Die Berechnung der Verdunstung freier und bewachsener Wasserflächen mit Hilfe von Daten experimenteller Untersuchungen. (russ. Orig., zit. nach RICHTER 1969)

Lerch, G. (1991): *Pflanzenökologie.* Akademie Verlag Berlin, 535 S.

Lewis, S. (1977): Environmental isotope balance of lake Kinneret as a tool in evaporation rate estimation. in: *IAEA: Isotopes in lakes studies. Proceedings of an adv. group meeting, Vienna, 29.8. - 2.9.1977*: 33-56

Linke, F. & Baur, F. (1970): *Linkes meteorologisches Taschenbuch. 2. verb. Auflage*, Akad. Verlagsgesellschaft Leipzig, 712 S.

List, R. (1981): *Smithsonian meteorological tables.* Smithsonian Institution, Washington, 6. Aufl.

Lütschg-Loetscher, O. u. Mitarbeiter (1946): Über die Verdunstungsgröße freier Wasserflächen im Schweizer Hochgebirge. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.* Bd. LXXVI, Abh. 2, 102 S.

Mac Ritchie, F. (1969): Evaporation retarded by monolayers. *Science, Vol. 163 (3870)*: 929-931

-
- Magin, G. B. Jr. & Randall, L. E. (1960): Review on literature on evaporation suppression. Geological Survey Professional Paper 272-C, Washington: 53-69
- Mahringer, W. (1970): Verdunstungsstudien am Neusiedler See. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B 18: 1-20
- Mahringer, W. & Motschka, O. (1968): Meteorologische Untersuchungen am Neusiedler See im Jahre 1967 im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade. Wetter u. Leben 18: 223-229
- Mandych, A. F. (ed.) (1995): Enclosed seas and large lakes of Eastern Europe and Middle Asia. SPB Academic Publishing bv/ Amsterdam, pp. 273
- Maniak, U. (1993): Hydrologie und Wasserwirtschaft. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, 568 S.
- Marcinek, J. (1974): Das Wasser des Festlandes. Hermann Haack Gotha/Leipzig, 198 S.
- Marcinek, J. & Rosenkranz, E. (1989): Das Wasser der Erde. Verlag Harri Deutsch Thun und Frankfurt / M., 318 S.
- Mattheß, G. & Ubell, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie - Grundwasserhaushalt. Lehrbuch der Hydrogeologie Band 1. Gebrüder Bornträger Berlin - Stuttgart, 438 S.
- Mazzoni, R. (1996): Turbulenzstruktur im gestörten Nachlauf einer künstlichen Oberflächenmodifikation. Ein Feldexperiment, Zürcher Geographische Schriften, Heft 60, Geograph. Institut der ETH Zürich, 136 S.
- Miller, W. & Millis, E. (1989): Estimating Evaporation from Utah's Great Salt Lake using thermal infrared satellite Imagery. AWRA Water Res. 25: 541-550
- Möller, F. (1951): Die Verdunstung als geophysikalisches Problem. Naturwissenschaftliche Rundschau 4 (2): 45-50
- Monteith, J. L. (1965): Evaporation and environment. Proc. Sympos. Exp. Biol., 19: 205-234
- Monteith, J. L. (1972): Survey of instruments for micrometeorology. IBP Handbook No. 22, Blackwell Scientific Publishers Oxford, London, Edinburgh, Melbourne, pp. 263
- Moser, H. & Rauert, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie Band 8, Gebrüder Bornträger Berlin - Stuttgart, 400 S.
- Mrose, H. (1937): Verdunstungsmessung auf freien Wasserflächen. Dissertationsschrift TU Dresden
- Neuwirth, F. (1971): Ergebnisse von vergleichenden Messungen mit Verdunstungswannen im Gebiet des Neusiedler Sees. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 20: 361-382
- Neuwirth, F. (1973): Die Bestimmung einer Class-A-Wanne durch empirische Verdunstungsformeln. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 22: 97-118
- Neuwirth, F. (1974): Über die Brauchbarkeit empirischer Verdunstungsformeln dargestellt am Beispiel des Neusiedler Sees nach Beobachtungen in Seemitte und in Ufernähe. Arch. Met.

Geoph. Biokl., Ser. B., 22: 233-246

Neuwirth, F. (1978): Die Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen aus längerfristigen Mittelwerten. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B., 25: 337-344

Nordenson, T. J. (1962): Evaporation rates. in: Geological Survey Professional Paper 272-D: Evaporation from the 17 Western States. Washington: 73-97

Oralby, R. G. & Hallett, J. (1989): Evaporation and melting of ice crystals: a laboratory study. Atmosf. research, 24: 169-189

Otis, C. H. (1914): The transpiration of emersed water plants: its measurement and its relationships. Bot. Gaz. 58: 457-494

Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soils and grass. Proc. Royal Society Ser. A, volume 193: 120-145

Penman, H. L. (1956): Estimating evaporation. Trans. Amer. Geophys. Union 37: 43-46

Priestley, C. H. B. (1953): Turbulent transfer in the lower atmosphere. The University of Chicago press., pp. 130

Preuss, E. (1979): Die Eichung der Schendel-Formel zur Berechnung der potentiellen Evaporation an Class A Messungen. Wasser und Boden, H.1: 18-22

Rachner, M. (1987): Verdunstung von der Oberfläche der Schneedecke. Ergebnisse der an der Forschungsstation Harzgerode durchgeführten Messungen. Z. Meteor. 37: 285-290

Rachner, M. & Matthäus, H. (1990): Beiträge zur Schneedeckenhydrologie. Abh. d. MD. d. DDR Bd.145, Berlin, 56 S.

Reginato, R. J., Jackson, R. D. & Pinter, P. J. jr. (1985): Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station data. Remote sensing of environment 18: 75-89

Reiss, M., Hausschild, H., Rudolf, B. & Schneider, U. (1992): Die Behandlung des systematischen Fehlers bei Niederschlagsmessungen. Meteor. Zeitschrift N.F. 1 (1): 51-58

Richter, D. (1965): Die Verdunstung von der freien Wasserfläche. Dissertationsschrift, Univ. Leipzig, 101 S.

Richter, D. (1969): Die Verdunstungsverluste der oberen Seen Mecklenburgs. Bes. Mitt. z. Gewässerk. Jahrbuch der DDR, 9/1969, 36 S.

Richter, D. (1973): A comparison of various methods used for the determination of free water surfaces. IAHS - Publ. No. 109: 235-238

Richter, D. (1975): Erste Ergebnisse von Vergleichsmessungen zwischen international gebräuchlichen Verdunstungskesseltypen. Z. Meteor. 25 (4): 248-258

Richter, D. (1977): Zur einheitlichen Bestimmung der Verdunstung von freien Wasserflächen auf statistischer Grundlage. Abh. d. MD. d. DDR Bd.119, Berlin, 35 S.

Richter, D. (1984): Verdunstung. Klimadaten der DDR - Handbuch für die Praxis. Reihe B, Bd. 6, Meteor. Dienst Potsdam, 59 S.

-
- Richter, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194, 93 S.
- Richter, D., Neubert, W. & Klämt, A. (1979): Temperatur und Wasserhaushalt des thermisch belasteten Stechlin- und Nehmitzsees. Abh. MD DDR Nr. 123 (Band XVI), Akademie-Verlag Berlin 40 S.
- Ritter, K. (1980): Untersuchungen zur Abkühlung anthropogen erwärmten Flußwassers unter besonderer Berücksichtigung der Verdunstung. Dissertationsschrift RWTH - Aachen, 168 S.
- Roedel, W. (1994): Physik unserer Umwelt - Die Atmosphäre. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 467 S.
- Roth, R. (1975): Der vertikale Transport von Luftbeimengungen in der Prandtl-Schicht und die Deposition-Velocity. Meteor. Rdsch. 28: 65-71
- Salhotra, A. M., Adams, E. E., & Harlemann, D. R. F. (1985): Effect of salinity and ionic composition on evaporation: Analysis of Dead Sea evaporation pans. Wat. Res. Res. 21: 1336-1344
- Scharnow, U., Berth, W. & Keller, W. (1965): Wetterkunde. Transpress-Verlag, Berlin, 414 S.
- Schendel, U. (1967): Vegetationswasserverbrauch und -wasserbedarf. Habilitationsschrift, Kiel, 137 S.
- Schirmer, H., Buschner, W., Cappel, A., Matthäus, H.G. & Schlegel, M. (1987): Meyers kleines Lexikon Meteorologie. Meyers Lexikon Verlag, 496 S.
- Schmugge, T. J. & Andre, J.-C. (1991): Land surface evaporation - Measurement and parametrization. Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris
- Schönermark, E., Wuchold, H. & Freydank, E. (1973): Methodische Untersuchungen zur Berechnung der Globalstrahlung für das Gebiet der DDR. Z. Meteor. 23 (9/10): 255-267
- Schrödter, H. (1985): Verdunstung - Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 186 S.
- Schwörbel, J. (1994): Einführung in die Limnologie. Gustav Fischer Stuttgart, Jena, 387 S.
- Sitte, P. (ed.) (1991): Lehrbuch der Botanik - Begründet von E. Strasburger. Gustav Fischer Stuttgart, Jena, New York, 33. Aufl., 1030 S.
- Siems, W. (1980): Modelluntersuchungen zur Verdunstung und zum Gasaustausch zwischen Wasser und Luft. Der Einfluß von Wellen und Oberflächenverunreinigungen. Dissertationsschrift, Hamburg, 241 S.
- Solantie, R. (1973): Evaporation of lakes in Finland. IAHS - Publication No. 109: 211-219
- Sonntag, D. (1994): Advancements in the field of hygrometry. Meteorol. Zeitschrift N.F.: 51-66
- Sonntag, D. & Behrens, K. (1992): Ermittlung der Sonnenscheindauer aus pyranometrisch

gemessenen Bestrahlungsstärken der Global- und Himmelsstrahlung. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 181, Offenbach/Main, 68 S.

Stichler, W. & Moser, H. (1977): An example of exchange between lake and groundwater. in: IAEA: Isotopes in lakes studies. Proceedings of an adv. group meeting, Vienna, 29.08. - 02.09.1977: 115-120

Sutton, O. G. (1953): Micrometeorology. Mc Graw-Hill Book Company, pp. 333

Szesztay, K. (1967): Some problems of lake hydrology. Research Institute for Water Resources Development of the National Water Authority of Hungary, Publications in foreign languages No. 3, Budapest, pp. 74

Thornthwaite, C. W. & Holzmann, B. (1939): The determination of evaporation from land and free water surfaces. Monthly weather rev. 67: 4-11

Tomczak, G. (1939): Verdunstung freier Wasserflächen. Veröffentlichungen des geophysikalischen Institutes der Universität Leipzig, 2. Serie, Bd. XII (2): 109-173

Trabert, W. (1896): Neue Beobachtungen über Verdampfungsgeschwindigkeiten. Meteorol. Z. 13: 261-263

Tuschl, P. (1967): Die Transpiration von *Phragmites communis* im geschlossenen Bestand des Neusiedler Sees. Dissertation, Wien, 73 S.

Webb, E. K. (1960): On estimating Evaporation with fluctuating Bowen Ratio. Journ. geoph. Res. 65 (10): 3415-3417

Webb, E. K. (1966): A pan lake relationship. Journ. of Hydrol. 4: 1-11

Webb, E. K. (1970): Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. Quat. Journ. Roy. Meteorol. Soc. 96: 67-90

Wendling, U. (u.a.) (1995): Richtlinien zur Ermittlung der potentiellen und realen Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DWD - Forschungs- und Entwicklungsvorhaben 94/03, Manuskript, Offenbach am Main, 219 S.

Wendling, U. et al. (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter 283, 135 S.

Werner, J. (1987): Energie- und Massenbilanzstudien an Wald und Wasser in St. Arnold bei Rheine 1981 und 1982. Münstersche Geographische Arbeiten 26: 183-190

World Meteorological Organization (1966): Measurement and Estimation of evaporation and evapotranspiration. WMO Technical Note No. 83, pp. 121

Zimmermann, U. (1979): Determination of stable isotopes of underground inflow and outflow and evaporation of young artificial groundwater lakes. in: IAEA: Isotopes in lakes studies. Proceedings of an adv. group meeting, Vienna, 29.08. - 02.09.1977: 87-94

9 Abkürzungen

a	...	Albedo, Reflektionsvermögen einer Oberfläche
c	...	spezifische Wärme des Wassers
c _e	...	empirisch ermittelter Evaporimeterkoeffizient ("pan - coefficient"), gerätespezifische Konstante
c _p	...	spezifische Wärme bei konstantem Druck
e	...	aktueller Dampfdruck
e _L	...	aktueller Dampfdruck
h	...	Wasserdampfübergangszahl
k	...	Karman - Konstante ($k \approx 0,41$)
k	...	wolkenartsspezifische Konstante (zur Berechnung von Q_{GAW})
n	...	Verdunstungsminderung über Salzlösungen
p	...	Luftdruck,
q	...	Wasserdampfgehalt der Luft
r _v	...	spezifische Verdampfungswärme des Wassers
t	Temperatur (°C)
t _{erw}	...	erweitertes Mittel der Lufttemperatur (°C)
t'	...	Temperatur des befeuchteten Thermometers am Psychrometer
u	...	Windgeschwindigkeit (m / s)
u*	...	Schubspannungsgeschwindigkeit (cm / s, m / s)
v	...	Strömungsgeschwindigkeit (m / s)
z	...	Höhe, Messhöhe
z ₀	...	Rauhigkeitshöhe
z	...	mittlere Tiefe eines Sees (m)
A _o , A _u	...	Abfluss (ober- und unterirdisch)
A _w	...	turbulenter Austauschkoefizient für Wasserdampf ($g\ cm^{-1}\ s^{-1}$)
C	...	Umrechnungsfaktor für Windmessungen in verschiedenen Höhen
E	...	Masse des transportierten Wasserdampfes, Wasserdampfstrom, Verdunstungsfluss ($g\ cm^{-2}\ s^{-1}$), Verdunstung der freien Wasserfläche
E	...	Sättigungsdampfdruck (Pa, hPa),
E _a	...	Dampftransport
E ₀	...	Sättigungsdampfdruck bei gegebener Lufttemperatur
E _{0P}	...	Sättigungsdampfdruck entsprechend der Wassertemperatur im Evaporimeter
E _{0fr}	...	Sättigungsdampfdruck über reinem Wasser
E _{0sal}	...	Sättigungsdampfdruck über einer Salzlösung
E _{fr}	...	Verdunstung über reinem Wasser
E _{sal}	...	Verdunstung über Salzlösungen und
E _p	...	Geräteverdunstung (Evaporimeter)
I _g	...	Interzeptionsgewinn aus abgefangenen und abgesetzten Niederschlägen
I _v	...	Interzeptionsverlust
I _r	...	Interzeptionsspeicherhöhe
K _w	...	molekularer Diffusionskoeffizient für Wasserdampf
N	...	Niederschlag, gemessener Niederschlag, Freilandniederschlag
N _d	...	durchfallender Niederschlag (ohne Kontakt mit der Vegetation),
N _{korr}	...	korrigierter Niederschlag
N _{st}	...	Stammabfluss (an der Pflanze abfließend)
N _t	...	abtropfender Niederschlag
Q	...	Nettostrahlung bzw. Strahlungsbilanz an der Seeoberfläche,
Q _A	...	langwellige Ausstrahlung des Wasserkörpers
Q _{Angot}	...	Globalstrahlung bei transparenter Atmosphäre nach Angot

Q_E	...	latente Wärme im Wasserdampfstrom (Verdunstungswärme),
Q_{EX}	...	Strahlungssummen am Rand der Atmosphäre
Q_G	...	Globalstrahlung
Q_{GA}	...	langwellige Einstrahlung der Atmosphäre bzw. atmosphärische Gegenstrahlung
Q_{GAW}	...	atmosphärische Gegenstrahlung bei Anwesenheit von Wolken
Q_L	...	Wärmeaustausch bzw. Strom fühlbarer Wärme,
Q_{max}	...	maximale an einem Ort gemessene Globalstrahlung
Q_V	...	advektiv zugeführte Energie bzw. laterale Wärmeströme durch seitliche Bezugsflächen, insbesondere Wärmeströme in Zu- und Abflüssen,
Q_W	...	Energie, die durch Advektion der verdunsteten Wassermengen weggeführt wird
Q_P	...	Niederschlagswärmestrom
Q_R	...	Globalstrahlung bei Annahme einer reinen, trockenen (RAYLEIGH-) Atmosphäre
Q_{RK}	...	reflektierter Anteil der kurzwelligen Strahlung
Q_{rl}	...	Reflexion im langwelligen Bereich
Q_x	...	Wärmeumsatz bzw. -inhaltsänderung im Wasserkörper,
Q_O	...	Globalstrahlung an völlig klaren Tagen
R	...	relative Sonnenscheindauer
R	...	BOWEN - Quotient
R	...	allgemeine Gaskonstante ($8,13 \text{ Ws mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$),
S	...	Salzgehalt
S_L	...	Saugkraft der Luft, Saugspannung
T	...	absolute Temperatur (K)
V	...	Wasservolumen
VW	...	Umrechnungsfaktor Wärmenergie - Wasserhöhe
W	...	Bedeckungsgrad des Himmels (in 1/10)
Z_o, Z_u	...	Zufluss (ober- [s] und unterirdisch [ss])
α^*	...	Austauschreaktionskonstante des Isotopenaustausches zwischen zwei Phasen
α	...	Verhältnis der Verdunstung über Salzlösungen und über reinem Wasser
α	...	Ausdehnungskoeffizient der Luft
α_L	...	Wärmeübergangszahl
β	...	Quotient der Wasserdampfdrücke über einer Salzlösung und über reinem Wasser
σ	...	STEFAN - BOLTZMANN - Konstante
ε_L	...	Emissionsvermögen des Wasserkörpers
δ	...	Abweichung der Konzentrationsverhältnisse bestimmter Isotope bzw. Variationen des Wassermoleküls von "SMOW" (Standard mean ocean water)
Δ	...	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
ΔS	...	Speicherinhaltsänderung
μ	...	Molgewicht des Wassers (18 g mol^{-1})
ρ	...	Dichte
τ	...	Windschubspannung
γ	...	Psychrometerkonstante ($0,65 - 0,67 \text{ hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ bzw. hPa K^{-1}),
ω	...	die vertikale Geschwindigkeit der Luft