

Hartmut Wittenberg

# Praktische Hydrologie

Grundlagen und Übungen

**STUDIUM**



Hartmut Wittenberg

Praktische Hydrologie

Hartmut Wittenberg

# Praktische Hydrologie

Grundlagen und Übungen

STUDIUM



VIEWEG+  
TEUBNER

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek  
Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der  
Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über  
<http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

**Prof. Dr.-Ing. Hartmut Wittenberg** studierte Bauingenieurwesen an der TU Braunschweig. Nach dem Diplom arbeitete er zunächst in einer großen Bauunternehmung in den Bereichen Statik, Konstruktion und Baustellenaufsicht. Von 1971 bis 1975 war er Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut Wasserbau III der Universität Karlsruhe, wo er 1974 mit einer Dissertation im Bereich der Hochwasserhydrologie promovierte. Von 1975 bis 1983 nahm er als Angestellter der Salzgitter Consult GmbH Planungs- und Leitungsaufgaben in wasserwirtschaftlichen Projekten in Europa, Afrika, Lateinamerika, Asien mit einem Schwerpunkt in der Hydrologie wahr. Nach einer Professur für Wasserbau an der Fachhochschule Hagen erfolgte im Jahre 1988 der Ruf auf die Stelle für Hydrologie, Wasserbau und Tropenwasserwirtschaft an der Fachhochschule Nordostniedersachsen in Suderburg; seit 2005 ist er Professor an der Leuphana Universität Lüneburg. Daneben war er als Experte, Berater und Forscher bei zahlreichen Wasserprojekten in allen Erdteilen tätig.

## 1. Auflage 2011

Alle Rechte vorbehalten

© Vieweg+Teubner Verlag | Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH 2011

Lektorat: Dipl.-Ing. Ralf Harms | Sabine Koch

Vieweg+Teubner Verlag ist eine Marke von Springer Fachmedien.

Springer Fachmedien ist Teil der Fachverlagsgruppe Springer Science+Business Media.

[www.viewegteubner.de](http://www.viewegteubner.de)



Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung des Verlags unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Umschlaggestaltung: KünkelLopka Medienentwicklung, Heidelberg  
Gedruckt auf säurefreiem und chlorfrei gebleichtem Papier  
Printed in Germany

ISBN 978-3-8348-0789-2



---

## Vorwort

Die weltweit zunehmende Wassernutzung, das wachsende Umwelt- und Risikobewusstsein und der sich abzeichnende Klimawandel erfordern mathematisch und physikalisch basierte Methoden zur Einschätzung und Quantifizierung der Prozesse des Wasserhaushalts und ihrer Extreme, zur Bemessung und Bewirtschaftung wasserwirtschaftlicher Anlagen und Systeme und zum Schutz des Menschen und der Natur. In wenigen Jahrzehnten hat sich daher aus der eher beobachtenden und beschreibenden Gewässerkunde die moderne Hydrologie entwickelt.

Das vorliegende Buch entstand aus der Lehr- und Forschungstätigkeit des Verfassers in Suderburg, erst an der Fachhochschule Nordostniedersachsen, dann an der Leuphana Universität Lüneburg sowie aus zahlreichen Praxiseinsätzen und enthält den Stoff, der in einer Grundvorlesung über quantitative Hydrologie gelehrt und studiert werden kann. Den Beispielen und Übungen zum Verständnis und zur Anwendung der Methoden liegen größtenteils reale Daten und wasserwirtschaftliche Aufgabenstellungen aus Projekten in verschiedenen Ländern zu grunde. Umrissene Aufgaben, insbesondere der Bemessung, können hiermit verstanden und bearbeitet werden.

Die Entwicklung der Datenverarbeitung und der Komplexität der Aufgabenstellungen haben dazu geführt, dass zunehmend Softwarepakete dem Bearbeiter die Wahl der Methoden und die Berechnungen abnehmen. Zur Beurteilung der Eignung eines Programms oder Modells und seiner Ergebnisse ist jedoch die Kenntnis seiner Bausteine und Methoden unerlässlich. Auch moderne hydrologische Modelle haben als Hauptkomponenten klassische Ansätze der Wasser- und Energiebilanz, Algorithmen der Konzentrationszeit, Faltung, Speicherung, Wahrscheinlichkeitsrechnung, Regression usw., die verstanden und in der Größenordnung ihrer Auswirkung auf das Ergebnis einschätzbar sein müssen. Hier möchte dieses kompakte Buch einen Beitrag leisten. Hinweise auf Quellen, vertiefende und umfangreichere Literatur sind angeführt.

Suderburg, April 2011

Hartmut Wittenberg



# Inhaltsverzeichnis

<b>1 Begriffe, Kurzzeichen, Einheiten und Schreibweisen</b>	1
<b>2 Physikalische Eigenschaften des Wassers</b>	3
<b>3 Wassertkreislauf und Wasserhaushalt</b>	5
<b>4 Messung und Gewinnung von Grunddaten</b>	11
4.1 Niederschläge	11
4.2 Gebietsniederschlag	14
4.3 Meteorologische und klimatologische Daten	16
4.3.1 Luftdruck, Dampfdruck und Luftfeuchte	16
4.3.2 Globalstrahlung und Sonnenscheindauer	20
4.3.3 Windgeschwindigkeit	20
4.4 Wasserspiegelhöhen und Durchflüsse	21
4.4.1 Pegelstationen	21
4.4.2 Durchflussmessungen	22
4.4.3 Auswertung von Abflussmessungen	23
4.4.4 Neuere Sensoren und Sonderverfahren	24
4.4.5 Pegelkurven	25
<b>5 Verdunstung</b>	27
5.1 Berechnung der Verdunstung von Wasserflächen, Dalton-Formel	27
5.2 Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration	28
5.2.1 Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach <i>Haude</i>	28
5.2.2 Verfahren nach <i>Penman</i>	29
5.3 Messung der Verdunstung	32
5.4 Ermittlung der realen Verdunstung von Einzugsgebieten und Beständen	32
<b>6 Auswertung, Prüfung und Vervollständigung von Datenreihen</b>	33
6.1 Mittel- und Hauptwerte	33
6.2 Ganglinie und Dauerlinie	34
6.3 Doppelsummenanalyse	35
6.4 Regression und Korrelation	36
6.4.1 Lineare Einfachregression	36
6.4.2 Nichtlineare Regression	38

6.4.3 Mehrfachregression (multiple Regression).....	39
6.4.4 Andere Regressionen.....	40
<b>7 Wahrscheinlichkeitsanalyse von Extremwerten .....</b>	<b>41</b>
7.2 Eintrittswahrscheinlichkeit von Maximalwerten .....	42
7.3 Eintrittswahrscheinlichkeit der Messdaten .....	43
7.4 Niedrigwasseranalyse .....	46
<b>8 Speicher .....</b>	<b>49</b>
8.1 Linearer Speicher.....	49
8.2 Nichtlinearer Speicher, Seeretention .....	50
8.3 Nichtlinearer Speicher, Abflussrezession .....	52
8.4 Lineare Speicherkaskade .....	53
8.5 Instationärer Speicher (Muskingum-Verfahren).....	55
8.6 Gesteuerte Speicher und Speicherwirtschaft .....	56
<b>9 Niederschlag-Abfluss-Modelle .....</b>	<b>59</b>
9.1 N-A-Modelle zur Hochwasserberechnung .....	59
9.2 Einheitsganglinie .....	59
9.3 Faltung.....	61
9.4 Bestimmung der Einheitsganglinie .....	62
9.4.1 Berechnung aus Niederschlags- und Abflussdaten.....	62
9.4.2 Berechnung der Einheitsganglinie aus einer Hochwasserganglinie nach der Reduktionsmethode .....	64
9.4.3 Berechnung der Einheitsganglinie ohne hydrologische Daten Isochronen-Verfahren, „Synthetische Einheitsganglinien“ .....	64
9.4.4 Änderung der Bezugsdauer einer Einheitsganglinie, S-Kurven-Verfahren...	68
9.5 Intensität des Bemessungsniederschlages .....	69
9.6 Monatswerte des Abflusses aus Niederschlagsdaten .....	70
<b>10 Hydrologische Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserneubildung .....</b>	<b>73</b>
10.1 Ermittlung aus monatlichen Niedrigwasserabflüssen .....	73
10.2 Ermittlung aus dem Basis- oder Trockenwetterabfluss .....	75
<b>11 Feststofftransport, Erosion und Sedimentation .....</b>	<b>79</b>
<b>12 Übungen.....</b>	<b>81</b>
<b>Literatur .....</b>	<b>109</b>
<b>Sachwortverzeichnis .....</b>	<b>111</b>



# 1 Begriffe, Kurzzeichen, Einheiten und Schreibweisen

**Wasserwirtschaft** Zielbewusste Ordnung aller menschlichen Eingriffe auf das ober- und unterirdische Wasser (DIN 4049).  
(Oberbegriff)

Zur Wasserwirtschaft gehören:

**Hydrologie** (Griechisch: *νδωρ*, hydor, Wasser, *λογος*, logos, Wort), Wissenschaft vom Wasser, seinen Eigenschaften und seinen Erscheinungsformen über, auf und unter der Erde – einschließlich aller darin gelösten, emulgierten und suspendierten Stoffe (DIN 4049).

**Ingenieur-Hydrologie** Quantitative Hydrologie, Ermittlung von Bemessungsgrößen für wasserwirtschaftliche, wasserbauliche und ökologische Planungen und Maßnahmen. (Inhalt dieses Buches)

**Hydraulik** (von griechisch: *νδραυλις*, hydraulis, Wasserorgel), aus der Hydromechanik/Physik abgeleitete Verfahren zur Ermittlung der Strömungsvorgänge, Drücke, Kräfte usw. des Wassers als Bemessungsgrößen für die Wasserwirtschaft.

**Wasserbau** Bauliche Maßnahmen zur Verwirklichung wasserwirtschaftlicher Zielsetzungen.

Die in der Hydrologie zu verwendenden Begriffe, die Kurzzeichen für die hydrologischen Größen und ihre physikalischen Einheiten sind in DIN 4049, Hydrologie, genormt und angegeben. Die Systematik der Kurzzeichen und Einheiten ist in Einklang mit den folgenden Vorschriften und weiteren Normen des DIN (Deutsches Institut für Normung) und der ISO (Internationale Normung):

- Internationales Einheitensystem SI (Système International d'Unités)
- DIN 1080 Bauingenieur-Fachgrundnorm
- DIN 4044 Hydromechanik im Wasserbau



## 2 Physikalische Eigenschaften des Wassers

### Dichte (spezifische Masse)

Die Dichte  $\rho$  = Masse/Volumen in kg/m<sup>3</sup>, g/l des Wassers ist abhängig von Temperatur, Salz- und Feststoffgehalt. Als lineare Näherungsbeziehung für die Dichte reinen Wassers gilt:

$$\rho(T) = 1000 - 0.18 \cdot (T - 4^\circ\text{C}) \text{ in kg/m}^3 \quad \text{für } T \geq 4^\circ\text{C} \quad (2.1)$$

Die Ausdehnungszahl für Erwärmung beträgt mithin  $b = 18 \cdot 10^{-5}$  1/K

reines Wasser	$4^\circ\text{C}$ (kleinste Ausdehnung)	1000 kg/m <sup>3</sup>
reines Wasser	$30^\circ\text{C}$	995 kg/m <sup>3</sup>
reines Wasser	Eis	910 kg/m <sup>3</sup>
Seewasser, 3.5 % Salz	$15^\circ\text{C}$	1026 kg/m <sup>3</sup>
Salzwasser, gesättigt	z. B. Totes Meer	1210 kg/m <sup>3</sup>

In der Praxis wird für Süßwasser meist eine Dichte von  $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$  angenommen.

### Gewicht und Wichte (spezifisches Gewicht)

Das Gewicht = Masse Erdbeschleunigung ist eine Kraft:  $F_G = m \cdot g$

mit  $m$  in kg und  $g$  in m/s<sup>2</sup> ergibt sich die Gewichtskraft in N

Wichte = Gewicht/Volumen = Dichte · Erdbeschleunigung:  $\gamma = \rho \cdot g$

Bei praktischen Berechnungen wird meist die Erdbeschleunigung auf mittlerer Meereshöhe,  $g = 9.81 \text{ m/s}^2$  angesetzt. Entsprechend ergibt sich die **Wichte reinen Wassers** zu:

$$\gamma = \rho \cdot g = 1000 \cdot 9.81 = 9810 \text{ N/m}^3 = 9.81 \text{ kN/m}^3 \quad (2.2)$$

In Sonderfällen z. B. bei Salzwasser ( $> 1000 \text{ kg/m}^3$ ) oder im Hochgebirge ( $g < 9.81 \text{ m/s}^2$ ) und höheren Ansprüchen an Genauigkeit müssen entsprechende Werte eingesetzt werden.

**Kinematische Zähigkeit** Parameter für die Übertragung von Schubspannung im fließenden Wasser, abhängig von der Wassertemperatur nach folgender Näherungsformel:

$$v = 0.01 / (5620 + 165 \cdot T(\text{ }^\circ\text{C})^{1.091}) \text{ m}^2/\text{s} \quad (2.3)$$

Beispiele: bei  $T = 10^\circ\text{C}$ :  $v = 1.3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ , bei  $T = 20^\circ\text{C}$ :  $v = 1.0 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$

Die Zähigkeit erhöht sich mit dem Salz- und Feststoffgehalt des Wassers.

**Elastizität** Volumenveränderung unter Druck  $p$ , nach dem Hooke'schen Gesetz:

$$dV/V = -dp/E \quad \text{Elastizitätsmodul Ewasser} = 2.1 \cdot 10^6 \text{ kN/m}^2$$

Obwohl die elastische Verformbarkeit von Wasser 100-mal so groß ist wie die von Stahl ( $E_{\text{stahl}} = 210 \cdot 10^6 \text{ kN/m}^2$ ), wird bei fast allen praktischen Berechnungen von Nichtzusammen-drückbarkeit (Inkompressibilität) des Wassers ausgegangen.



### 3 Wasserkreislauf und Wasserhaushalt

Das Wasservolumen der Erde wird nach [2] auf ca.  $1,38 \cdot 10^{18} \text{ m}^3$  geschätzt. Hiervon befinden sich 97,4 % als Salzwasser im Weltmeer und 2 % als Eis vor allem an den Polen. Der flüssige Süßwasserbestand der Erde macht also nur 0,6 % der gesamten Wassermenge aus, wovon der weitaus größte Teil (97,5 %) Grundwasser ist. Dieser Bestand ist jedoch nicht statisch, sondern einem ständigen Austausch und Kreislauf unterworfen. Die Energie hierfür liefert die Sonne mit ihrer Globalstrahlung. Wasser verdunstet, wird als Dampf durch Luftströmungen transportiert und kondensiert bei Abkühlung als Niederschlag. Sonnenstrahlung und Wassertransport sind damit zusammen mit Umlauf und Rotation der Erde die wichtigsten Klima- und Wetterelemente.

Global ist die verdunstete Wassermenge gleich der Niederslagsmenge, jeweils etwa  $4,96 \cdot 10^{14} \text{ m}^3$ . Sie ist damit mehr als doppelt so groß als die sich in allen Flüssen und Süßwasserseen befindende Wassermenge.

Während über den Meeresflächen im Mittel die Verdunstungsmenge größer ist als die des Niederschlages, verhält es sich auf den Landflächen umgekehrt. Der Wasserüberschuss der Landflächen fließt über die Flüsse in die Meere ab und gleicht die globale Wasserbilanz aus. Es ist praktisch und üblich, die Wassermengen als Wasserhöhen in mm über den jeweils betrachteten Flächen auszudrücken ( $1 \text{ mm} = 1 \text{ l/m}^2 = 1000 \text{ m}^3/\text{km}^2$ ). Die mittlere jährliche **Weltwasserbilanz** ergibt sich damit wie folgt:

**Tabelle 3.1** Mittlere jährliche Weltwasserbilanz nach Baumgartner und Reichel, 1975 [2]

	Fläche $A$ in $10^6 \text{ km}^2$	Niederschlag $h_N$	Verdunstung $h_{ET}$	Abfluss $h_A$	Zufluss $h_Z$ in mm/a
Landflächen	148.9	746	480	266	0
Meeresflächen	361.1	1066	1176	0	110

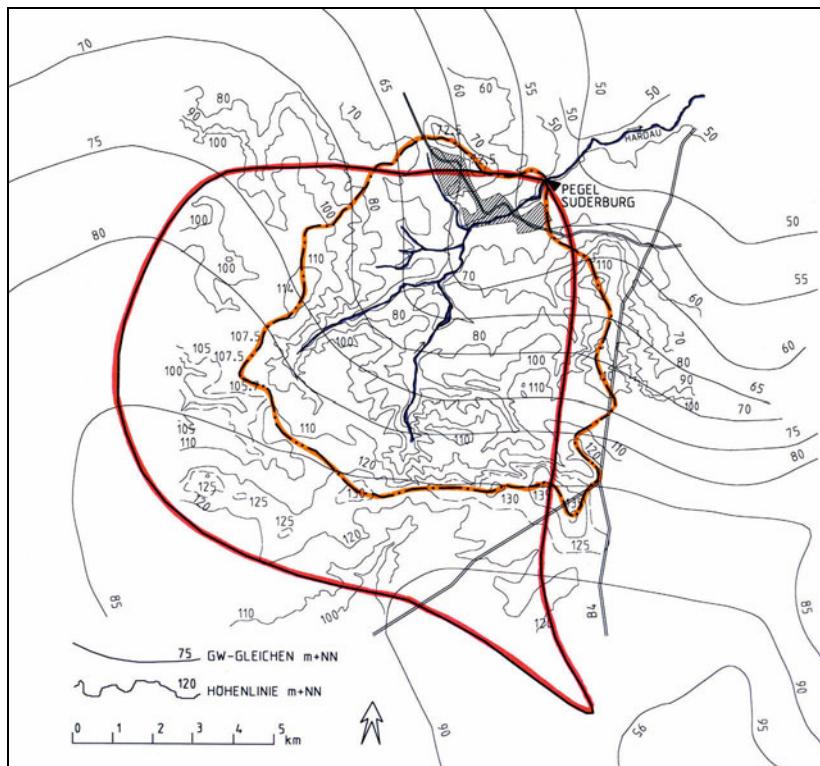
Es ist davon auszugehen, dass sich mit dem Anstieg der Temperaturen durch den Klimawandel die Verdunstung und damit auch die Niederschläge in den letzten Jahrzehnten erhöht haben, sodass die aktuellen Werte etwas über den angegebenen liegen.

Die Verteilung der Größen über den Globus ist sehr ungleichmäßig. So gibt es sowohl jährliche Niederschlagshöhen von einigen Metern (Tropen) als auch Regionen praktisch ohne Niederschlag (Wüsten). Vergleichbares gilt für die Verdunstung. In Mitteleuropa entsprechen die Wasserhaushaltsgrößen dem gemäßigten Klima und haben im Mittel etwa die Größenordnung der o. a. globalen Landflächenmittelwerte.

Zu der regionalen Ungleichverteilung der Wasserhaushaltsgrößen kommt eine große jahreszeitliche und durch Wetterereignisse bestimmte Variation. Auch in unseren Flüssen kann an der gleichen Stelle der höchste beobachtete Abfluss ein Hundertfaches des niedrigsten betragen. Räumliche und zeitliche Mittelwerte haben daher nur eine sehr begrenzte Aussagekraft. Zur Beschreibung der hydrologischen Abläufe und zur Planung wasserwirtschaftlicher Maßnahmen muss der Wasserhaushalt in den Einzugsgebieten der Flüsse in kürzeren Zeitintervallen erfasst werden.

## Wasserhaushalt in Einzugsgebieten

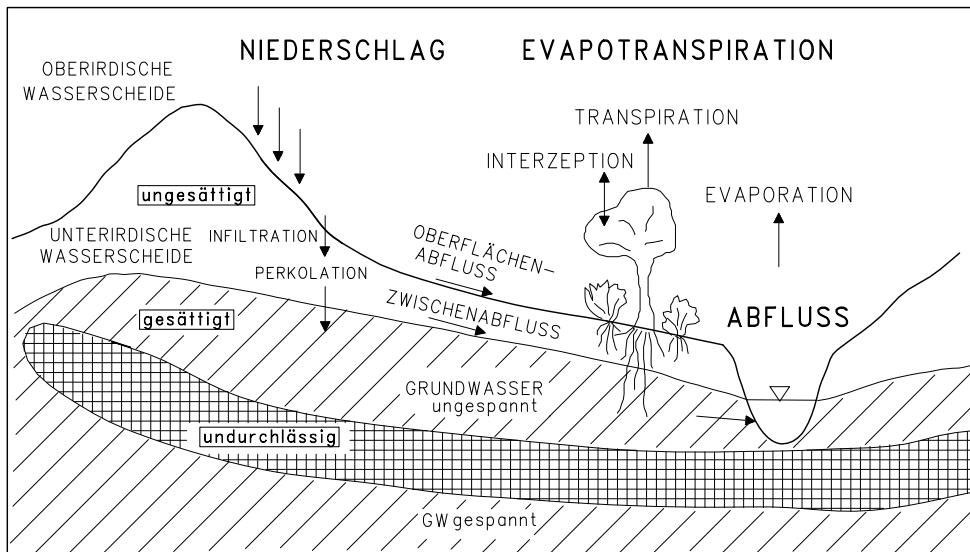
Ein hydrologisches Einzugsgebiet ist das Gebiet, aus dem das Wasser aufgrund der Gefälleverhältnisse einem bestimmten Ort oder Flussquerschnitt, zufließt. Es ist durch die Wasserscheide, die Verbindung der höchsten Punkte um dieses Gebiet, begrenzt. Seine Fläche  $A_E$  wird in  $\text{km}^2$  in der Horizontalprojektion gemessen. Meistens wird davon ausgegangen, dass die oberirdische Wasserscheide auch die unterirdischen Verhältnisse repräsentiert. Je nach den geologischen Bedingungen, z. B. bei Karst, können jedoch erhebliche Unterschiede zwischen der oberirdischen Einzugsgebietsfläche  $A_{Eo}$  und der unterirdischen  $A_{Eu}$  auftreten. Besonders große Unterschiede können sich in kleineren Einzugsgebieten mit quartärem Lockergestein (Kies, Lüneburger Heide) [33] ergeben. Bild 3-1 zeigt das oberirdische und das unterirdische Einzugsgebiet der Hardau bis zum Pegel Suderburg. Die unterirdische Wasserscheide orientiert sich dabei an den höchsten Punkten des Grundwasserkörpers, der durch die mittleren Grundwasseroberflächengleichen dargestellt ist.



**Bild 3-1** Oberirdisches und unterirdisches Einzugsgebiet der Hardau am Pegel Suderburg (Wittenberg et al., 2003, [33])

Das unterirdische Einzugsgebiet ( $122 \text{ km}^2$ ) ist hier fast doppelt so groß wie das oberirdische ( $63 \text{ km}^2$ ), was sich in einer relativ großen und ausgeglichenen Abflussspende der Hardau bemerkbar macht.

Das Wasser in einem Einzugsgebiet stammt aus Niederschlag. Es wird durch Verdunstung und Abfluss wieder abgegeben. Zwischenzeitlich wird ein Teil als Grundwasser, Bodenfeuchte, Schnee, Oberflächenwasser usw. gespeichert (rückgehalten) und verzögert wieder abgegeben. Die wesentlichen Teilprozesse zeigt Bild 3-2.



**Bild 3-2** Schematischer Querschnitt durch ein Einzugsgebiet mit Wasserhaushaltsgrößen

Die Wasserhaushaltsgleichung in Kurzform besagt, dass der Gebietsniederschlag  $N$  in einem Zeitintervall  $\Delta t$  zu Abfluss  $A$ , Verdunstung  $ET$  und Änderung der Rücklage  $\Delta R$  führt:

$$N = A + ET + \Delta R \quad (3.1)$$

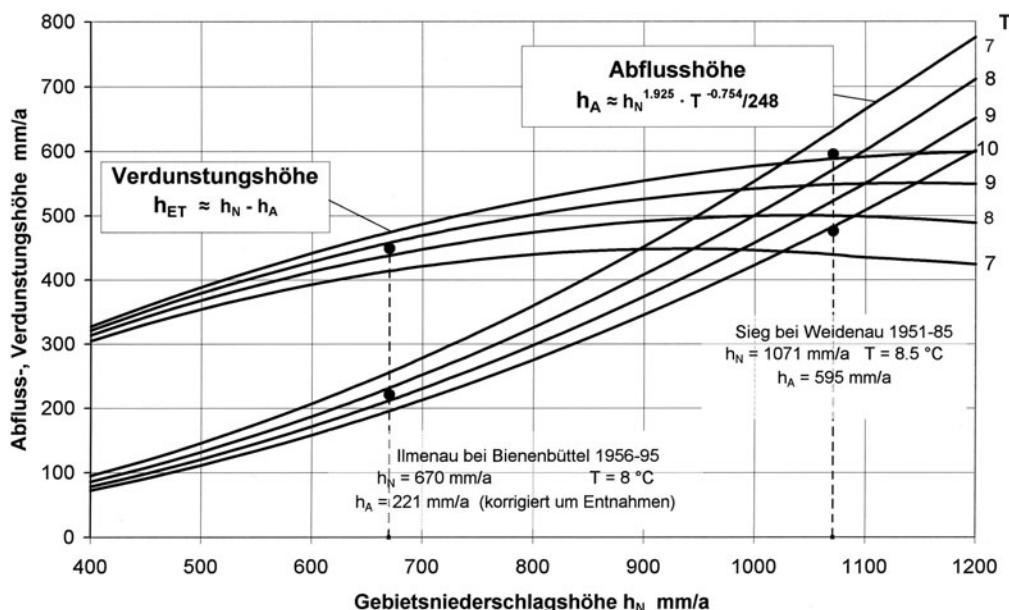
Meistens werden diese Größen bei Berechnungen in äquivalenten Wasserhöhen (Niederschlagshöhe, Abflusshöhe, Verdunstungshöhe, Rücklagenhöhe) über der Einzugsgebietsfläche angegeben (s. auch Übungsblatt im Anhang):

$$h_N = hA + hET + \Delta h_R \quad \text{in mm} \quad (3.2)$$

Die Rücklage ist die gesamte Wassermenge, die sich zum betrachteten Zeitpunkt als Grundwasser, Bodenfeuchte, Oberflächenwasser, Schnee usw. im Einzugsgebiet befindet. Diese Menge ist kaum genau zu ermitteln. Für den Wasserhaushalt ist die Änderung der Rücklage  $\Delta R$ , bzw. ihrer Höhe  $\Delta h_R$  von Belang. Der Wert  $\Delta h_R$  ist positiv, wenn der Niederschlag die Summe aus Verdunstung und Abfluss im betrachteten Zeitintervall übersteigt, im umgekehrten Fall ist er negativ. Über eine lange Zeit, viele Jahre, gemittelt, geht die Summe der Werte  $\Delta h_R$  gegen 0, sodass Gleichung 3.2 sich zu  $h_N = h_A + h_{ET}$  verkürzt.

Wurden also über viele Jahre die Niederschläge und Abflüsse eines Einzugsgebietes zuver-

lässig gemessen, so lässt sich als Differenz die tatsächliche mittlere Gebietsverdunstung bestimmen. Für auf diese Art bestimmte Jahresmittelwerte von über 200 Flussgebieten der Erde leitete **Wundt** [35] die mittleren Abhängigkeiten der Verdunstungs- und Abflusshöhen von Gebietsniederschlag und Lufttemperatur ab. Der für das Klima Mitteleuropas zutreffende Bereich der *Wundtschen Kurven* ist in Bild 3-3 gezeigt. Die angegebene Näherungsformel für die Abflusshöhe wurde vom Verfasser mit dem Verfahren der nichtlinearen Mehrfachregression (s. Kap. 6.4) bestimmt. In das Diagramm wurden zum Vergleich die aus dem Wasserhaushalt zweier unterschiedlicher deutscher Flussgebiete ermittelten Werte eingetragen. Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung, die jedoch nicht grundsätzlich für alle Flussgebiete zu erwarten ist. In Einzelfällen können erhebliche Abweichungen auftreten. Die Beziehungen gelten ferner nicht für Einzeljahre, sondern nur für langjährige Mittelwerte.

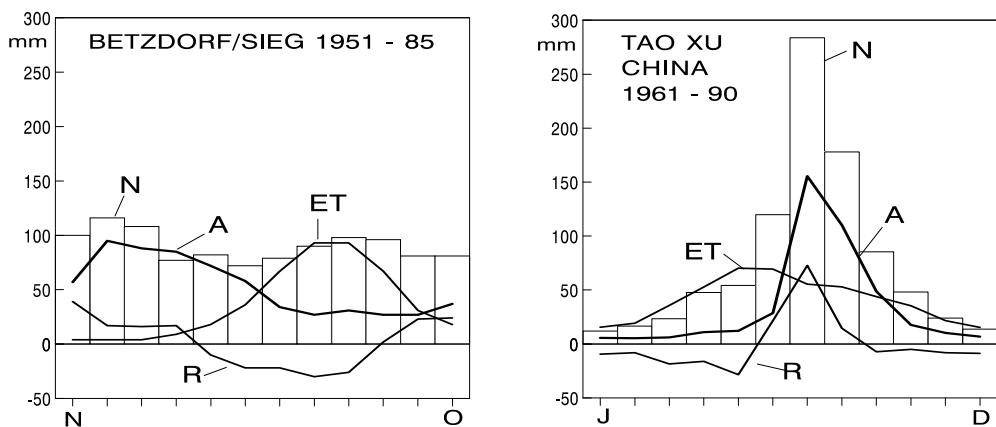


**Bild 3-3** Bestimmung mittlerer jährlicher Verdunstungs- und Abflusshöhen aus Niederschlag und Temperatur, Kurven nach Wundt [35], Formeln durch Regression

Die Unterschiede von Jahr zu Jahr und die jahreszeitliche Varianz der Wasserhaushaltskomponenten hängen stark vom Klima und den geomorphologischen Verhältnissen ab. Für konkrete Untersuchungen und Planungen sind gemessene Daten verallgemeinernden Beziehungen vorzuziehen. Für die Verdunstung kann eine Unterteilung der langjährigen Mittelwerte proportional zu der aus Klimadaten zu berechnenden potenziellen Verdunstung (Evapotranspiration) erfolgen (s. Kap. 5).

Bild 3-4 zeigt zum Vergleich den mittleren Jahressgang in Monatswerten für je ein Einzugsgebiet im relativ ausgeglichenen Klima Mitteleuropas und in Nordost-China mit starker jahreszeitlicher Prägung. Das hydrologische Jahr in den verschiedenen Ländern stimmt oft nicht mit dem Kalenderjahr überein. Beginn und Ende werden in eine Jahreszeit mit möglichst ge-

ringer hydrologischer Variation verlegt. In Deutschland wurde das Intervall November bis Oktober festgelegt.



**Bild 3-4** Wasserhaushalt in unterschiedlichen Klimazonen, mittlere Monatswerte

Die Komponenten und Prozesse des Wasserkreislaufes müssen für eingehendere Betrachtungen, wie in Bild 3-2 schematisch dargestellt, weiter unterteilt werden:

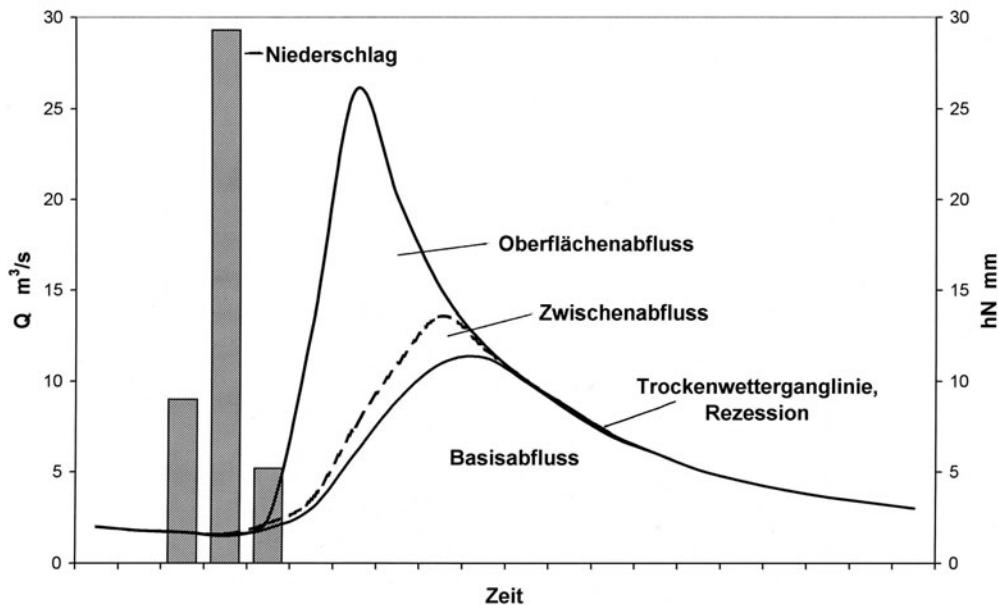
Niederschlag	Regen, Tau, Schnee, Hagel usw.
Interzeption	Anteil des Niederschlages, der von der Vegetation aufgefangen, zurückgehalten und direkt wieder verdunstet wird
Transpiration	Verdunstung aus Pflanzenorganismen (Blattflächen)
Evaporation	Verdunstung von Wasserflächen und unbewachsenem Boden
Evapotranspiration	Gesamtverdunstung (Evaporation und Transpiration) von einer Fläche
Oberflächenabfluss	an der Bodenoberfläche und in Gewässern abfließendes Wasser, schnellste Abflusskomponente
Zwischenabfluss	(Interflow) Teil des Abflusses, der sich durch die ungesättigten Bodenschichten zwischen Grundwasser und Oberfläche bewegt, langsamer als der Oberflächenabfluss
Grundwasserabfluss	(grundwasserbürtiger Abfluss, Basisabfluss), Teil des Abflusses, der dem Gewässer mit größerer Verzögerung aus dem Grundwasserspeicher zufließt

Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss bilden zusammen als schnell abfließender Direktabfluss einen größeren Anteil des Hochwasserabflusses. Der Abfluss aus dem Grundwasserspeicher sorgt auch in Zeiten ohne Niederschlag für Wasser in den Flüssen, den sog. Trockenwetter- oder Basisabfluss.

Während in Bild 3-4 mittlere Monatswerte gezeigt werden, deren Ganglinien durch die Wahl des großen Zeitschrittes und die Mittelung bereits stark geglättet sind, stellt Bild 3-5 das Nie-

derschlags-Abfluss-Geschehen in kürzeren Zeitschritten, etwa in Stunden, dar. Der Begriff *Durchfluss* wird für den Abfluss durch einen Gewässerquerschnitt, z. B. an einer Messstelle verwendet.

**Das Wort *Ganglinie* bezeichnet allgemein die Aufzeichnung einer *Zeitreihe* oder Folge von Werten über der Zeit.**



**Bild 3-5** Niederschlag und Abflusskomponenten, schematische Ganglinienunterteilung

⇒ Zum Wasserhalt von Einzugsgebieten siehe Übungsblatt 6.

## 4 Messung und Gewinnung von Grunddaten

Die Größe der Komponenten des Wasserhaushalts variiert stark in Abhängigkeit von den örtlichen Eigenschaften der Erdoberfläche und vor allem vom Klima und seinen räumlichen und zeitlichen Schwankungen. Zur zuverlässigen Erfassung und Bewertung ist die langjährige, möglichst ununterbrochene Messung von Niederschlägen, Klimagrößen und Abflüssen an repräsentativen Standorten erforderlich.

### 4.1 Niederschläge

Die Messung der Niederschlagshöhe erfolgt in Messstationen mit meist kreiszylindrischen Messgefäßen. Die horizontale Auffangöffnung hat nach internationalem Standard eine Fläche von  $200 \text{ cm}^2$ . Sie soll sich 1 m über dem Erdboden befinden. Der Auffangtrichter muss so tief darunter angebracht sein, dass das Herausspritzen der Regentropfen verhindert wird und Schnee aufgenommen werden kann.

**Niederschlagsmesser** (Regenmesser, Pluviometer, Ombrometer), wie das von *Gustav Hellmann* 1886 in Preußen und später in ganz Deutschland eingeführte Gerät (Bild 4-1), sammeln den Niederschlag eines Tages oder eines anderen Zeitabschnittes in einer Sammelkanne. Zu festgesetzter Zeit, in Deutschland um 7.30 Uhr, wird der Inhalt in ein Messglas gegossen, die Niederschlagshöhe auf 0.1 mm genau abgelesen und unter dem Tagesdatum in das Messprotokoll eingetragen. Bei Schnee und Eis wird das Gerät nach Abdeckung zum Auftauen in einen frostfreien Raum gebracht.

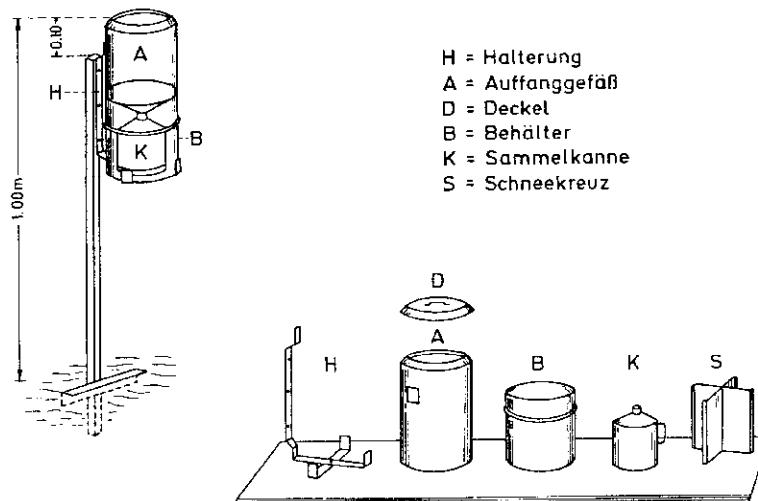
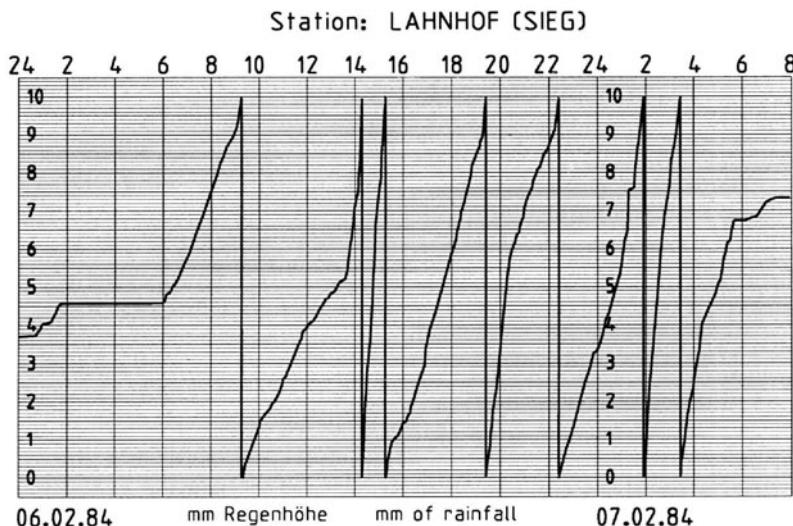


Bild 4-1 Niederschlagsmesser n. *Hellmann* und seine Bestandteile (DVWK 1991, [8])

**Niederschlagsschreiber** (Regenschreiber, Pluviographen, Ombrographen) werden oft als zusätzliches Messgerät zur kontinuierlichen Aufzeichnung der Niederschlagshöhe eingesetzt. In dem klassischen Niederschlagsschreiber nach *Hellmann* wird das Niederschlagswasser in einem Gefäß aufgefangen und der Anstieg des Wasserspiegels mittels eines *Schwimmers* auf eine Schreibvorrichtung übertragen. Bei richtiger Einstellung wird die Schwimmerkammer bei einer Füllung entsprechend 10 mm Niederschlagshöhe durch ein *Heberrohr* (Hydraulik) entleert, sodass Schwimmer und Schreibfeder auf ihre Ausgangshöhe zurückkehren. Als Aufzeichnung ergibt sich daher eine unterbrochene Summenlinie der Niederschlagshöhe (Bild 4-2). Übung 2 enthält ein Auswertungsbeispiel.



**Bild 4-2** Aufzeichnung eines Niederschlagsschreibers nach *Hellmann* während eines Starkregenereignisses von insgesamt 73.6 mm

- Ein anderer häufiger Gerätetyp, der in den letzten Jahrzehnten Verbreitung fand, registriert die Entleerungen eines **Kippgefäßes „Wippe“** nach jeweils 0.1 oder 0.2 mm Niederschlag. Er eignet sich besonders für die elektronische Datensammlung (Datalogger) und Auswertung. Winterbetrieb ist durch Strom- oder Gasbeheizung möglich.
- Besonders geeignet für feste Niederschläge, jedoch kostspielig, sind **wägende Geräte**, die das Gewicht des Niederschlags registrieren.
- In Zukunft werden vermehrt berührungslose Niederschlagsschreiber, **Laser-Disdrometer**, zum Einsatz kommen: Regentropfen, Graupel, Schneeflocken usw. fallen durch einen Laserstrahl, der Durchmesser und Geschwindigkeit genau registriert.
- Seit den achtziger Jahren wird Niederschlag für die Vorhersage auch regional und über der Fläche durch **Wetterradar** gemessen. Es muss hier jedoch eine ständige Kalibrierung (Eichung) durch Bodenstationen erfolgen.

Niederschlagsmessstationen werden von Institutionen, Verbänden, Privatpersonen und in Deutschland insbesondere vom Deutschen Wetterdienst DWD betrieben. Wichtige Niederschlags- und Klimadaten sind in den *Deutschen Meteorologischen Jahrbüchern* veröffentlicht.

Für die Aussagefähigkeit der Messdaten ist neben der sorgfältigen, nicht unterbrochenen Durchführung der Messungen und der Wartung der Geräte vor allem die Wahl des Aufstellungsortes maßgeblich. Dieser sollte so gewählt werden, dass er als repräsentativ für das betrachtete Gebiet gilt. Die Nähe von Hindernissen, wie Bäume oder Gebäude, und erhöhter Windeinfluss, z. B. durch die Installation auf einem Dach, soll vermieden werden.

Verluste durch Benetzung und Verdunstung, sowie die Beeinflussung des Windfeldes um das in 1 m Höhe angebrachte Gerät (Bernoulli-Effekt) führen zu einer systematischen Mindermessung insbesondere bei Wind und leichten Niederschlägen. Untersuchungen von Richter [25] zeigen, dass die Messwerte in Deutschland und der Welt im Durchschnitt zwischen 8 und 15 % zu niedrig sind. Bei genaueren Berechnungen, Wasserbilanzen und Ähnlichem ist eine Korrektur der Messwerte erforderlich. Korrekturwerte für Deutschland enthält Tabelle 4-1.

**Tabelle 4-1** Jahresgang des mittleren prozentualen Niederschlagsmessfehlers, gebietsweise zusammengefasst (nach Richter, DWD, 1995 [25]). Gemessene Niederschlagshöhen müssen zur Korrektur entsprechend vergrößert werden.

GE-BIET	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ	JAHR
I	22,8	23,6	20,0	16,0	12,0	10,3	10,5	10,3	11,5	13,6	16,2	18,9	14,9
	17,3	17,9	15,5	13,6	10,8	9,2	9,4	9,3	10,2	11,2	12,9	14,6	12,3
	13,4	13,7	12,6	11,6	9,8	8,4	8,5	8,4	9,1	9,7	10,6	11,6	
	9,5	9,6	9,4	9,4	8,5	7,3	7,5	7,3	7,8	7,8	8,0	8,4	10,4 8,2
II	27,5	29,0	23,6	18,2	12,3	10,3	10,5	10,5	12,1	14,2	19,1	22,7	16,6
	20,5	21,5	17,8	15,0	10,9	9,3	9,4	9,5	10,9	11,6	15,0	17,3	13,5
	15,2	15,8	14,0	12,4	9,8	8,3	8,6	8,6	9,6	10,2	12,0	13,2	11,1
	10,3	10,7	10,0	9,6	8,5	7,3	7,5	7,5	8,2	8,2	8,7	9,2	8,6
III	31,6	33,5	26,9	18,3	12,5	10,4	10,8	10,5	12,6	15,5	21,8	26,5	18,2
	23,3	24,5	20,3	15,1	11,1	9,8	10,0	9,5	11,5	12,7	16,8	19,8	14,6
	17,3	17,9	15,5	12,7	10,1	8,8	9,1	8,5	10,2	11,0	13,3	15,0	12,0
	11,5	11,8	10,7	10,0	8,6	7,7	8,0	7,5	8,7	8,8	9,5	10,3	9,3
IV	31,7	30,5	25,6	18,8	10,4	8,1	7,9	8,2	9,6	13,4	21,3	26,9	15,4
	23,0	22,2	19,4	15,0	9,0	7,2	7,1	7,3	8,6	10,6	16,0	19,7	12,2
	16,2	15,7	14,3	11,9	8,0	6,5	6,3	6,6	7,7	8,8	12,1	14,4	9,7
	10,6	10,2	9,6	8,7	6,7	5,7	5,6	5,8	6,5	6,8	8,3	9,5	7,3

a - freie, b - leicht, c - mäßig, d - stark geschützte Stationslage

Gebiet I: Westlicher Teil des Norddeutschen Tieflandes einschließlich Schleswig-Holstein und Rheintal, Südwestdeutschland ohne westliches Saarland und Schwarzwald

Gebiet II: Mittlerer Teil des Norddeutschen Tieflandes sowie westliche Mittelgebirge von der Eifel bis zum Westharz und der Bereich zwischen Frankenhöhe, Steigerwald und Oberpfälzer Wald bis NN + 700 m

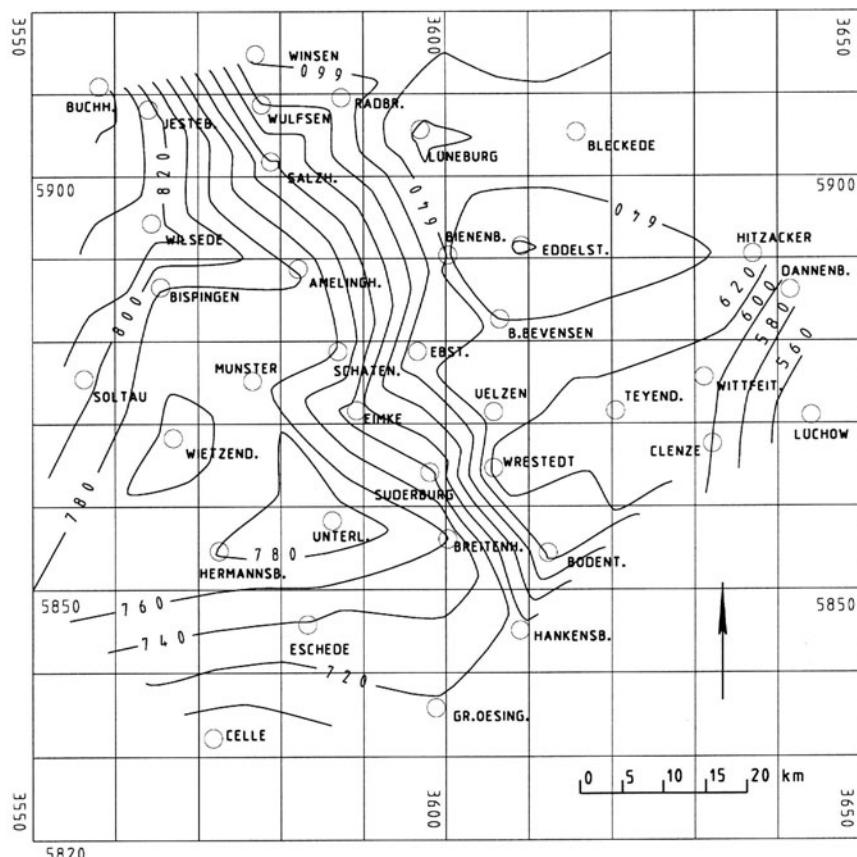
Gebiet III: Östlicher Teil des Norddeutschen Tieflandes und östliche Mittelgebirge bis 700 m üNN

Gebiet IV: Alpenvorland südlich der Donau einschließlich tiefere Lagen der Alpen sowie Schwäbische Alb und Bayrischer Wald bis NN + 1000 m

## 4.2 Gebietsniederschlag

Die in verschiedenen Stationen eines Gebietes gemessenen Niederschlagshöhen (Punktniederschläge) weisen ereignisbedingt und standortbedingt (Meereshöhe, Luv-/Leehang, Entfernung von der Küste usw.) Unterschiede auf. Zur Ermittlung der räumlichen Verteilung und des mittleren **Gebietsniederschlages** müssen in Abhängigkeit von Gebietsgröße, Topografie und Klimatyp mehrere Stationen herangezogen werden [4, 10, 11, 17, 21].

**Isohyeten** oder Niederschlagsgleichen (griech: *ισος*, isios, gleich, *νετος*, hyetos, Regen) werden ähnlich wie die Höhenlinien topografischer Karten durch Interpolation zwischen den Stationswerten ermittelt. Dabei sind jedoch die geografischen Einflüsse, insbesondere der Topografie zu berücksichtigen. Bei den Niederschlagsgleichen der Lüneburger Heide in Bild 4-3 zeigt sich eine deutliche Zunahme mit der Höhe und eine Abnahme von Westen nach Osten. Die Zusammenhänge werden in Abschnitt 6.4, Regression und Korrelation behandelt.



**Bild 4-3** Niederschlagsgleichen (Isohyeten) der gemessenen mittleren jährlichen Niederschlagshöhen 1976-91 von 37 Stationen in der Lüneburger Heide (Daten: Deutsche Meteorologische Jahrbücher)

Zur Ermittlung des Gebietsniederschlags wird die jeweils zwischen zwei Isohyeten und der Gebietsgrenze eingeschlossene Fläche dem Mittel aus den beiden Werten zugeordnet. Der Gebietsniederschlag ergibt sich dann als gewichteter Mittelwert:

$$\overline{h_N} = \sum_{i=1}^n (h_{N_i} \cdot A_i) / \sum_{i=1}^n A_i \quad (4.1)$$

**Polygone nach Thiessen** sind eine andere Methode zur Bildung gewichteter Mittelwerte aus den Niederschlagshöhen verschiedener Stationen in einem Gebiet. Die **Mittelsenkrechten auf den Verbindungslienien benachbarter Stationen bilden Polygone**, deren Flächen innerhalb des betrachteten Gebietes die Gewichte für die Niederschläge der darin liegenden Stationen ergeben. Der Gebietsniederschlag wird sinngemäß nach Gleichung 4.1 berechnet. Bild 4-4 zeigt die Thiessen-Polygone für Stationen im Einzugsgebiet der Ilmenau.

⇒ Siehe Übung 2.

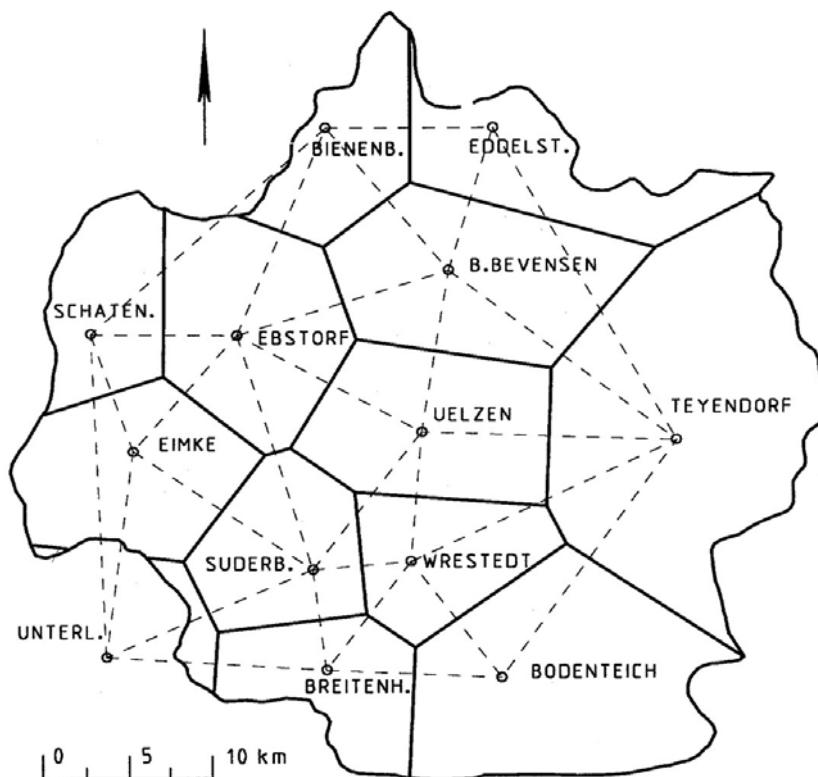


Bild 4-4 Thiessen-Polygone für Niederschlagsstationen im Einzugsgebiet der Ilmenau

Isohyeten zeigen anschaulich die Niederschlagshöhen in ihrer geografischen Verteilung für den gewählten Zeitraum. Ihre Erstellung erfordert jedoch eine größere Anzahl von Stationen und Zusatzinformationen und muss für jeden Betrachtungszeitraum erneut durchgeführt werden. Polygone sind bei gleicher Stationswahl für alle Zeitintervalle oder Niederschlagsereignisse gültig.

### 4.3 Meteorologische und klimatologische Daten

Für die Bestimmung der Evapotranspiration und für viele andere Bemessungsaufgaben werden Klimadaten in meteorologischen Stationen gemessen. Die Stationen sollen sich an Orten befinden, an denen die Bedingungen typisch für das Einzugs- oder Projektgebiet sind und nicht durch Hindernisse wie Bäume, Gebäude oder andere Einflüsse gestört werden.

Die folgenden Daten werden in hydrometeorologischen Stationen erhoben:

Parameter	Symbol	Einheit	Instrumente	Aufstellung
Temperatur	$T$	°C	Thermometer, Thermograph	Thermometerhütte
Relative Luftfeuchte	$U, rf$	%	Hygrometer, Hygrograph Thermo-Hygrometer	2 m über Boden
Dampfdruck	$e_a$	hPa	Psychrometer	Thermometerhütte
Temperatur	$T$	°C		2 m über Boden
Windgeschwindigkeit	$v$	m/s	Anemometer, Anemograph	2 m über Boden
Sonnenscheindauer				
Globalstrahlung	$s$	h/d	Sonnenscheinschreiber	
Verdunstung	$RG$	W/m <sup>2</sup>	Strahlungsschreiber, Pyranometer	
Luftdruck	$E$	mm/d	Verdunstungskessel, Atmometer	
	$p_a$	hPa	Barometer, Barograph	

Die Thermometerhütte ist ein Holzgehäuse zum Schutz vor Sonnenstrahlung, das bei vollem Schatten Luftpumldurchströmung gewährleistet. Die übliche Messhöhe ist 2 m über dem Erdboden.

#### 4.3.1 Luftdruck, Dampfdruck und Luftfeuchte

Der atmosphärische Luftdruck wird durch das Gewicht der über der gedrückten Fläche befindlichen Luftsäule verursacht. Er hängt daher von der Dichte (Temperatur) und Feuchte der Luft und insbesondere von der Höhe ab. Der durchschnittliche **Luftdruck** auf Meereshöhe beträgt **po = 1013 hPa** (1 hPa (Hektopascal) = 1 mb = 100 N/m<sup>2</sup>). Er entspricht damit etwa dem Druck in 10 m Wassertiefe. In der Troposphäre (bis ca. 10 km Höhe) nimmt der **mittlere Luftdruck** nach der folgenden Beziehung, die durch Regressionsrechnung aus Tabellenwerten bestimmt wurde, mit der Ortshöhe H (in m) näherungsweise ab:

$$pa(H) \approx 1013 - 0.221 \cdot H^{0.904} \text{ hPa} \quad (4.2)$$

Für eine Höhe von  $h_{NN} = 3000 \text{ m} + \text{NN}$  bestimmt sich daraus der mittlere Luftdruck zu  $pa \approx 705 \text{ hPa}$ . Er hat damit nur noch ca. 70 % des Wertes auf Meereshöhe.

Die Aufnahmefähigkeit der Luft an Wasserdampf hängt nur von der Lufttemperatur ab. Der partielle Dampfdruck der Luft ist der Anteil des Luftdruckes, der durch den Wasserdampfanteil bewirkt wird (Teildruck = partieller Druck).

Der Sättigungsdampfdruck ist der partielle Druck des Wasserdampfes in einem Kontrollvolumen mit dampfgesättigter Luft der Temperatur  $T$  in °C. Der **Sättigungsdampfdruck** (über Wasser) wird nach der Magnus-Formel berechnet:

$$e_s = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot T / (237 + T))} \text{ hPa} \quad (4.3)$$

Über Eisflächen ergeben sich etwas geringere Werte. Bei normalen Temperaturen ist der Sättigungsdampfdruck im Vergleich zum Luftdruck klein (z. B. bei  $T = 20$  °C:  $e_s = 23.3$  hPa). Für  $T = 100$  °C errechnet sich dagegen ein Wert von  $e_s = 1013$  hPa. Dieser Sättigungsdampfdruck entspricht dem mittleren Luftdruck auf Meereshöhe (Gl. 4.2), bei dem die Siedetemperatur (Siedepunkt) des Wassers bei  $T = 100$  °C liegt. Es lässt sich feststellen:

**Wasser siedet, wenn der Wasserdruck gleich dem Sättigungsdampfdruck ist!**

An der Oberfläche des siedenden Wassers ist der Dampfdruck gleich dem Luftdruck.

Die Siedetemperatur des Wassers sinkt daher mit zunehmender Ortshöhe. Beispielsweise ist auf 3000 m Höhe bei einem Luftdruck von  $p_a \approx 700$  hPa (Gl. 4.2) eine Siedetemperatur von ca. 90 °C zu erwarten, wie die Berechnung des Sättigungsdampfdruckes bestätigt:

$$e_s = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 90 / (237 + 90))} 700 \text{ hPa!}$$

Vor der Entwicklung zuverlässiger barometrischer Höhenmesser wurde die Ortshöhe oft mit Hilfe von Siedethermometern ermittelt.

**Beispiel:** Der große deutsche Wissenschaftler und Forschungsreisende Alexander von Humboldt bestieg im Jahre 1802 den Vulkan Cotopaxi. Etwas unterhalb des Kraterrandes stellte er beim Wasserkochen eine Siedetemperatur von 80 °C fest. Auf welcher Höhe befand er sich etwa?

Rechnung: Luftdruck nach Gl. 4.2 = Sättigungsdampfdruck nach Gl. 4.3

$$e_s = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot T / (237 + T))} = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 80 / (237 + 80))} = 472 \text{ hPa}$$

$$e_s = p_a(H) = 1013 - 0.221 \cdot H^{0.904}$$

$$H^{0.904} = (1013 - 472) / 0.221$$

$$H \approx 5609 \text{ m}$$

In wasserbaulichen Anlagen (Pumpenleitungen, Hebern, Pumpen, Turbinen, Hochwasserentlastungsanlagen usw.) können durch Saugvorgänge und große Strömungsgeschwindigkeiten (Bernoulli: die Druckhöhe vermindert sich um  $v^2/2g$ ) sehr geringe Drücke auftreten. Bei falscher Bemessung kann es dadurch zum Sieden kalten Wassers in Leitungen und an Bauteilen kommen. Dampfblasen bilden sich, die bei einer kleinen Druckerhöhung wieder schlagartig zusammenfallen (Implosion). Die daraus entstehenden Belastungen (negative Druckstöße) führen zu Beschädigungen der Materialoberflächen (**Kavitation**) und anderen Störungen.

Die Differenz zwischen dem Sättigungsdampfdruck und dem tatsächlichem Dampfdruck der Luft, sowie die relative Luftfeuchte zeigen Aufnahmefähigkeit bzw. Sättigung der Luft mit

Wasserdampf an. Es sind wichtige Parameter für den Prozess der Verdunstung.

Der tatsächliche Dampfdruck  $e_a$  der Luft kann mithilfe des **Psychrometers** ermittelt werden, das aus zwei Präzisionsthermometern besteht. Während das eine die Lufttemperatur  $T$  misst, ist das Zweite mit einem Baumwollgewebe überzogen, über das nach Befeuchtung, durch ein kleines, Aspirator genanntes Gebläse, für etwa 2 min Luft geleitet wird. Die Abkühlung durch den Entzug von Verdunstungswärme ist umso größer, je trockener die Luft ist.

Der partielle **Dampfdruck** der Luft wird nach der **Sprungschen** Formel aus der Lufttemperatur  $T$  und der Temperatur des feuchten Thermometers  $T_f$  bestimmt:

$$e_a = e_s(T_f) - 0.65 \cdot p_a/p_o \cdot (T - T_f) \quad \text{hPa} \quad (4.4)$$

Die relative **Luftfeuchte**  $U$  oder  $rf$  ist der Quotient zwischen dem tatsächlichen Dampfdruck der Luft und dem Sättigungsdampfdruck:

$$U = e_a / e_s \cdot 100 \quad \text{in \%} \quad (4.5)$$

Hinweis: Es heißt **Luftfeuchte** und nicht Luftfeuchtigkeit! Das Wort Feuchte bezeichnet Wasser in Gasform, also Dampf, während Feuchtigkeit Wasser im flüssigen Zustand betrifft.

Beispiel einer Psychrometermessung in der Thermometerhütte. Messwerte:

Trockenes Thermometer	$T = 10^\circ\text{C}$
Feuchtes Thermometer	$T_f = 8^\circ\text{C}$
Sättigungsdampfdruck für	$T_f: e_s(T_f) = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 8 / (237 + 8))} = 10.72 \text{ hPa}$
Bei Messung auf Meereshöhe oder geringer Ortshöhe ( $p_a$ -1013 hPa):	
Dampfdruck:	$e_a = 10.72 - 0.65 \cdot 1013/1013 \cdot (10 - 8) = 9.42 \text{ hPa}$
Sättigungsdampfdruck für $T$ :	$e_s(T) = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 10 / (237 + 10))} = 12.27 \text{ hPa}$
Relative Luftfeuchte:	$U = 9.42/12.27 \cdot 100 = 77 \%$

Bei Messung in größeren Höhen hat das Korrekturglied  $p_a/p_o$  in der Formel von Sprung Bedeutung. In „normalen“ Lagen wird der Quotient oft gleich 1 gesetzt. Psychrometertafeln, mit denen die relative Luftfeuchte ohne Rechnung ermittelt werden kann, beziehen sich meist auf eine Höhe von 200 m.

Der **Thermo-Hygrograph** ist ein Gerät zur fortlaufenden Aufzeichnung der Temperatur und der relativen Feuchte der Luft über 1, 7 oder 31 Tage. Temperaturfühler ist ein Bimetall, die Luftfeuchte wird durch eine „Haarharfe“ erfasst. Menschliche Haare dehnen sich mit zunehmender Feuchte. Die monatliche Regenerierung und Kalibrierung der Haarharfe, z. B. durch Umhüllen des Gerätes mit einem nassen Tuch, wonach sich eine relative Luftfeuchte  $U \approx 100\%$  einstellt, ist erforderlich.

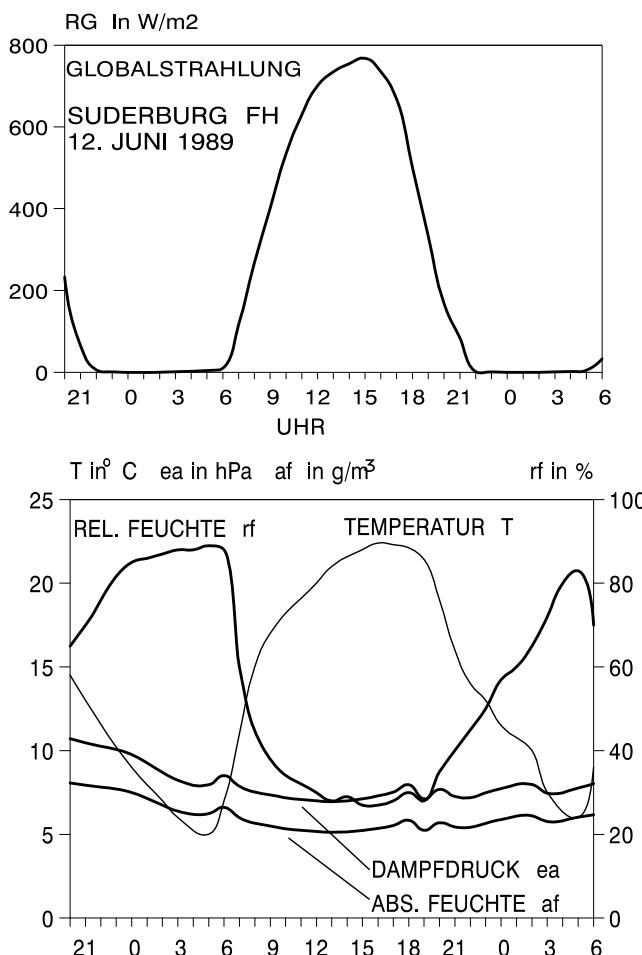
Die **absolute Luftfeuchte** oder Dampfdichte  $af$  gibt die in einem Luftvolumen enthaltene Wasserdampfmasse in  $\text{g}/\text{m}^3$  an. Sie berechnet sich aus dem Dampfdruck  $e_a$  und der Temperatur  $T$  der Luft:

$$af = e_a / (0.00462 \cdot (273 + T)) \quad \text{in } \text{g}/\text{m}^3 \quad (4.6)$$

Für das oben gegebene Beispiel mit  $T = 10^\circ\text{C}$  und  $e_a = 9.42 \text{ hPa}$  ergibt sich danach eine absolute Feuchte von  $af = 9.42 / (0.00462 \cdot (273 + 10)) = 7.20 \text{ g}/\text{m}^3$ .

Bei hohen Temperaturen und Luftfeuchten ergeben sich Werte, die in Regionen mit Wassermangel die Gewinnung von Wasser aus der Luft erwägenswert machen (z. B. Rotes Meer).

Da der Parameter relative Luftfeuchte von der Temperatur abhängt, unterliegt er wie diese insbesondere im Sommer starken Schwankungen, auch wenn der Wassergehalt der Luft, die absolute Feuchte, und der Dampfdruck sich nicht ändern. Die Berechnung dieser Werte aus Tages- oder Monatsmittelwerten von Temperatur und relativer Feuchte führt daher zu Verzerrungen. Für die meisten Berechnungszwecke sind direkte Messwerte des Dampfdruckes vorzuziehen. In Bild 4-5 sind die gemessenen Ganglinien der Globalstrahlung, der Temperatur und der relativen Luftfeuchte eines wolkenlosen Sommertages in Suderburg ( $52^{\circ}54'N$ ) mit ihrem starken sommerlichen Tag-Nacht-Zyklus gegeben. Die aus Temperatur und relativer Luftfeuchte berechneten Ganglinien des Dampfdruckes und der absoluten Feuchte zeigen den erwähnten wesentlich ausgeglichenen Verlauf.



**Bild 4-5** Klimagrößen an einem Sommertag in Suderburg

### 4.3.2 Globalstrahlung und Sonnenscheindauer

Die **Globalstrahlung** ist der an der Erdoberfläche ankommende Anteil der Strahlungsenergie der Sonne. Dieser Energieeintrag ist die eigentliche Ursache und Grundlage für Verdunstung, Wasserkreislauf, Wetter, Leben und andere dynamische Vorgänge auf der Erde. Je nach geografischer Breite, Bewölkung, Wetter, Jahres- und Tageszeit hat die Strahlungsleistung eine Größenordnung zwischen 0 und  $> 1000 \text{ W/m}^2$ . Daten der Globalstrahlung sind Grundlage für die Ermittlung der Verdunstung, des Solarenergiepotenzials und für die Bauphysik. Die Globalstrahlung und oft auch die Rückstrahlung der Erdoberfläche werden mit Pyranometern oder Aktinographen gemessen und kontinuierlich aufgezeichnet. Der Sensor besteht aus schwarzen und weißen Flächensegmenten. Die unterschiedliche Erwärmung bei Sonnenbestrahlung wird elektrisch oder mechanisch in die Messsignale umgewandelt.

Die Anschaffung und der Betrieb der Geräte sind aufwendig. Daher wird oft hilfsweise die tägliche Sonnenscheindauer, d. h. die Anzahl der Stunden ohne Bewölkung, gemessen. Bei dem Sonnenscheinschreiber nach Campbell-Stokes wird die Strahlung durch eine als Brennglas wirkende Glaskugel auf einen Kartonstreifen fokussiert, auf dem sich bei Sonnenschein eine Spur einbrennt. Aus dem Quotienten zwischen der tatsächlichen und der ohne Bewölkung maximal möglichen Sonnenscheindauer (Tabelle 5-3) sowie der an der Atmosphäre eintreffenden extraterrestrischen Strahlung (Tabelle 5-2) kann über empirische Beziehungen die Globalstrahlung geschätzt werden (s. 5. Verdunstung).

### 4.3.3 Windgeschwindigkeit

Die Windgeschwindigkeit als Parameter des Luftransportes und damit des Abtransports von Wasserdampf ist eine wichtige Größe bei der Ermittlung der Verdunstung. Sie ist außerdem entscheidend bei der Windenergiegewinnung und spielt eine wesentliche Rolle als Belastungsgröße von Bauteilen. Die üblichen Geräte messen die Windgeschwindigkeit aus den Umdrehungen eines Windrades mit senkrechter Achse und drei halbkugelförmigen Schaufeln „Schalenstern“. Es wird unterschieden:

- a. Windmesser, Anemometer (griech: *ανεμος*, anemos, Wind), auch Windwegmesser. Ein Zählwerk gibt den zurückgelegten Windweg in hm an. Division durch die entsprechende Zeitspanne ergibt die mittlere Windgeschwindigkeit in m/s.
- b. Windschreiber, Anemograph. Hier wird die Summenlinie des Windweges kontinuierlich aufgezeichnet. Die Windgeschwindigkeit zu jedem Zeitpunkt und Mittelwerte für gewählte Zeitintervalle können hieraus bestimmt werden. Die Windrichtung (Herkunftsrichtung des Windes), durch die Windfahne gemessen, wird ebenfalls über der Zeit aufgezeichnet.

Neben mechanisch registrierenden Geräten gibt es zunehmend solche mit elektronischen Messwertaufnehmern.

Die Windgeschwindigkeit hängt von der Höhe über Grund ab, da sie von der Rauheit der Oberfläche abgebremst wird. Die Messhöhe für hydroklimatologische Zwecke sollte 2 m über dem Erdboden sein. In anderen Höhen  $h_0$  gemessene Windgeschwindigkeiten  $v_0$  lassen sich näherungsweise unter Annahme eines Windprofils nach Prandtl in Werte  $v_i$  für Höhen  $h_i$  umrechnen:

$$v_i = \left( \frac{h_i}{h_0} \right)^{kw} \cdot v_0 \quad (4.7)$$

Der Exponent  $kw$  ist von der Rauheit der Erdoberfläche am Messort abhängig. Für die Bedingungen an Messstationen (Gras, Wiese) wird meist ein Wert von  $kw = 1/7 = 0.14$  angenommen.

**Beispiel:** Windgeschwindigkeit  $v_o = 4 \text{ m/s}$  gemessen in  $h_o = 10 \text{ m}$  Höhe.  
 $v_2 = 4.0 \cdot (2/10)^{1/7} 3.2 \text{ m/s}$  in  $2 \text{ m}$  Höhe

Für glatte Wasserflächen gilt  $kw \approx 0.1$ , einzelne Bäume 0.2, Städte und Wald bis über 1.

Da die Rauheit von den örtlichen Gegebenheiten, Topografie, Bewuchs, Bebauung usw., abhängt, wird auch, insbesondere bei Windenergiefragen die Geschwindigkeit des geostrophischen Windes auf dem Druckniveau von 850 hPa, d. h. in ca. 1500 m +NN zugrunde gelegt. Diese wird seit Langem mehrmals täglich vom Deutschen Wetterdienst mit Hilfe von Wetterballons gemessen. Die Rechnung mit Gl. 4.7 zeigt, dass in 2 m Höhe nur noch etwa 40 % der geostrophischen Windgeschwindigkeit zu erwarten sind.

## 4.4 Wasserspiegelhöhen und Durchflüsse

Zur Ermittlung des Durchflusses durch Gewässerquerschnitte und des Abflusses von Einzugsgebieten werden die Höhen des Wasserspiegels, die **Wasserstände**, in **Pegel**stationen beobachtet. Durch Abflussmessungen lassen sich Beziehungen zwischen Wasserstand und Durchfluss (Abflusskurven, Pegelkurven) finden.

### 4.4.1 Pegelstationen

Der wesentliche Bestandteil eines Pegels ist die Pegellatte, die senkrecht oder auch geneigt am Ufer angebracht ist, sodass der Wasserspiegel hier nicht beeinflusst wird und leicht abgelesen werden kann. Der Wasserstand über dem Pegelnull des Lattenpegels wird meist einmal am Tag zur gleichen Zeit in cm abgelesen.

Bei kleineren Flüssen und besonders bei Hochwasser können schnelle Wasserstandsänderungen eintreten, die bei einer Ablesung am Tag nicht erfasst werden. Ein Maximumpegel, bei dem bis zum höchsten aufgetretenen Wasserstand ein Farbband ausgewaschen wird, kann hilfreich sein. Zweckmäßiger ist die Installation eines Schreibpegels als Zusatzeinrichtung.

Die größte Verbreitung hat noch immer der von Hellmann eingeführte **Schwimmerpegel**, bei dem die Wasserstandsbewegung über einen Schwimmer erfasst wird, der sich in einem Schacht oder Rohr befindet (Bild 4-7). Modernere Messsonden, die weniger Baumaßnahmen erfordern und die elektronische Datenaufzeichnung erleichtern, sind **Drucksonden** und **Einperlpegel**. Sie ermitteln den Wasserstand aus dem auf Pegelnull gemessenen hydrostatischen Wasserdruck, von dem der auf der Wasseroberfläche lastende Luftdruck subtrahiert wird. In Zukunft werden **berührungslose Geräte**, die den Wasserstand von einem darüber liegenden Punkt, z. B. einer Brückenunterseite, durch **Radar** messen, vermehrt eingesetzt werden.

Die Wasserstandsganglinien werden auf einem Papierbogen oder -streifen für den Zeitraum von Tagen, Wochen oder Monaten aufgezeichnet, digital in Dataloggern abgespeichert oder fern übertragen. Weitere Einzelheiten finden sich in der Pegelvorschrift [18, 8].



Bild 4-6 Pegellatte

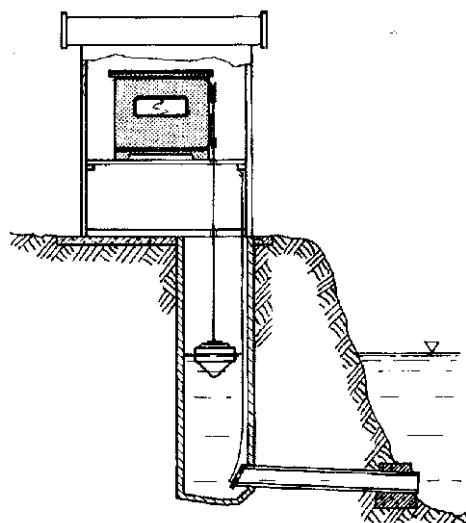


Bild 4-7 Schreibpegel, klassischer Schwimmerpegel

#### 4.4.2 Durchflussmessungen

An Pegeln werden *Wasserstände* gemessen. Um hieraus die entsprechenden *Durchflüsse* zu bestimmen, müssen die Beziehungen zwischen den beiden Größen an der Messstelle bekannt sein. Hierzu dienen Durch- oder Abflussmessungen, bei denen die Fließgeschwindigkeit in einer ausreichenden Anzahl von Messlotrechten in verschiedenen Tiefen gemessen wird.

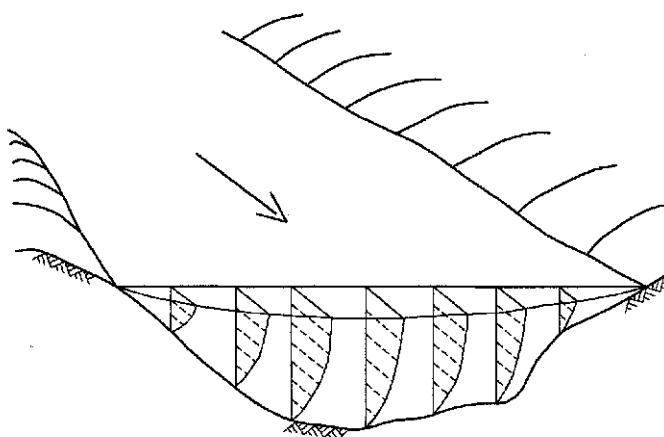


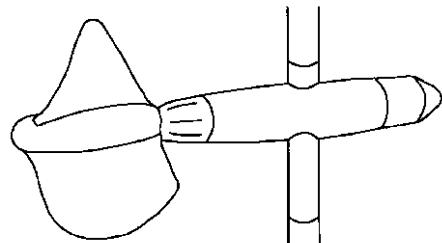
Bild 4-8 Geschwindigkeitsverteilung und -profile im Durchflussquerschnitt

Durch Integration der Geschwindigkeiten über die durchströmte Querschnittsfläche (Gl. 4.9) ergibt sich der zum aktuellen Wasserstand  $w$  gehörende Durchfluss  $Q$ . In jeder Lotrechten nimmt die Fließgeschwindigkeit von 0 an der Sohle mit der Höhe parabolisch zu (Prandtl-Profil). Sie ist daher in der Mitte des Querschnitts und nahe der Oberfläche am größten (Bild 4-8).

Mit dem hydrometrischen Flügel wird  $n$  einem Messintervall, das nicht kürzer als 20 s sein sollte, registriert und daraus die Strömungsgeschwindigkeit bestimmt. Für jedes Gerät ist hierfür eine Gleichung des folgenden Typs vom Hersteller kalibriert:

$$v = n \cdot a + b \quad \text{in m/s} \quad (4.8)$$

- $v$  Fließgeschwindigkeit in m/s
- $n$  Umdrehungsfrequenz in 1/s
- $a, b$  Koeffizienten



**Bild 4-9** Klassisches Gerät: Messflügel an Stange

Für Messungen in kleineren Flüssen, bei Wassertiefen unter 1,5 m und Geschwindigkeiten unter 2 m/s, kann bei Vorhandensein einer Messbrücke der Messflügel an einer Stange befestigt werden, die skaliert ist und dadurch die gleichzeitige Messung von Wassertiefe und Messtiefe erlaubt (Stangenflügel). Die Umdrehungen werden von einem Zählgerät registriert. Bei größeren Tiefen und höheren Geschwindigkeiten werden Flügel eingesetzt, die, mit einem Gewicht beschwert, an einem Drahtseil mit einer Winde von einer Brücke, einem Boot oder einer flussüberspannenden Seilkrananlage in den Messquerschnitt gebracht werden (Schwimmflügel).

#### 4.4.3 Auswertung von Abflussmessungen

Um den Durchfluss durch den Querschnitt zu bestimmen, müssen die Geschwindigkeiten aller Punkte über die Tiefe  $h$  und die Breite  $b$  integriert werden:

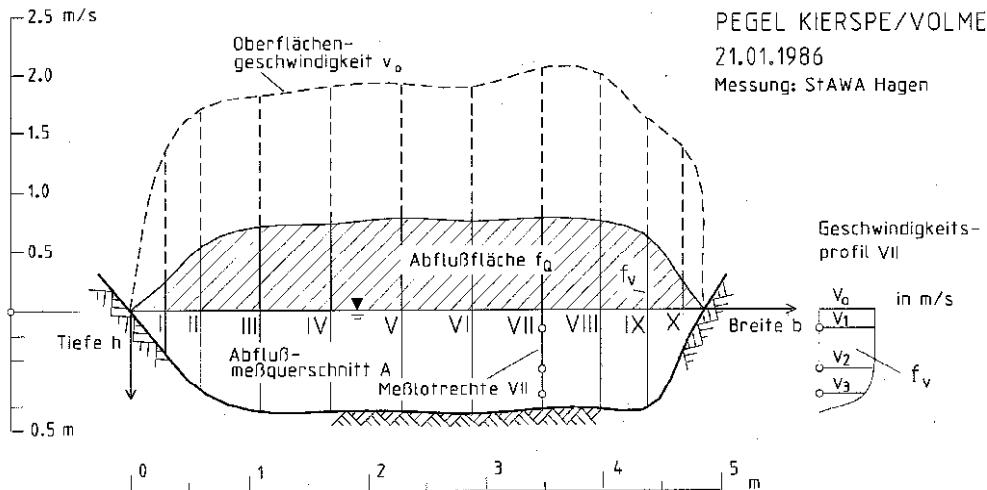
$$Q = \int_0^b \int_0^h v \, dh \, db \quad \text{in } m^3/s \quad (4.9)$$

In der Praxis wird diese Arbeit in zwei Schritten ausgeführt. Die Auftragung der Punktgeschwindigkeiten an einer Messlotrechten  $i$  ergibt ein Geschwindigkeitsprofil. Die davon eingeschlossene Geschwindigkeitsfläche  $f_{vi}$  lässt sich durch Planimetrieren oder mit der folgenden Gleichung ermitteln:

$$f_{vi} = \frac{v_0 + v_1}{2} \cdot h_1 + \frac{v_1 + v_2}{2} \cdot h_2 + \dots \quad \text{in } m^2/s \quad (4.10)$$

Diese Fläche entspricht dem Wert des inneren Integrals von G. 4.9 über  $h$ . Die erhaltenen Werte der Geschwindigkeitsflächen werden nun über der Breite des Wasserspiegels an den Stellen der Messlotrechten aufgetragen und verbunden. Die eingeschlossene Fläche entspricht dem Wert des äußeren Integrals über  $b$ . Der Durchfluss  $Q$  in  $\text{m}^3/\text{s}$  ergibt sich folglich durch Planimetrieren oder durch Aufsummieren der Teilflächen:

$$Q = \frac{f_{v0} + f_{v1}}{2} \cdot b_1 + \frac{f_{v1} + f_{v2}}{2} \cdot b_2 + \dots \quad \text{in } \text{m}^3/\text{s} \quad (4.11)$$



**Bild 4-10** Auswertung einer Abflussmessung vom Oberlauf der Volme (Ruhr)

Bei der vereinfachten **Zweipunktmethode** werden in jeder Lotrechten die Geschwindigkeiten nur in 20 und 80 % der Tiefe gemessen. Der Mittelwert ist näherungsweise die mittlere Geschwindigkeit. Multipliziert mit der Wassertiefe an dieser Lotrechten ergibt sich die Geschwindigkeitsfläche  $f_{vi}$  [8, 18].

⇒ s. auch Übungsblatt 3.

#### 4.4.4 Neuere Sensoren und Sonderverfahren

Anstelle von Messflügeln werden heute auch **induktive Geschwindigkeitsmesser** verwendet. Bei Wassertiefen bis ca. 60 cm erlaubt der **Tauchstab nach Jens** die schnelle Ermittlung der mittleren Geschwindigkeit in einer Lotrechten. Schwimmermessungen ergeben schnelle Näherungen der mittleren Strömungsgeschwindigkeit.

**Verdünnungsverfahren** ermöglichen Durchflussmessungen auch bei starker Turbulenz und unregelmäßigem Querschnitt oder schnell wechselndem Abfluss (Gebirgsbäche, Wadis) [8, 18]. Hierbei wird am oberen Querschnitt einer Messstrecke eine starke Lösung von Salz oder

eines anderen Tracers in das Gewässer gegeben und sodann die Durchgangzeit durch den unteren Querschnitt mittels Konzentrationsmessung bestimmt.

Genaue, direkte Durchflussmessungen erlauben **Messwehre** (Hydraulik). Wegen hoher Kosten und anderer Nachteile, insbesondere der Störung der Durchgängigkeit der Gewässer, sind solche Bauwerke jedoch nur selten realisierbar.

Zunehmende Bedeutung, insbesondere in größeren Flüssen erhält die integrative Messung des Durchflusses nach dem **akustischen Doppler-Messprinzip (ADCP)**.

#### 4.4.5 Pegelkurven

Nachdem für eine Pegelstelle Durchflussmessungen für die verschiedenen Wasserstände von Niedrigwasser bis Hochwasser durchgeführt wurden, ist es möglich, nach Auftragen einer Ausgleichskurve, die mittlere Beziehung zwischen Wasserstand und Durchfluss, zu entwerfen. Bild 4-11 zeigt die **Pegelkurve** für den Pegel Niederdielen/Weißbach, deren Messpunkte eine sehr kleine Streuung aufweisen. Mit dieser Kurve oder der entsprechenden Zahlentafel (*Durchflusstafel*) lässt sich für jeden Wasserstandswert der zugehörige Durchflusswert ermitteln. Bei Veränderung des Messquerschnitts z. B. durch Erosion oder Sedimentation muss die Beziehung erneut ermittelt werden.

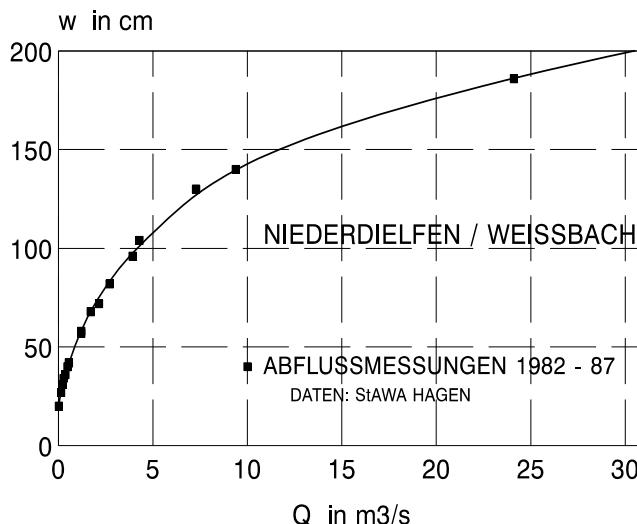


Bild 4-11 Pegelkurve

Vor allem in Flachlandgewässern in landwirtschaftlichen Gebieten ist der Abfluss jahreszeitlich sich ändernden Einflüssen durch **Verkrautung** (Wasserpflanzen) ausgesetzt. In Niedersachsen wird dieses durch das  **$\eta$ -Verfahren** (eta-Verfahren) [13] berücksichtigt. Für jeden Pegel werden aus den Ergebnissen vieler Durchflussmessungen zu unterschiedlichen Jahreszeiten und Krautwuchszuständen zwei Hüllkurven konstruiert. Die Umhüllende der Durchflussmaxima ( $Q_0$ -Kurve) steht für ungehemmte Durchflüsse, wie sie insbesondere in den Wintermonaten ohne Krautwuchs auftreten. Die Umhüllende der Minima ( $Q_h$ -Kurve) bezeichnet die Durchflüsse bei stärkster Verkrautung. Die maximale Abflusshemmung ergibt sich in Ab-

hängigkeit vom Wasserstand  $w$  als Differenz der beiden Kurven:

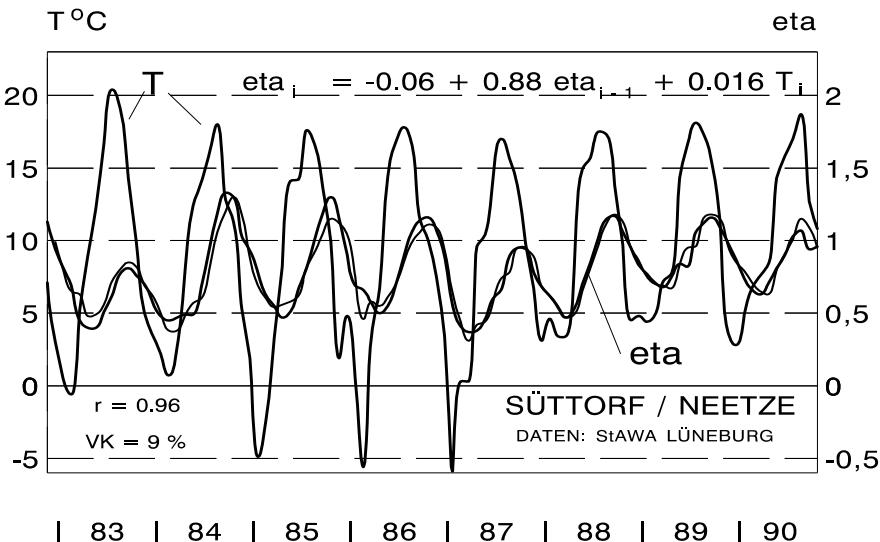
$$\Delta Q = Q_0 - Q_h \quad (4.12)$$

Aus den beobachteten täglichen Wasserständen  $w$  werden die Durchflüsse als Maximaldurchflüsse abzüglich der aktuellen Abflusshemmung  $\eta \cdot \Delta Q$  bestimmt:

$$Q_w = Q_{0,w} - \eta \cdot \Delta Q \quad (4.13)$$

Der aktuelle Beiwert  $\eta$  wird etwa monatlich durch Abflussmessung und Umkehrung der Gleichungen 4.12 und 4.13 ermittelt und für die Zwischenzeit interpoliert.

Die Verkrautung unterliegt einer starken jahreszeitlichen Schwankung. Der monatliche Wert  $\eta_i$  lässt sich, wenn das Kraut nicht entfernt wird, recht genau aus der Lufttemperatur  $T_i$  und dem Wert des Vormonats  $\eta_{i-1}$  nachrechnen. Bild 4-12 zeigt als Beispiel das Ergebnis einer linearen Zweifachregression (s. auch Abs. 6.4.3) für den Pegel Süttorf/Neetze, Landkreis Lüneburg. Der Variationskoeffizient  $VK$  (mittlere Abweichung) zwischen den  $\eta$ -Werten der Durchflussmessungen und den berechneten beträgt 9 Prozent.



**Bild 4-12** Lufttemperatur  $T$  (Lüneburg) und  $\eta$ -Wert (Verkrautung), Pegel Süttorf/Neetze

## 5 Verdunstung

### 5.1 Berechnung der Verdunstung von Wasserflächen, Dalton-Formel

Zur Ermittlung der Verdunstung von Wasser- und Landflächen sind zahlreiche empirische und physikalisch begründete Ansätze entwickelt worden DVWK, 1991, 1996, DVWK-ATV, 2002. Die folgende Form der Aerodynamischen oder Daltonformel, hat sich zur Bestimmung der Verdunstung von Wasserflächen (am besten in mittleren Monatswerten) gut bewährt (Wittenberg, 1986):

$$E = b \cdot v \cdot (e_s - e_a) \quad \text{mm/d} \quad (5.1)$$

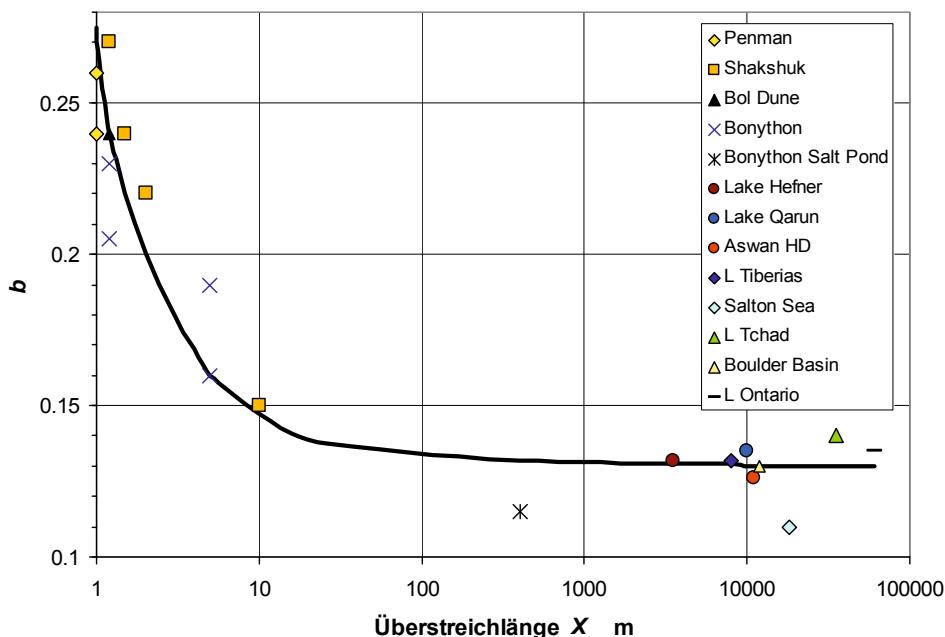
$b$  Windfaktor nach Bild 5-1

$v$  mittlere Windgeschwindigkeit in m/s in 2 m Höhe

$e_s$  Sättigungsdampfdruck bei Temperatur  $T_w$  der Wasseroberfläche in hPa

$e_a$  tatsächlicher Dampfdruck bei Lufttemperatur  $T$

Daten gemessen in Landstationen (Luvseite) oder auch vor Entstehung der Wasserfläche (z. B. Talsperre).



**Bild 5-1** Beziehung zwischen Windfaktor  $b$  und Überstreichlänge  $x$  (Wittenberg [29])

Die Verdunstung ist also eine Funktion des Sättigungsdefizits der Luft an Wasserdampf und der Windgeschwindigkeit. Wie Bild 5-1 zeigt, sinkt die Verdunstung mit zunehmender Überstreichlänge  $x$  des Gewässers in Windrichtung, da die Luft sich auf dem Wege zunehmend mit Wasserdampf anreichert.

**Beispiel:**  $v_2 = 3 \text{ m/s}$ ,  $T = 20^\circ\text{C}$ ,  $T_w = 19^\circ\text{C}$ ,  $rf = 50\%$  (Monatsmittel)

$$e_s = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 19/(237+19))} = 21.9 \text{ hPa}$$

$$e_a = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 20/(237+20))} \cdot 0.50 = 11.7 \text{ hPa}$$

See, Überstreichlänge 1000 m (Bild 5-1)  $b \approx 0.135$

$$E = 0.135 \cdot 3 \cdot (21.9 - 11.7) = 3.9 \text{ mm/d}$$

## 5.2 Ermittlung der potenziellen Evapotranspiration

**Potenzielle Evapotranspiration** ist definiert als die maximale Verdunstungshöhe, die unter gegebenen Klimabedingungen erzielt wird, unter der Voraussetzung, dass genügend Wasser verfügbar ist. In den unterschiedlichen Formeln und Ansätzen (DVWK, 1991, 1996, ATV-DVWK, 2002) werden folgende Klimaparameter verwendet:

$T$  Lufttemperatur in  $^\circ\text{C}$

$v$  Windgeschwindigkeit in m/s gemessen in 2 m Höhe

$ea$  Dampfdruck in hPa oder U relative Luftfeuchte in %;

$s$  Sonnenscheindauer in h/d

$RG$  Globalstrahlung in  $\text{W/m}^2$

In den meisten Anwendungsfällen werden die Berechnungen für Monatswerte ausgeführt.

### 5.2.1 Berechnung der potenziellen Evapotranspiration nach Haude

Dieses einfache Verfahren [9] wurde in Deutschland entwickelt und benötigt nur Werte der Lufttemperatur  $T$  und der relativen Luftfeuchte  $U$  um 14 h, wie sie in vielen Stationen der Welt gemessen werden. Trotz der Einfachheit sind in gemäßigten Klimazonen recht brauchbare Ergebnisse zu erwarten.

$$ET_p = f_{mon} \cdot (es_{14} - ea_{14}) \quad \text{mm/d} \quad (5.2)$$

$es_{14}$  Sättigungsdampfdruck der Luft in hPa um 14 h,  $es = 6.11 \times 10^{(7.48 \times T/(237 + T))}$

$ea_{14}$  Dampfdruck der Luft in hPa um 14 h,  $ea = U$ ;  $es$

**Tabelle 5-1** Empirische Monatsfaktoren  $f_{mon}$  in  $\text{mm}/(\text{d} \cdot \text{hPa})$  nach Haude für kurzes Gras

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
$f_{mon}$	0.22	0.22	0.22	0.29	0.29	0.28	0.26	0.25	0.23	0.22	0.22	0.22

**Beispiel:**  $T_{14} = 20^\circ\text{C}$ ;  $U_{14} = 50\%$  Monat: Juni,  $f = 0.28$

$$es_{14} = 23.3 \text{ hPa} \quad ea_{14} = 0.50; 23.3 = 11.6 \text{ hPa}$$

$$ET_{pHAUDE} = 0.28; (23.3 - 11.6) = 3.5 \text{ mm/d}$$

### 5.2.2 Verfahren nach Penman

Das Kombinationsverfahren nach Penman, 1948 [1, 9] verbindet das aerodynamische Verfahren (rechter Term des Zählers von Gl.5.3) mit der Berechnung über den Strahlungshaushalt (linker Term):

$$ETp = \frac{\Delta \cdot EH + \gamma \cdot f(v) \cdot (es - ea)}{\Delta + \gamma} \quad \text{in mm/d} \quad (5.3)$$

$\Delta = es \cdot 4032/(237 + T)^2$  Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve in hPa/K

$\gamma = 0.65$  hPa/K Psychrometerkonstante

$EH = (RG \cdot (1 - r) - I)/28.3$  Nettostrahlungsäquivalent mm/d

Wenn Globalstrahlungsdaten  $RG$  nicht verfügbar sind, werden die Werte aus der mittleren täglichen Sonnenscheindauer  $s$  geschätzt:

$$RG = (0.19 + 0.55 \cdot s / S) \cdot RE \quad \text{in W/m}^2 \quad (5.4)$$

$RE$  extraterrestrische Strahlung (Sonnenstrahlung, die die Atmosphäre erreicht in  $\text{W/m}^2$ ) (Tabelle 5-2)

$S$  maximal mögliche Sonnenscheindauer in h/d in diesem Monat (Tafel 5.3)

$r$  Reflektionskoeffizient, Albedo, der Oberfläche in Abhängigkeit von Boden und Vegetation (Tabelle 5-1)

$f(v)$  Windfunktion, z. B.  $f(v) = 0.13 + 0.14 \cdot v$   $\text{mm d}^{-1} \text{hPa}^{-1}$

Wenn  $v$  nicht in 2 m Höhe, sondern in  $x$  Metern über dem Boden gemessen wird, erfolgt die Umrechnung nach Gl.  $v_2 = vx (2/x)^{1/7}$  (Gl. 4.7).

Die effektive Abstrahlung  $I$  ist die Differenz zwischen der Wärmeabstrahlung der Oberfläche und der Gegenstrahlung von Wolken und Atmosphäre (langwellige Strahlungsbilanz). Sie ist u. a. von der Temperatur, dem Wasserdampfgehalt der Luft und der Bewölkung abhängig.

$$I = 5.67 \cdot 10^{-8} \cdot (T + 273)^4 \cdot (0.56 - 0.08 \cdot \sqrt{ea}) \cdot (0.1 + 0.9 \cdot s / S) \quad \text{W/m}^2 \quad (5.5)$$

Aufgrund der globalen Klimaänderung wird die Erwärmung der Atmosphäre durch den sog. Glashauseffekt durch die Verkleinerung der effektiven Abstrahlung erfolgen. Gleichung 5.5 müsste dann an die veränderten Verhältnisse angepasst werden.

Beispiel für die Berechnung der potenziellen Verdunstung nach Penman: Gebiet auf ca. 53°N, überwiegend Wiesen und Wälder, Juni:  $T = 16^\circ\text{C}$   $U = 70\%$   $v_2 = 3 \text{ m/s}$   $s = 8 \text{ h/d}$

Albedo (Tafel 5.1) :

$$r \approx 0.2$$

Extraterrestrische Strahlung (Tabelle 5.2) :

$$RE = 479 \text{ W/m}^2$$

Max. Sonnenscheindauer (Tabelle 5.3) :

$$S = 16.9 \text{ h/d}$$

Sättigungsdampfdruck:

$$es = 6.11 \cdot 10^{(7.48 \cdot 16/(237+16))}$$

$$= 18.2 \text{ hPa}$$

Dampfdruck:

$$ea = 0.70 \cdot 18.2$$

$$= 12.7 \text{ hPa}$$

Globalstrahlung:

$$RG = (0.19 + 0.55 \cdot 8.0/16.9) \cdot 479$$

$$= 216 \text{ W/m}^2$$

Effektive Abstrahlung:

$$I = 5.67 \cdot 10^{-8} \cdot (T + 273)^4 \cdot (0.56 - 0.08 \cdot \sqrt{ea}) \cdot (0.1 + 0.9 \cdot 8/16.9) = 57.2 \text{ W/m}^2$$

$$EH = (216 \cdot (1-0.20) - 57.2) / 28.3 = 4.08 \text{ mm/d Strahlungsequivalent}$$

$$\Delta = 18,2 \cdot 4032 / (237 + 16)^2 = 1.15 \text{ hPa/K}$$

$$f(v) = 0.13 + 0.14 \cdot 3.0 = 0.55 \text{ mm d}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$$

$$ET_p = \frac{1.15 \cdot 4.08 + 0.65 \cdot 0.55 \cdot (18.2 - 12.7)}{1.15 + 0.65} = 3.7 \text{ mm/d} \quad \text{Pot. Evapotranspiration}$$

**Tabelle 5.1 a** Albedowerte (Rückstrahlkoeffizienten) für Böden in %

	Dunkle Böden	5–15
	Trockene Lehmböden	20–35
	Graue Böden	20–35
	Trockene, helle Sandböden	25–45
	Wüsten	30
Bewachsene Böden	Weizenfeld	10–25
	Wiese	15–25
	Trockene Steppe	20–30
	Tundra und Laubwald	15–20

**Tabelle 5.1 b** Albedowerte (Rückstrahlkoeffizienten) für Wasserflächen in %

**Tabelle 5.2** Extraterrestrische Strahlung  $RE$ , mittlere Monatswerte in  $\text{W/m}^2$

Geogr. Breite	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
0° N	425	439	444	433	408	393	399	419	433	436	427	419
10° N	374	402	433	444	439	433	433	439	433	416	385	365
30° N	249	303	371	430	467	481	475	444	393	328	269	235
40° N	181	243	323	405	464	490	473	430	354	272	198	161
46° N	135	198	289	382	452	483	467	409	324	230	153	117
47° N	128	191	283	378	450	482	466	406	319	224	146	110
48° N	121	184	277	375	449	482	465	403	314	217	139	103
49° C	114	177	271	371	447	481	464	400	309	211	132	96
50° N	107	170	265	367	445	481	463	398	304	204	125	89
51° N	100	163	259	363	443	480	462	394	298	197	118	83
52° N	93	156	253	358	441	480	461	391	293	191	111	76
53° N	86	149	247	354	439	479	459	388	287	184	104	70
54° N	79	142	240	350	437	478	458	384	282	177	97	63
55° N	73	135	234	345	435	478	457	381	276	170	90	56

**Tabelle 5-3** Maximale tägliche Sonnenscheindauer  $S$ , mittlere Monatswerte in h/d

### 5.3 Messung der Verdunstung

Mit Verdunstungsmessgeräten (Evaporimetern), [1, 4, 8, 9] wird der Wasserverlust durch Verdunstung von einer Wasserfläche (Verdunstungskessel) oder einer benetzten Oberfläche (Atmomter) gemessen. Die Messwerte hängen entscheidend von der Bauart und den Standortbedingungen des jeweiligen Gerätes ab und sind meist deutlich höher als die potenziellen oder tatsächlichen Verdunstungshöhen von Boden- oder Gewässerflächen (s. auch Bild 5-1). Evaporimeter können daher nur Anhaltswerte über die Höhe und die jahreszeitliche Verteilung der Verdunstung vermitteln. Sie werden insbesondere für die Bewässerungswirtschaft eingesetzt.

**Verdunstungskessel** sind zylindrische, mit Wasser gefüllte Gefäße. Der Wasserverlust wird täglich mit einem Stech- oder Hakenpegel gemessen und ggf. um die ebenfalls gemessene Niederschlagshöhe korrigiert. Die größte Verbreitung hat der Kessel **Class-A Pan** vom US Weather Bureau erlangt [4]. Es ist ein kreiszylindrisches Gefäß aus verzinktem Eisenblech mit einem Innendurchmesser von 1207 mm und einer Tiefe von 255 mm. In Messstationen wird es meist auf einem Lattenrost aufgestellt, gelegentlich auch in den Grund eingelassen oder, bei Wasserflächen, auf Flößen schwimmend betrieben.

**Atmomter** werden hauptsächlich in agrarmeteorologischen Stationen eingesetzt. Das weltweit verbreitete Gerät des Franzosen Albert **Piche** von 1872 besteht aus einem rohrartigen Glaszylinder, der mit Wasser gefüllt wird. Die nach unten zeigende Öffnung wird mittels einer Federklemme mit einer Filterpapierscheibe verschlossen, von deren feuchter Oberfläche die Verdunstung erfolgt. Das ca. 30 cm lange Rohr wird in der Thermometerhütte aufgehängt.

Das Atmomter nach **Czeratzki** (Braunschweig-Völkenrode) hat eine runde, poröse Keramikoberfläche von 200 cm<sup>2</sup> Größe, die von ihrer Rückseite ständig mit Wasser versorgt wird. Die Messwerte korrelieren mit denen des Kessels Class-A Pan. Die Czeratzki-Scheibe hat ihren Einsatzschwerpunkt in der Bewässerungswirtschaft.

Eine genauere Bestimmung der Verdunstung und der anderen Wasserhaushaltsgrößen ist durch **Lysimeter** möglich. Hierbei sind Bodenkörper von Gefäßen umschlossen, bei denen die Wasservorratsänderung kontrolliert wird. Bei den wägbaren Lysimetern wird die Gewichtsveränderung gemessen. Der Betrieb von Lysimetern ist sehr aufwendig und erfolgt daher nur in wenigen Stationen insbesondere zu Forschungszwecken [1].

### 5.4 Ermittlung der realen Verdunstung von Einzugsgebieten und Beständen

Für gemessene Niederschläge und Abflüsse von Einzugsgebieten kann die langjährige Verdunstungshöhe aus der Wasserbilanz bestimmt werden (s. Kap.3.1). Eine zeitliche Aufteilung dieser realen Höhe kann in Anlehnung an die potenzielle Evapotranspiration erfolgen. Für Einzelheiten und eine Differenzierung, z. B. für verschiedenen Bewuchs, wird auf die Literatur [1, 9] verwiesen.

## 6 Auswertung, Prüfung und Vervollständigung von Datenreihen

Ziel der Messung und statistischen Auswertung hydroklimatologischer Daten ist die Quantifizierung der Wasserhaushaltsgrößen. Da diese räumlich und zeitlich großen Schwankungen unterliegen, sind Betrachtungen über die Wahrscheinlichkeit, mit der sich hydrologische Situationen oder Ereignisse, wie ein bestimmtes Wasserdargebot, Hoch- und Niedrigwasser, Nass- und Trockenzeiten usw. einstellen, erforderlich.

Diese Aussagen können nur aus Daten abgeleitet werden, die über einen längeren Zeitraum ohne große Unterbrechungen vorliegen, als *Zeitreihen* also eine größere Vielfalt möglicher Situationen enthalten und das typische *Verhalten* oder *Regime* des hydrologischen Systems widerspiegeln. Mess- oder Auswertungsfehler und Veränderungen im hydrologischen System, z. B. im Einzugsgebiet, während der Messdauer können die Ergebnisse verfälschen und verzerrten. Fehler und Instationarität in den Zeitreihen können durch entsprechende Verfahren der *Zeitreihenanalyse* identifiziert und berücksichtigt werden.

Bei einer zunehmenden Bebauung eines Einzugsgebietes wird z. B. durch die Versiegelung und den Kanalanschluss der Oberflächen der Hochwassereinfluss im Mittel mit der Zeit entsprechend zunehmen [3, 27]. Eine statistische Analyse ohne Berücksichtigung dieses Trends führt zu unrichtigen Ergebnissen. Eine ähnlich verfälschende oder verändernde Wirkung auf die Daten haben plötzlich eintretende Veränderungen, wie z. B. der Bau und Betrieb einer Talsperre oder die Verlegung einer Messstation, auf die gemessenen Abflüsse.

Werden verschiedene Zeitreihen, z. B. Niederschlag und Abfluss oder die Niederschlagshöhen verschiedener Stationen, miteinander verglichen, so müssen sie sich über den gleichen Zeitraum erstrecken. Datenlücken sind durch geeignete Schätzverfahren zu schließen.

Es kann hier nur auf einige Grundverfahren der Zeitreihenanalyse eingegangen werden. Für vertiefende Studien wird auf die umfangreiche Fachliteratur [10, 21, 24] hingewiesen.

### 6.1 Mittel- und Hauptwerte

Zur Grundauswertung hydroklimatologischer Daten gehört die Übertragung von Messdaten in abgeleitete Größen, wie die Bestimmung von Abflüssen aus Wasserständen, die Bildung von Mittelwerten für Tage, Monate, Jahre und längere Zeiträume, die Feststellung der Extreme und die Ordnung der Werte in Dauerlinien. Veröffentlichte Daten, wie in Deutschland in den gewässerkundlichen und meteorologischen Jahrbüchern, sind bereits von den Messdiensten entsprechend bearbeitet worden. Einen schnellen Überblick über die Verhältnisse sollen die sogenannten Hauptwerte in den gewässerkundlichen Jahrbüchern vermitteln, die mit ihren Kurzzeichen gemäß DIN 4049, Teil 1 „Hydrologie, Begriffe, quantitativ“ angegeben werden.

Die Hauptwerte werden angegeben für

**w** Wasserstände am Pegel in cm

**Q** Abflüsse (Durchflüsse) am Pegel in  $\text{m}^3/\text{s}$

**q** Abflussspenden, spezifische Abflüsse, Abfluss bezogen auf  $1 \text{ km}^2$  des Einzugsgebietes;  
 $q = Q/A_E$  in  $\text{l}/(\text{s} \text{ km}^2)$

Für das jeweilige Jahr und die gesamte Messreihe werden die Minima ( $NW, NQ, Nq$ ), die Mittelwerte ( $MW, MQ, Mq$ ) und die Maxima ( $HW, HQ, Hq$ ) der Kalendermonate, Halbjahre und des Gesamtzeitraums gegeben. Für die Kalendermonate und Jahre der gesamten Zeitreihe kommen dazu die mittleren Minima ( $MNW, MNQ, MNq$ ) und Maxima ( $MHW, MHQ$  und  $MHq$ ) der Werte. Außerdem werden monatliche und jährliche Höhen des Abflusses  $h_A$  und  $Mh_A$  und oft auch des Gebietsniederschlages in mm angegeben. Das niedrigste beobachtete Niedrigwasser einer Messreihe wird mit  $NNW, NNQ$  und  $NNq$  abgekürzt, der höchste Hochwasserwert mit  $HHW, HHQ$  und  $HHq$ .

⇒ s. Übungsblatt 4

## 6.2 Ganglinie und Dauerlinie

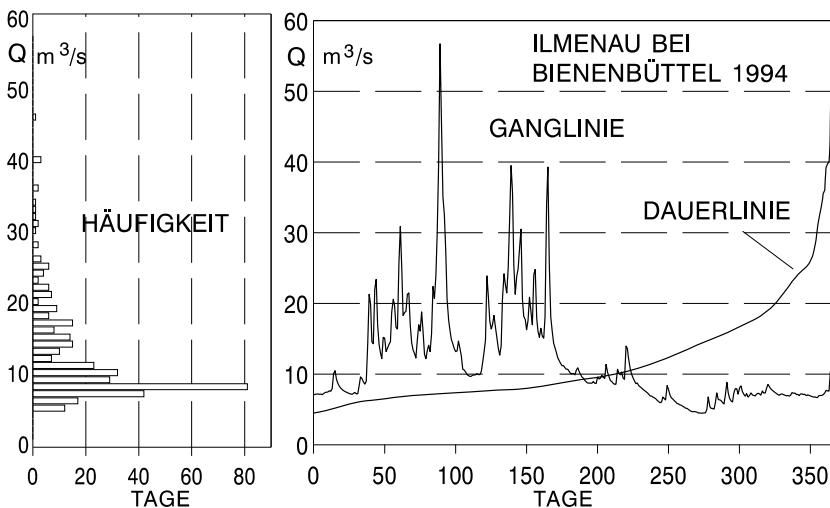
Eine **Ganglinie** ist eine Auftragung von Daten über der Zeitachse und ihre Verbindung durch einen Linien- oder Kurvenzug. Bild 6-1, rechts, zeigt die Ganglinie täglicher mittlerer Abflüsse am Pegel Bienenbüttel /Ilmenau für das Jahr 1994. Grobe Datenfehler, z. B. Sprünge im Verlauf, kann das geübte Auge schon an dieser Aufzeichnung erkennen. Die Ganglinie gibt einen Eindruck von der Abflusscharakteristik des Gewässers. Obwohl die Ilmenau mit ihrem großen quartären Grundwasserspeicher einen vergleichsweise ausgeglichenen Abfluss mit großem Basisabflussanteil hat, wird die große Varianz zwischen Niedrig- und Hochwasser deutlich.

Zur Einschätzung des Wasserdargebotes werden Häufigkeitsuntersuchungen angestellt. Der auftretende Wertebereich wird in Klassen eingeteilt und die Anzahl der in jede Klasse fallenden Werte ausgezählt. Die Häufigkeitsverteilung für die Abflüsse am Pegel Bienenbüttel im Jahre 1994 ist in Bild 6-1, links, in Histogrammform dargestellt. Die Aufsummierung der Häufigkeiten ergibt die **Dauerlinie** (Dauerkurve). Je nachdem, ob man mit dem größten oder dem kleinsten  $Q$ -Wert beginnt, erhält man die Dauerlinie der Überschreitung oder der Unterschreitung (Bild 6-1, rechts). Nach dem gleichen Verfahren lässt sich die Dauerlinie für langjährige Zeitreihen erstellen. Man kann an ihr ablesen, wie häufig, z. B. an wie vielen Tagen im Jahr oder % der Zeit, zu erwarten ist, dass ein bestimmter Wert über- oder unterschritten wird. Dauerlinien von Abflüssen und Wasserständen sind wesentliche Grundlage für die verschiedenen Analysen und wasserwirtschaftlichen Planungen, z. B. Wasserentnahmen, Klärwassereinleitungen, ökologische Bedingungen, Wasserkraft und Schifffahrt. Dauerlinien werden jedoch auch für beliebige andere Parameter, z. B. die Leistung und Energieerzeugung einer Wasserkraftanlage oder die Altersstruktur Studierender eines Studienganges erstellt.

Eine Dauerlinie lässt sich auch durch Ordnen der Daten in der Reihenfolge ihrer Größe erstellen. Mithilfe moderner Programme der Tabellenkalkulation (z. B. EXCEL) lässt sich diese Aufgabe auch für lange Zeitreihen, wie den Tageswerten vieler Jahre, einfach durchführen.

Statt der grafischen Darstellung der Dauerlinie wird zunehmend einer entsprechenden Auflistung der Werte, der Dauertafel, der Vorzug gegeben.

⇒ s. Übungsblatt 5



**Bild 6-1** Ganglinie und Häufigkeitsverteilung und Unterschreitungsdauerlinie täglicher Abflüsse am Pegel Bienenbüttel/IImenau

### 6.3 Doppelsummenanalyse

Inhomogenitäten in den Zeitreihen durch Änderungen im Abflussregime und Datenfehler können durch dieses Verfahren erkannt und quantifiziert werden. Hierbei wird die zu prüfende Zeitreihe mit einer oder mehreren Zeitreihen anderer Messstationen der Region oder des Einzugsgebietes verglichen, die ähnliche Merkmale, z. B. Folgen von Nass- und Trockenjahren, aufweisen müssten. Die Werte der zu prüfenden Zeitreihe  $QA$  und der Vergleichsreihe  $QB$ , die den gleichen Zeitraum überspannen müssen, werden jeweils fortlaufend aufsummiert (kumuliert).

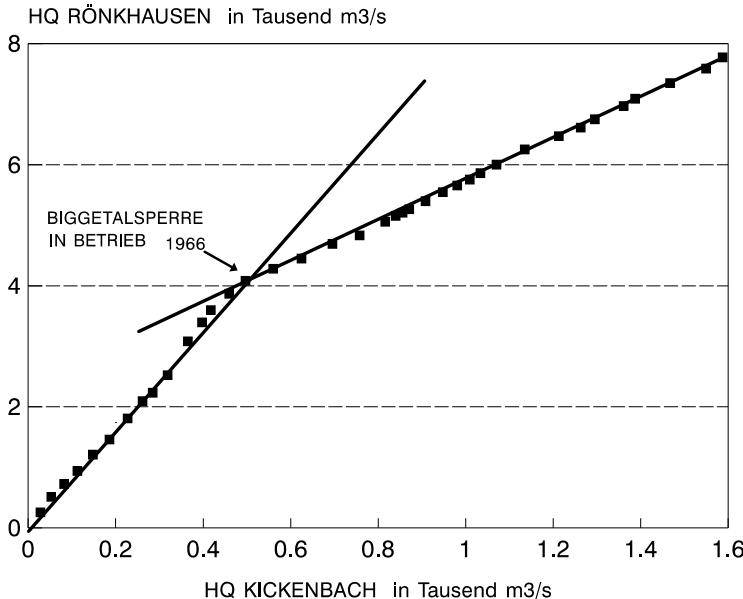
$$X_i = \sum_{j=1}^i QA_j \quad \text{und} \quad Y_i = \sum_{j=1}^i QB_j$$

$QB$  kann dabei die Zeitreihe einer Station oder die gemittelte Zeitreihe mehrerer Stationen sein.  $X$  und  $Y$  werden als Diagramm gegeneinander aufgetragen. Die sich ergebende Doppelsummenlinie muss näherungsweise eine Gerade bilden. Neigungswechsel oder größere Unstetigkeiten in dieser Linie zeigen Änderungen in der Abflusscharakteristik oder Datenfehler an.

Bild 6-2 zeigt die Doppelsummenlinie der höchsten jährlichen Abflüsse  $HQ$  an zwei Pegeln der Lenne, einem Nebenfluss der Ruhr, von 1951-88.

Die 1966 fertig gestellte Biggetalsperre vermindert die Hochwasserspitzen am unterhalb liegenden Pegel Röckhausen etwa auf die Hälfte, wie der wesentlich schwächere Anstieg der Summenlinie anzeigt. Die Abflüsse am oberhalb liegenden Pegel Kickenbach sind davon unbeeinflusst.

Eine langsame, stetige Veränderung der Bedingungen würde sich in einer gebogenen Doppelsummenlinie äußern. Wenn bei den Vergleichsreihen mit ähnlichen Einflüssen, z. B. durch Klimaänderung zu rechnen ist, empfiehlt sich eine Trendanalyse durch Regression (6.4) mit der Zeit oder durch gleitende Mittelwertbildung.



**Bild 6-2** Doppelsummenanalyse zur Homogenitätsprüfung der HQ-Werte an zwei Pegeln der Lenne. Einfluss des Betriebs der Biggetalsperre

## 6.4 Regression und Korrelation

Zwischen den Werten von Größen, zwischen denen funktionale Zusammenhänge bestehen, wie z. B. Niederschlag und Abfluss, lassen sich oft mathematische, formelmäßige Beziehungen finden. Hiermit ist es u. U. möglich, die Zusammenhänge zu interpretieren und fehlende Daten näherungsweise zu berechnen.

### 6.4.1 Lineare Einfachregression (Übungsblatt 7)

Die einfachste mathematische Beziehung zwischen 2 Gruppen von je  $n$  Werten  $x$  und  $y$  ist die Gerade. Sie entspricht der **linearen Einfachregression**:

$$y = a + b \cdot x \quad (\text{Regressionsgerade}) \quad (6.1)$$

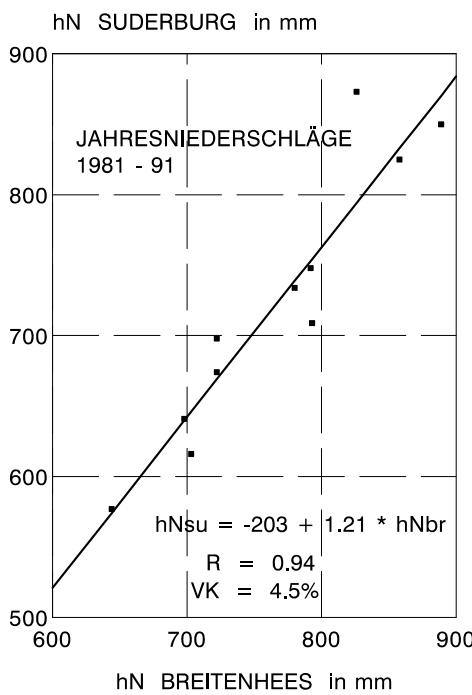
Die passenden Werte für die Koeffizienten  $a$  und  $b$  werden nach dem Kriterium der **kleinsten Fehlerquadratsumme** nach **Gauß** bestimmt:

$$F = \sum_{i=1}^n (y_i - (a + b \cdot x_i))^2 = \min ! \quad (6.2)$$

Die partielle Ableitung der Fehlerfunktion  $F$  nach  $a$  und nach  $b$  und Nullsetzung der Ableitungen (Extremwertaufgabe) führt zu den **Bestimmungsgleichungen**:

$$b = \frac{\sum xy - \sum x \sum y / n}{\sum x^2 - \sum x \sum x / n} \quad \text{und} \quad a = \frac{\sum y - b \cdot \sum x}{n} \quad (6.3)$$

Darin ist  $\Sigma x$  die Summe aller Werte  $x_i$ ,  $\Sigma y$  die Summe aller Werte  $y_i$ ,  $\Sigma x^2$  die Summe aller Werte  $x_i^2$  und  $\Sigma xy$  die Summe aller Produkte  $x_i \cdot y_i$ , die der Analyse unterzogen werden.



**Bild 6-3** Lineare Einfachregression

Bild 6-3 zeigt die lineare Regression der jährlichen Niederschlagshöhen 1981 bis 1991 zweier Stationen in der Lüneburger Heide. Jeder Punkt steht für das Wertepaar eines Jahres.

In der Station Breitenhees (122 m üNN) wurden im Mittel 766 mm/a gemessen, in der ca. 9 km entfernten Station Suderburg (77 m üNN) nur 722 mm/a. Es zeigt sich jedoch eine starke Ähnlichkeit durch die gemeinsame Abhängigkeit vom regionalen Klima.

Der mittlere mathematische Zusammenhang wird durch die Gerade ausgedrückt, deren ermittelte Gleichung eingetragen ist. Er ist umso enger, je näher die Punkte an der Geraden liegen. Die mittlere Abweichung ist durch die **Standardabweichung** (Gl. 6.4) in der vorliegenden Dimension, hier in mm, gegeben. Der **Variationskoeffizient** (Gl. 6.5) gibt die relative Abweichung bezogen auf den Mittelwert an.

$$S = \sqrt{\frac{\sum (y - y_{ger})^2}{(n-1)}} \quad \text{Standardabweichung} \quad (6.4)$$

$$VK = \frac{S}{\bar{y}} \quad \text{Variationskoeffizient} \quad (6.5)$$

Ein wichtiges Maß für die Güte der Anpassung der Geraden an die gegebenen Punkte oder Wertepaare ist der **Korrelationskoeffizient R**.

$$R = \frac{\sum xy - \sum x \sum y/n}{\sqrt{(\sum x^2 - (\sum x)^2/n) \cdot (\sum y^2 - (\sum y)^2/n)}} \quad (6.6)$$

Sind andere mathematische Funktionen angepasst worden (z. B. nichtlineare Regression), so steht  $x$  für die gegebenen Werte,  $y$  für die mit der Funktion gerechneten Werte. Der Koeffizient liegt zwischen +1 und -1. Je größer sein Absolutbetrag ist, umso besser erfasst die gefundene Beziehung den Zusammenhang zwischen den  $x$ - und  $y$ -Werten. Ein Wert  $R = 0$  bedeutet also, dass keinerlei Zusammenhang besteht,  $R = +1$  oder -1 zeigt eine exakte Beziehung ohne Abweichungen an. In den meisten praktischen Fällen liegen die Werte zwischen diesen beiden Extremen, sodass entschieden werden muss, ob die Beziehung zwischen den Größen *signifikant*, aussagefähig ist.

Die **Signifikanz** des Korrelationskoeffizienten hängt von der Anzahl  $n$  der analysierten Datenpaare ab. Die folgende Tafel zeigt die Mindestwerte des Koeffizienten, die erforderlich sind, um eine signifikante Korrelation auf dem 5%-Signifikanzniveau anzudeuten. Wenn der aus den Daten errechnete Korrelationskoeffizient  $R \geq R_{min}$ , so ist die Wahrscheinlichkeit, dass eine mathematische Beziehung tatsächlich besteht,  $\geq 95\%$  und die Irrtumswahrscheinlichkeit  $\leq 5\%$  entsprechend der statistischen  $t$ -Verteilung.

**Tabelle 6-1** Korrelationskriterium mit 95 % Signifikanzniveau nach t-Verteilung

$n-2$	1	2	3	5	10	12	14	15
$R_{min}$	1	0.997	0.878	0.754	0.576	0.532	0.497	0.482
$n-2$	20	25	30	40	50	60	100	
$R_{min}$	0.432	0.381	0.349	0.304	0.273	0.250	0.195	

**Beispiel:** 32 Wertepaare  $x$  und  $y$

$$\text{Freiheitsgrad} - 2 = 32 - 2 = 30$$

$$\text{mindestens erforderlicher Korrelationskoeffizient: } R_{min} = 0.349$$

#### 6.4.2 Nichtlineare Regression (Übungsblatt 8)

Viele Zusammenhänge sind nichtlinear, d. h., sie können nicht durch eine Gerade angenähert werden, sondern möglicherweise durch eine parabolische, exponentielle Funktion der Form:

$$Y = c \cdot X^b \quad (6.7)$$

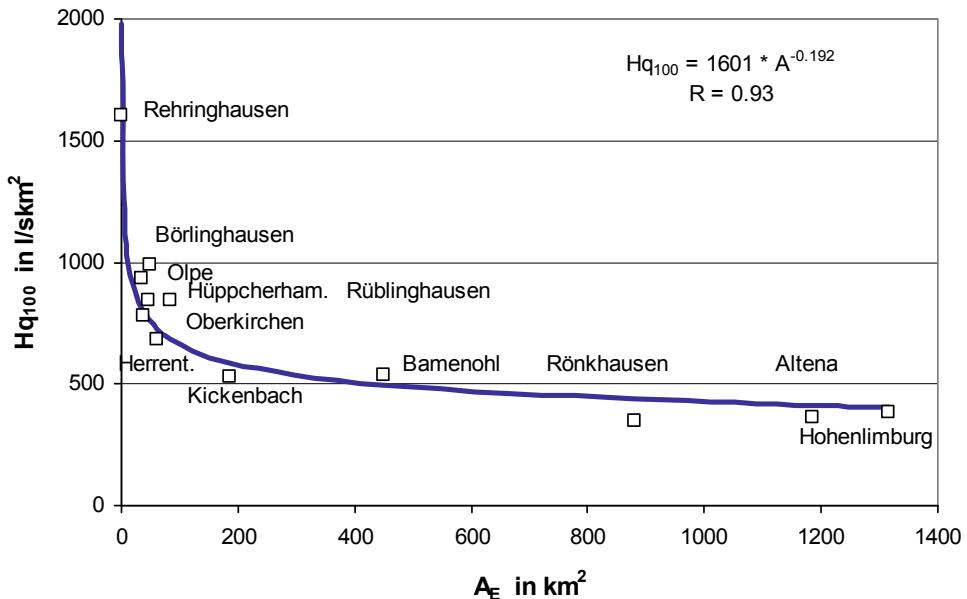
In ihrer logarithmischen Form wird die Funktion wieder linear:

$$\ln Y = \ln c + b \cdot \ln X \quad (6.8)$$

Für die Logarithmen der Werte  $X$  und  $Y$  wird die lineare Regression durchgeführt. Der Faktor der exponentiellen Gleichung ergibt sich zu  $c = ea$ .

Der Korrelationskoeffizient ist zwischen den gegebenen Werten  $Y$  und den mit der erhaltenen Formel errechneten Werten  $Y_{ger}$  zu bestimmen.

Bild 6-4 zeigt eine nichtlineare Regression der Abflussspenden des hundertjährlichen Hochwassers  $Hq_{100}$  an den Pegeln des Lennegebietes. Kleine Einzugsgebietsflächen  $A_E$  mit kürzeren Fließwegen und größerem Gefälle generieren größere Spenden als große Gebiete.



**Bild 6-4** Nichtlineare Regression: Fläche und Abflussspende, Lennegebiet, Regionalanalyse

### 6.4.3 Mehrfachregression (multiple Regression)

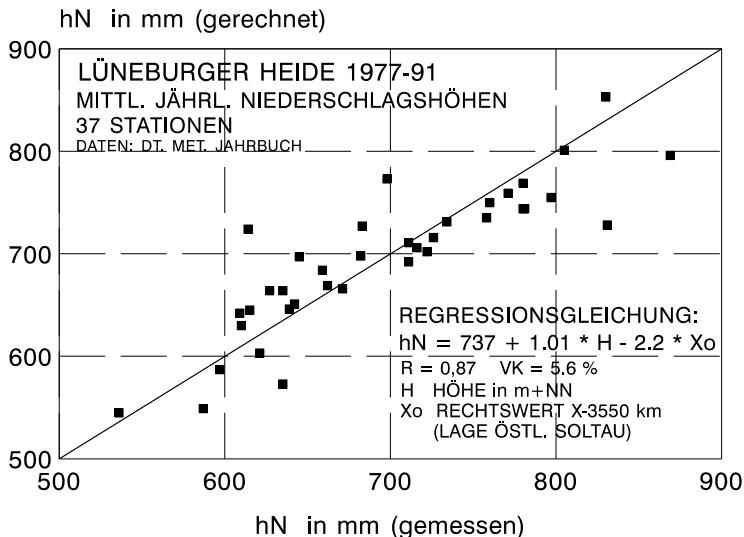
Viele Variablen  $Y$  sind nicht nur von *einer* anderen Größen  $X$  abhängig, sondern werden von Anzahl anderer Parameter  $X_1, X_2, \dots$  beeinflusst oder bestimmt. Die Gleichungen für die Einfachregression (6.1 und 6.7) erweitern sich dann zu

$$Y = a + b_1 \cdot X_1 + b_2 \cdot X_2 + \dots \quad (\text{lineare Mehrfachregression}) \quad (6.9)$$

bzw.

$$Y = c; X1b1; X2b2; \dots \quad (\text{nichtlineare Mehrfachregression}) \quad (6.10)$$

Der Rechenaufwand zur Ermittlung der Koeffizienten wird erheblich höher als bei der Einfachregression. Es empfiehlt sich daher die Benutzung eines Rechenprogramms, wie z. B. das Programm MREG des Verfassers. Bild 6-5 zeigt das Ergebnis einer zweifachen linearen Regression, bei der die Abhängigkeit der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe in 37 Messstationen in der Lüneburger Heide von der Ortshöhe (zunehmend,  $R=0.61$ ) und der Entfernung von Celle in östlicher Richtung (abnehmend,  $R=-0.78$ ) festgestellt und quantifiziert wurde. Der Gesamtkorrelationskoeffizient zwischen  $hNgem$  und  $hNger$  verbessert sich durch die zweifache Regression auf  $R = 0.87$ .



**Bild 6-5** Ergebnisse einer zweifachen linearen Regression, Abhängigkeit der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe in der Lüneburger Heide von der Ortshöhe H und der Lage östlich von Soltau (vergleiche Isohyetenkarte Bild 4-3)

#### 6.4.4 Andere Regressionen

Eine weitere häufig verwendete Kurvenanpassung ist die halblogarithmische Regression zwischen Wertepaaren  $x$  und  $\ln y$ , die eine Exponentialfunktion ergibt:

$$y = y_0 \cdot \exp(b \cdot x) = y_0 \cdot e^{bx} \quad (6.11)$$

Diese Funktion spielt insbesondere bei natürlichen Abklingprozessen, wie beim Auslaufen des linearen Speichers „Trockenwetterganglinie, Rezession“ (Kap. 8.1) eine Rolle.

## 7 Wahrscheinlichkeitsanalyse von Extremwerten

### 7.1 Bemessungshochwasser und -niederschläge

Um das Versagensrisiko von Wasserbauten und wasserwirtschaftlichen Maßnahmen kalkulierbar zu machen, erfolgt die *Bemessung* auf Hochwasserabflüsse oder entsprechende Starkniederschlagshöhen bestimmter **Eintrittswahrscheinlichkeit  $P$** , meist ausgedrückt als statistisches **Wiederkehrintervall  $T$** . Dieses gibt die Zeitspanne in Jahren an, in der im Mittel einmal mit dem Ereignis der entsprechenden Größe gerechnet werden muss. Die Wahrscheinlichkeit, dass ein Hochwasserabfluss oder ein anderes Extremereignis im Mittel einmal in  $T$  Jahren eintritt, ist in jedem Jahr  $P = 1/T$ .

Beispiel: Ein Hochwasserabfluss mit dem Wiederkehrintervall von 100 Jahren, genannt „hundertjährliches Hochwasser“, hat in jedem Jahr die Eintrittswahrscheinlichkeit von  $P = 1/100$  oder 1 %. Im Mittel tritt ein solches Ereignis einmal in  $T = 100$  Jahren auf, d. h. z. B. ca 100-mal in 10000 Jahren.

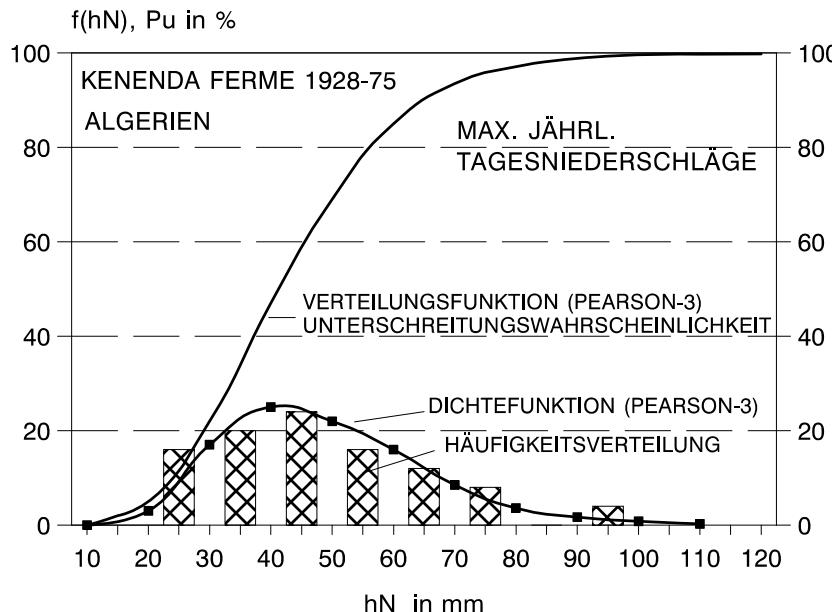
Das Risiko, dass das Bemessungereignis während einer gewählten Zeitspanne von  $n$  Jahren, z. B. der geplanten Lebenszeit des Bauwerks, erreicht oder überschritten wird, ist:

$$R = 1 - (1 - 1/T)^n \quad (7.1)$$

Auf die Eintrittswahrscheinlichkeit von Extremereignissen wird durch Analyse bisher beobachteter Extremwerte geschlossen [5, 10, 11, 17, 21]. Im Normalfall werden dazu die jährlichen Maximalwerte der Messreihe verwendet. Die **Häufigkeitsverteilung** ist die Einordnung der Werte in Werteklassen (Bild 7.1). Die Verteilung hat etwa die Form einer Glockenkurve. An diese wird eine mathematische Funktion, die **Verteilungsfunktion**, angepasst. Die Summenlinie (das Integral) der Verteilungsfunktion ergibt die Dauerlinie der Unterschreitung, die sog. Wahrscheinlichkeitskurve. Mit ihrer Extrapolation kann die Größe wahrscheinlicher Extremwerte auch für sehr kleine Eintrittswahrscheinlichkeiten bzw. große statistische Wiederkehrintervalle bestimmt werden.

Bewährt für die Analyse hydrologischer Daten haben sich insbesondere die Verteilungsfunktionen nach **Pearson**, Typ 3, und **Gumbel** (Extremal -1). Angewandt auf die Logarithmen der gegebenen Daten erhalten die genannten Funktionen die Namen logPearson-3, bzw. Fréchet-Verteilung.

Die Verteilungsfunktionen sind durch die statistischen Parameter der Messreihe, **Mittelwert**, **Standardabweichung** und **Schiefekoeffizient** gekennzeichnet und festgelegt (Gl. 7.2–7.4).



**Bild 7-1** Häufigkeit, Verteilungsfunktion und Wahrscheinlichkeit

## 7.2 Eintrittswahrscheinlichkeit von Maximalwerten (Übung 9)

Zur Analyse von Hochwasserabflüssen, max. Tagesniederschlagshöhen usw. werden die jährlichen Höchstwerte (wasserwirtschaftliches Jahr) verwendet. Für eine Zeitreihe von  $n$  Jahren Länge ergibt sich ein Datenkollektiv von  $n$  Daten  $X_i$ . Es werden berechnet:

$$\text{Mittelwert } XM = \sum_{i=1}^n X_i / n \quad (7.2)$$

$$\text{Standardabweichung } SX = \sqrt{\left(\sum X_i^2 - (\sum X_i)^2 / n\right) / (n-1)} \quad (7.3)$$

$$\text{Schiefekoeffizient } CS_X = \frac{n^2 \sum X_i^3 - 3n \sum X_i \cdot \sum X_i^2 + 2(\sum X_i)^3}{n(n-1)(n-2) S_X^3} \quad (7.4)$$

Zur praktischen Bestimmung des wahrscheinlichen Extremwertes  $XT$  für ein Wiederkehrintervall von  $T$  Jahren dient die folgende Gleichung. Ihre Anwendung ersetzt die Integration (Aufsummierung) der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion.

$$XT = XM + kT ; SX \quad (\text{allgemeine Frequenzformel}) \quad (7.5)$$

Der Frequenzfaktor  $kT$  hängt vom Wiederkehrintervall  $T$ , bei der Pearson - 3 - Verteilung auch vom Schiefekoeffizienten  $CS_X$  ab. Er wird mit Bestimmungsgleichungen oder Algorithmen berechnet oder aus Tabellen entnommen (Tafel 7.1).

Für die  $kT$ -Werte der Gumbel- und Fréchet-Verteilung gilt die folgende Näherungsgleichung:

$$kT = -0.45 - 0.78 \cdot \ln(T/(T - 1)) \quad (7.6)$$

Der  $kT$ -Wert hängt hier nur vom Wiederkehrintervall ab, da der Schiefekoeffizient zu 2 angenommen wurde.

Für die Pearson-3-Verteilung lässt sich  $kT(Csx, T)$  durch den folgenden Algorithmus bestimmen:

1.  $W = \sqrt{(\ln T)^2}$  (7.7)
2.  $Y = W - (2.5155 + 0.80285 \cdot W + 0.01033 \cdot W^2)/(1+1.4328 \cdot W+0.1893 \cdot W^2 + 0.00131 \cdot W^3)$
3.  $kT = Y+(Y^2 - 1) \cdot Csx/6 + (Y^3 - 6 \cdot Y)/3 \cdot Csx^2 / 36 - (Y^2 - 1) \cdot Csx^3/216 + Y \cdot (Csx/6)^4 + (Csx/6)^5/3$

Die hiermit berechneten Werte  $kT$  entsprechen in guter Näherung den Werten der Tafel 7.1. Bei Verwendung der Tafeln werden Zwischenwerte durch Interpolation bestimmt. Für eine Schiefe von  $Csx = 0$  ergibt sich als Sonderfall die Wahrscheinlichkeitsfunktion von **Gauß** (Normalverteilung).

Bei negativen Schiefekoeffizienten wird nach den **DVWK - Regeln zur Wasserwirtschaft**, Heft 101, 1979, „Empfehlung zur Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit“ [5], der Wert  $CS_X$  durch den doppelten Variationskoeffizienten ersetzt:

$$\text{für } CS_X < 0 \quad : \quad CS_X = 2 \cdot CV_X = 2; SX/XM \quad (7.8)$$

### 7.3 Eintrittswahrscheinlichkeit der Messdaten

Jedem Wert der gegebenen Messreihe kann näherungsweise eine Eintrittswahrscheinlichkeit und damit das so genannte **empirische Wiederkehrintervall** zugewiesen werden:

$$T = (n+1) / (n+1-m) \quad \text{Jahre} \quad (7.9)$$

$n$  = Anzahl der Daten,  $m$  = Rangfolge,  $m = 1$  kleinster Wert,  $m = n$  größter Wert der untersuchten Daten

Die Bestimmung des empirischen Wiederkehrintervalls  $T$  für die gegebenen Daten erlaubt deren Eintragung in die grafische Darstellung der Ergebnisse einer Wahrscheinlichkeitsanalyse und einen visuellen Vergleich (s. Bild 7-2).

**Tafel 7-1** Werte  $kT(T, Cs_x)$  für die Wahrscheinlichkeitsfunktionen nach Pearson-3, logPearson-3 und Gauß ( $Cs_x = 0$ )

Cs <sub>y</sub> bzw. Cs <sub>x</sub>	Wiederholungsintervall T in Jahren													
	1,01	2	2,5	3	5	10	20	25	40	50	100	200	500	1000
0	-2,326	0,000	0,253	0,440	0,842	1,282	1,645	1,751	1,960	2,054	2,326	2,576	2,878	3,090
0,1	-2,252	-0,017	0,238	0,417	0,836	1,292	1,673	1,785	2,007	2,107	2,400	2,670	3,004	3,233
0,2	-2,178	-0,033	0,222	0,403	0,830	1,301	1,700	1,818	2,053	2,159	2,473	2,763	3,118	3,377
0,3	-2,104	-0,050	0,205	0,388	0,824	1,309	1,726	1,849	2,098	2,211	2,544	2,856	3,244	3,521
0,4	-2,029	-0,066	0,189	0,373	0,816	1,317	1,750	1,830	2,142	2,261	2,615	2,949	3,366	3,666
0,5	-1,955	-0,083	0,173	0,358	0,808	1,323	1,774	1,910	2,185	2,311	2,686	3,041	3,488	3,811
0,6	-1,880	-0,099	0,156	0,342	0,800	1,328	1,797	1,939	2,227	2,359	2,755	3,132	3,609	3,956
0,7	-1,806	-0,116	0,139	0,327	0,790	1,333	1,819	1,967	2,268	2,407	2,824	3,223	3,730	4,100
0,8	-1,733	-0,132	0,122	0,310	0,780	1,336	1,839	1,993	2,308	2,453	2,891	3,312	3,850	4,244
0,9	-1,660	-0,148	0,105	0,294	0,769	1,339	1,859	2,018	2,346	2,498	2,957	3,401	3,969	4,388
1,0	-1,588	-0,164	0,088	0,277	0,758	1,340	1,877	2,043	2,384	2,542	3,022	3,489	4,088	4,531
1,1	-1,518	-0,180	0,070	0,270	0,745	1,341	1,894	2,066	2,420	2,585	3,087	3,575	4,206	4,673
1,2	-1,449	-0,195	0,053	0,242	0,732	1,340	1,910	2,087	2,455	2,626	3,149	3,661	4,323	4,815
1,3	-1,383	-0,210	0,036	0,225	0,719	1,339	1,925	2,108	2,489	2,666	3,122	3,745	4,438	4,955
1,4	-1,318	-0,225	0,018	0,207	0,705	1,337	1,938	2,128	2,521	2,706	3,271	3,828	4,553	5,095
1,5	-1,256	-0,240	0,001	0,189	0,690	1,333	1,951	2,146	2,552	2,743	3,330	3,910	4,667	5,234
1,6	-1,197	-0,254	-0,016	0,171	0,675	1,329	1,962	2,163	2,582	2,780	3,388	3,990	4,779	5,371
1,7	-1,140	-0,268	-0,033	0,153	0,660	1,324	1,972	2,179	2,611	2,815	3,444	4,069	4,890	5,507
1,8	-1,087	-0,282	-0,050	0,135	0,643	1,318	1,981	2,193	2,638	2,848	3,499	4,147	5,000	5,642
1,9	-1,037	-0,294	-0,067	0,117	0,627	1,310	1,989	2,207	2,664	2,881	3,553	4,223	5,108	5,775
2,0	-1,990	-0,307	-0,084	0,099	0,609	1,302	1,996	2,219	2,689	2,912	3,605	4,298	5,215	5,908
2,1	-0,946	-0,319	-0,100	0,081	0,592	1,293	2,001	2,230	2,172	2,942	3,656	4,372	5,320	6,039
2,2	-0,905	-0,330	-0,116	0,063	0,574	1,284	2,006	2,240	2,735	2,970	3,705	4,444	5,424	6,168
2,3	-0,867	-0,341	-0,131	0,045	0,555	1,273	2,009	2,248	2,755	2,997	3,753	4,515	5,527	6,296
2,4	-0,832	-0,351	-0,147	0,027	0,537	1,262	2,011	2,256	2,775	3,023	3,800	4,584	5,628	6,423
2,5	-0,799	-0,360	-0,161	0,010	0,518	1,250	2,012	2,262	2,793	3,048	3,845	4,652	5,728	6,548
2,6	-0,769	-0,369	-0,176	-0,007	0,499	1,238	2,013	2,267	2,811	3,071	3,889	4,718	5,827	6,672
2,7	-0,740	-0,377	-0,189	-0,024	0,480	1,224	2,012	2,272	2,827	3,093	3,832	4,783	5,923	6,794
2,8	-0,714	-0,384	-0,203	-0,041	0,460	1,210	2,010	2,275	2,841	3,114	3,973	4,847	6,019	6,915
2,9	-0,690	-0,390	-0,215	-0,057	0,440	1,195	2,007	2,277	2,855	3,134	4,013	4,909	6,113	7,034
3,0	-0,667	-0,396	-0,227	-0,073	0,420	1,180	2,003	2,278	2,867	3,152	4,051	4,970	6,205	7,152

Beispiel: Wahrscheinlichkeitsanalyse von Maximalwerten, Hochwasserfrequenz

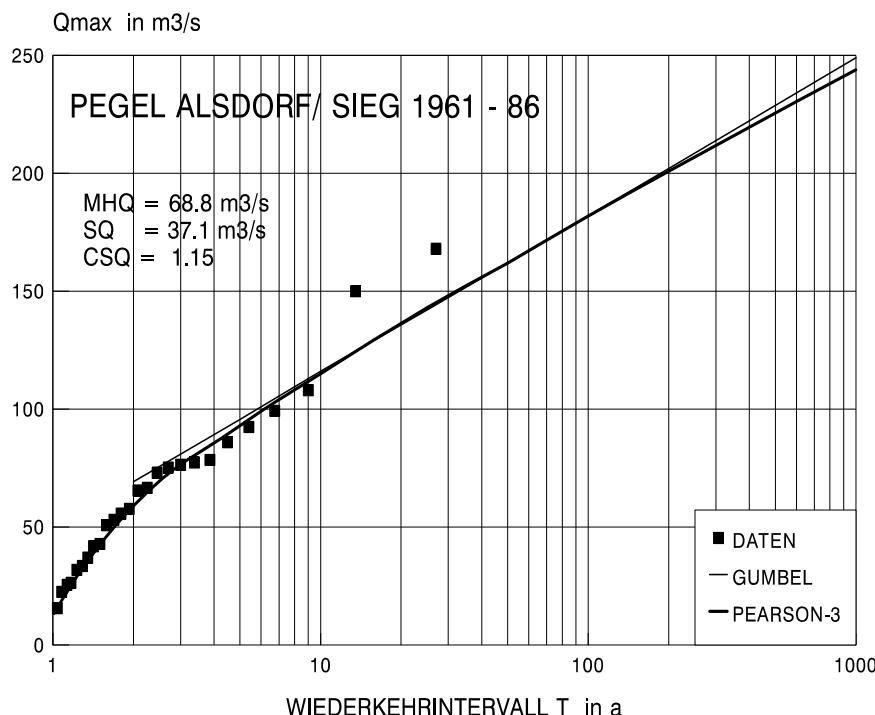
Gegeben: 26 Jahresmaxima des Abflusses am Pegel Alsdorf / Sieg 1961-86, n= 26

Berechnete Parameter:  $MHQ = 68.8 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $S_Q = 37.1 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $CS_Q = 1.15$

Für ein Wiederkehrintervall von  $T = 20 \text{ a}$  ergeben sich z. B. nach

Gumbel :  $kT_{20} = 1.867$ ,  $Q_{\max 20} = 68.8 + 1.87 \cdot 37.1 = 138 \text{ m}^3/\text{s}$

Pearson-3 :  $kT_{20} = 1.902$ ,  $Q_{\max 20} = 68.8 + 1.90 \cdot 37.1 = 139 \text{ m}^3/\text{s}$



**Bild 7-2** Wahrscheinlichkeitsanalyse von Hochwasserabflüssen

Die für verschiedene Wiederkehrintervalle  $T$  bestimmten Höchstabflüsse werden meist über der logarithmischen Zeitachse aufgetragen und durch eine Kurve verbunden, die keine Unstetigkeiten oder Knicke haben dürfen. Die gegebenen Werte mit ihren empirischen Wiederkehrintervallen werden ebenfalls eingetragen.

Zur statistischen Analyse sollten möglichst lange Messreihen verwendet werden. Veränderungen der hydrologischen Bedingungen, z. B. durch Klimawechsel oder durch menschliche Eingriffe sollen vernachlässigbar klein sein.

## 7.4 Niedrigwasseranalyse (Übung 10)

Bei der Analyse niedriger Abflüsse sind nicht so sehr die absoluten Tiefstwerte jedes Jahres interessant, sondern die Abflüsse, die eine bestimmte Zeitdauer  $x$ , z. B. 1 Tag, 3, 7, 14 Tage unterschreiten oder die Mittelwerte während der Unterschreitungsdauer  $NMxQ$  (DVWK, 1992). Diese Werte werden aus den Daten jedes Wasserwirtschaftsjahres ermittelt. Für jeden Wert einer Serie wird das empirische Wiederkehrintervall bestimmt. Es ergibt sich für  $n$  Minimalwerte zu (s. Gl. 7.9)

$$T = (n+1) / (n+1-m) \quad \text{Jahre}$$

$m$  = Rangfolge, d. h.:  $m = 1$  größter Wert,  $m = n$  kleinster Wert der untersuchten Daten

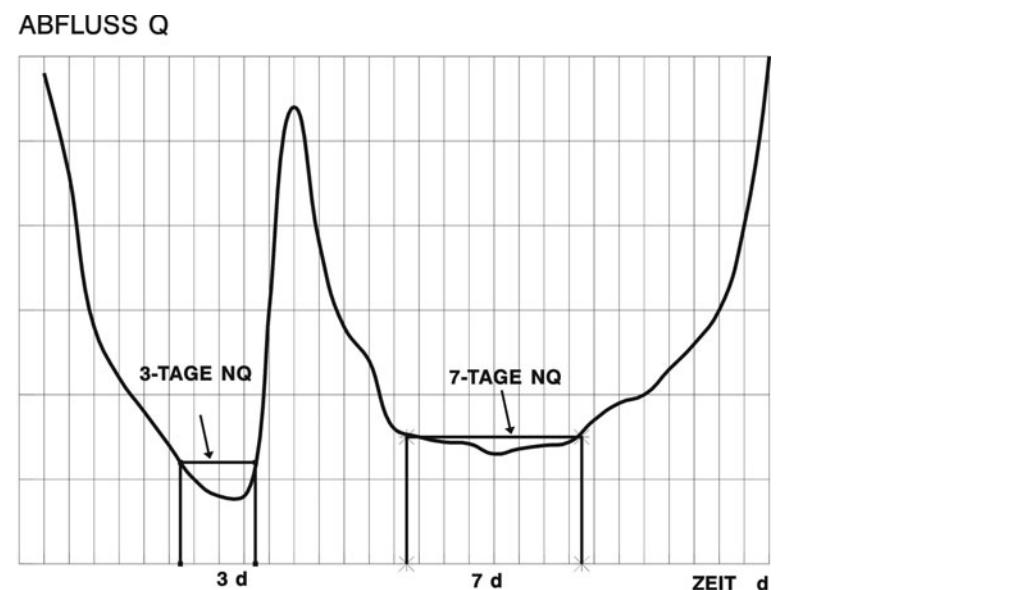


Bild 7-3 Ermittlung des Niedrigwasserabflusses für bestimmte Unterschreitungsdauern

Die Verbindung der halblogarithmisch oder numerisch aufgetragenen Werte (Bild 7-4) ergibt bereits eine für die meisten Beurteilungszwecke geeignete Wahrscheinlichkeitskurve. Wahrscheinlichkeitsverteilungen wie die Pearson-3-Verteilung lassen sich auch auf die Niedrigwasseranalyse anwenden. Die Frequenzformel hierfür lautet:

$$NQ_T = MNQ - kT \cdot S_{NQ} \quad \text{Frequenzformel für Niedrigwasser} \quad (7.10)$$

Wie bei der Hochwasseranalyse werden die statistischen Parameter nach den Gleichungen 7.2 bis 7.4 berechnet. Für die Bestimmung der  $kT$ -Werte kann die o. g. Tafel oder Formel benutzt werden. Das Vorzeichen des berechneten Schiefekoeffizienten muss jedoch zuvor umgekehrt werden, d. h.  $C_{sx} = -C_{sx}$ . In Bild 7-5 wird eine Anwendung gezeigt.

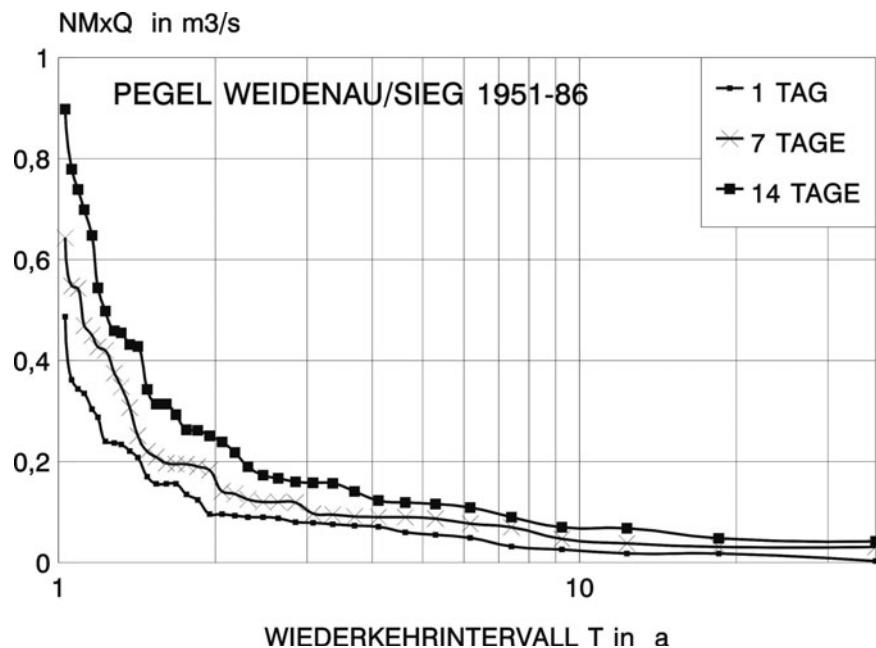


Bild 7-4 Niedrigwasseranalyse mit empirischem Wiederkehrintervall

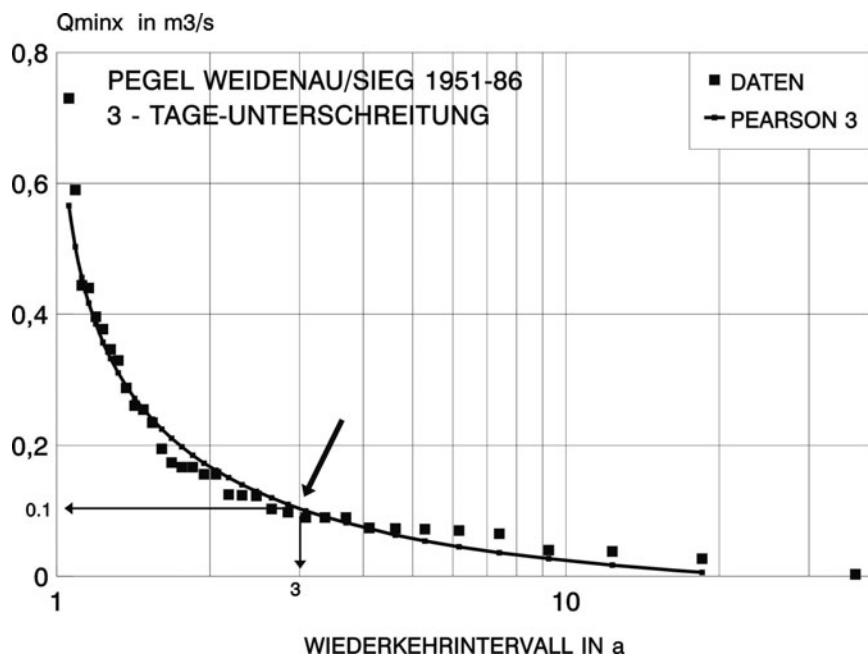
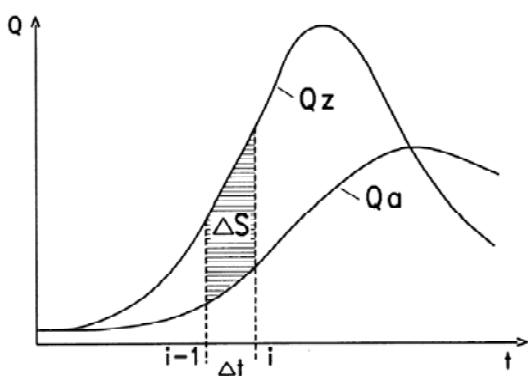


Bild 7-5 Niedrigwasseranalyse mit Wahrscheinlichkeitsverteilung  
Pfeil: Ein Abfluss von  $0.1 m^3/s$  hat ein Wiederkehrintervall von ca. 3 Jahren.



## 8 Speicher

Talsperren, Rückhaltebecken, Flussabschnitte, Einzugsgebiete, Grundwasserleiter usw. sind **Speicher**, die zufließendes Wasser aufnehmen und verzögert in veränderter Abfolge wieder abgeben. Die Volumenkontinuität erfordert, dass die Änderung des Speicherinhalts  $S$  zur Zeit  $t$  gleich der Differenz zwischen dem Zufluss  $Qz_t$  und dem Abfluss  $Qa_t$  ist:



$$\frac{dS}{dt} = Qz_t - Qa_t \quad (8.1)$$

Zur praktischen Berechnung werden diskrete Werte von  $Qa$ ,  $Qz$  und  $S$  im Zeitabstand  $\Delta t$  verwendet. Der Verlauf der Ganglinien zwischen benachbarten Werten wird als linear angenommen. Die Änderung des Speichervolumens zwischen den Zeitpunkten  $i-1$  und  $i$  ergibt sich dann zu:

**Bild 8-1** Diskretisierung der Speichergleichung

$$\Delta S_i = S_i - S_{i-1} = \left( \frac{Qz_i + Qz_{i-1}}{2} - \frac{Qa_i + Qa_{i-1}}{2} \right) \Delta t \quad (8.2)$$

Bei den meisten Problemstellungen sind von den Termen dieser Gleichung zum Zeitpunkt  $i$  der Speicherinhalt  $S_i$  und der Ausfluss  $Q_i$  unbekannt. Mit den Unbekannten auf der linken Seite der Gleichung ergibt sich die **allgemeine Speichergleichung**:

$$\frac{S_i}{\Delta t} + \frac{Qa_i}{2} = \frac{S_{i-1}}{\Delta t} + \frac{Qz_i + Qz_{i-1} - Qa_{i-1}}{2} \quad (8.3)$$

### 8.1 Linearer Speicher

Die Modellvorstellung des **linearen** Speichers geht davon aus, dass der Ausfluss proportional zum Speicherinhalt ist:

$$S = k \cdot Qa \quad (8.4)$$

Diese Annahme trifft nur beschränkt in der Natur zu und ist näherungsweise z. B. auf den Grundwasserabfluss oder reine Speicherwirkung (Retention) von Einzugsgebieten anwendbar.

Durch Einsetzen der linearen Beziehung in die oben gegebene allgemeine Speichergleichung und Auflösung ergibt sich die Arbeitsgleichung für den **linearen Speicher**:

$$Qa_i = \frac{(Qz_i + Qz_{i-1}) / 2 + Qa_{i-1} \cdot (k / \Delta t - 0,5)}{k / \Delta t + 0,5} \quad (8.5)$$

Für eine Zuflusszeitreihe und eine gegebene **Retentionskonstante  $k$** , die der Zeitverschiebung zwischen den Schwerpunkten der Zufluss- und Ausflussganglinie entspricht (Moment 1. Ordnung, mittlere Verweilzeit), lässt sich der Abfluss aus dem hydrologischen System berechnen. Der erste Abflusswert  $Qa_1$  muss ebenfalls bekannt sein.

Die Retentionskonstante  $k$  lässt sich besonders einfach für ein hydrologisches System ermitteln, das gerade keinen Zufluss hat (z. B. die Trockenwetterganglinie). Für  $Qz = 0$  in Gl. 8.5 ergibt sich  $Qa_i = \text{const.} \cdot Qa_{i-1}$ . Die Auslaufkurve des linearen Speichers lässt sich folglich durch eine Exponentialfunktion beschreiben, wobei sich aus einem vorhergehenden Wert  $Qa_{t-\Delta t}$  der Abfluss nach einer Zeitspanne  $\Delta t$  bestimmen lässt zu:

$$Qa_t = Qa_{t-\Delta t} \cdot e^{\frac{-\Delta t}{k}} \quad (8.6)$$

Beispiel:  $Qa_{t-\Delta t} = 5 \text{ m}^3/\text{s}$ , Zufluss = 0,  $k = 20 \text{ d}$ , Abfluss nach  $\Delta t = 10 \text{ d}$ :  $Qa_{10} = 5 \cdot \exp(-10/20) = 3.03 \text{ m}^3/\text{s}$

Umgekehrt lässt sich die Retentionskonstante  $k$  eines linearen hydrologischen Systems aus seiner Auslaufkurve bestimmen. Für die Logarithmen der Werte  $Qa$  ergibt sich gem. Gl. 8.6 eine Gerade:

$$\ln Qa_t = \ln Qa_{t-\Delta t} + \left( -\frac{1}{k} \right) \cdot \Delta t \quad (8.7)$$

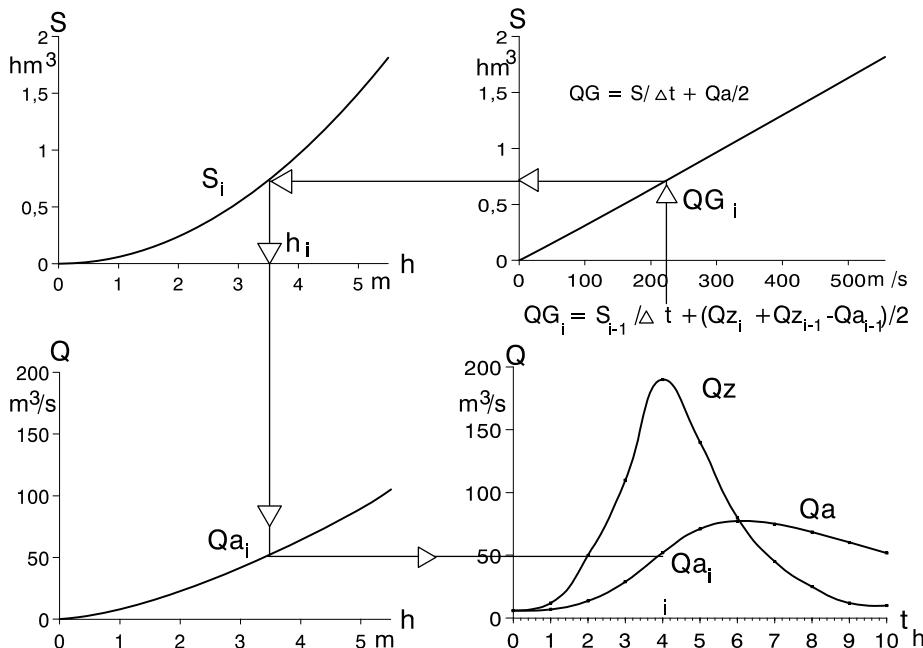
Die Retentionskonstante  $k$  kann als **Kehrwert der Neigung** dieser Gerade,  $k = -1/b$ , durch eine entsprechende Regression oder grafisch ermittelt werden (s. Übungsblatt 11).

Für die Analyse der Trockenwetterganglinien von Einzugsgebieten werden meist mehrere fallende Abschnitte aus der am Pegel beobachteten Abflussganglinie zu einer Rückganglinie zusammengefasst. Meistens kann die logarithmierte Kurve jedoch nur abschnittsweise durch eine Gerade angenähert werden, da die Speicherung in Einzugsgebieten und Grundwasserleitern tatsächlich nichtlinear ist [30]. Eine bessere Anpassung lässt sich durch Überlagerung von zwei oder mehr parallelen Speicherfunktionen erzielen, die dann als schneller und langsamer abfließende Komponenten interpretiert werden. Der Algorithmus des Linearspeichers ist ein Grundbaustein vieler hydrologischer Modelle (s. auch Abschnitte 8.4, 8.5, 9.6, 10.2).

## 8.2 Nichtlinearer Speicher, Seeretention

In vielen Anwendungsfällen, insbesondere bei Talsperren und Rückhaltebecken ist die Nichtlinearität der Beziehungen zwischen Speicherinhalt, Ausfluss und Wasserstand nicht vernachlässigbar und kann definiert werden. Auch hier gilt die **allgemeine Speichergleichung (Gl.8.3)**:  $S_i/t + Qa_i/2 = (S_i - 1)/\Delta t + (Qz_i + Qz_{i-1} - Qa_{i-1})/2$

Die beiden zum Zeitpunkt  $i$  unbekannten Größen auf der linken Seite der Gleichung hängen im Normalfall voneinander ab, da sie beide Funktionen des Wasserstandes sind. Zur Lösung der Gleichung wird eine Tabelle oder Kurve von Werten  $QG = S/\Delta t + Qa/2$  in Abhängigkeit von der Höhe  $H$  aufgestellt. Zu jedem Zeitschritt  $i$  muss der Wert  $QG_i$  gleich dem berechneten Wert der rechten Seite der Gleichung sein. Für diesen Wert  $QG_i$  lassen sich aus der Tabelle (durch Interpolation) oder Kurve der Wasserstand  $H_i$  und damit auch die gesuchten Größen  $S_i$  und  $Qa_i$  entnehmen. Der Gang der Ermittlung ist an einem Beispiel grafisch dargestellt.



**Bild 8-2** Retentionsberechnung für den nichtlinearen Speicher (Seeretention)

Berechnungsgang: Anstelle der grafischen Funktionen (Bild 8-2) werden meist entsprechende Wertetabellen verwendet. Der Algorithmus ist mit wenig Aufwand zu programmieren:

1. Berechnen des Wertes der rechten Seite der Gleichung:  

$$QG_i = S_{i-1}/\Delta t + (Qz_i + Qz_{i-1} - Qa_{i-1})/2$$
2. Durch Interpolation in den Beziehungen  $QG/S/H/Qa$  Ermittlung der gesuchten Werte für den Zeitpunkt  $i$

⇒ Übungsblatt 12 bearbeitet ein Anwendungsbeispiel zur Seeretention.

### 8.3 Nichtlinearer Speicher, Abflussrezession

Lineare Beziehungen sind in der Natur kaum zu erwarten und können nur Näherungslösungen sein. Durch Erweiterung von Gleichung 8.4 (Linearspeicher) lässt sich die Nichtlinearität vieler Speicher berücksichtigen:

$$S = a \cdot Q^b \quad (8.8)$$

Für die Speicherung  $S$  in  $\text{m}^3$  oder mm und den Grundwasserabfluss  $Q$  in  $\text{m}^3/\text{s}$  bzw.  $\text{mm}/\text{d}$  hat der Faktor  $a$  die Einheit  $\text{m}^{3-3b}$  bzw.  $\text{mm}^{1-b}\text{d}^b$ , während der Exponent  $b$  dimensionslos ist. Aufgrund der Kontinuität ohne Zufluss  $dS/dt = -Q$  ergibt sich die Formel für den Abflussrückgang des nichtlinearen Speichers, ausgehend von einem Anfangswert  $Q_{t-\Delta t}$  bei  $b \neq 1$  zu:

$$Q_t = Q_{t-\Delta t} \cdot \left( 1 + \frac{(1-b) \cdot Q_{t-\Delta t}^{1-b}}{a \cdot b} \cdot t \right)^{\frac{1}{b-1}} \quad (8.9)$$

Die für die Rückgangslinien täglicher Durchflüsse von über 100 Pegeln in Deutschland, Europa und Australien [30, 31, 32] ermittelten Werte für den Exponenten  $b$  konzentrieren sich um einen Mittelwert von etwa 0.5 und weichen damit systematisch von der klassischen Annahme  $b = 1$  des linearen Speichers ab. Auch nach der Ableitung in Analogie zum Gesetz von Darcy ergibt sich  $b = 0.5$  für ungespannte Grundwasserspeicher, während der Faktor  $a$  auf Porenvolumenanteil, Durchlässigkeit und Ausdehnung des Aquifers zurückgeführt werden kann. Es liegt daher für praktische Anwendungen nahe, den Wert des Exponenten der nichtlinearen Speichergleichung auf  $b = 0.5$  zu fixieren und hierfür den Koeffizienten  $a$  aus den Daten  $Q$  der Rückgangslinie zu ermitteln:

$$a = \frac{\Sigma(Q_{i-1} + Q_i)\Delta t}{2\Sigma(Q_{i-1}^b - Q_i^b)} \quad (8.10)$$

Bild 8-3 zeigt eine Rückgangslinie des Abflusses am Pegel Kickenbach/Lenne und die Anpassung der Auslauffunktionen des linearen und nichtlinearen Speichers. Die Funktion des nichtlinearen Speichers erreicht die deutlich bessere Anpassung an den Verlauf der täglichen mittleren Durchflusswerte, woraus auf die bessere Beschreibung des Zusammenhangs zwischen Grundwasserspeicherung und Grundwasserabfluss geschlossen werden kann.

Die Analyse der Rückgangslinien hat Bedeutung bei der Abtrennung des Basisabflusses vom Gesamtabfluss und der Ermittlung der Grundwasserneubildung [3, 30, 31, 32, 34] (Abs. 10.2).

⇒ Übungsblatt 11 führt zum Vergleich der Rückgangskurven des linearen und nichtlinearen Speichers anhand eines Datenbeispiels.

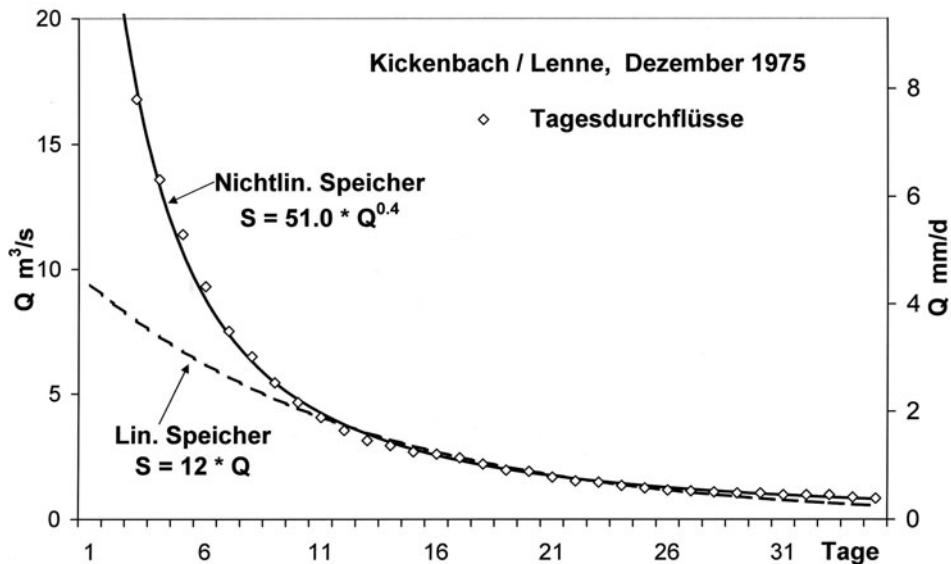
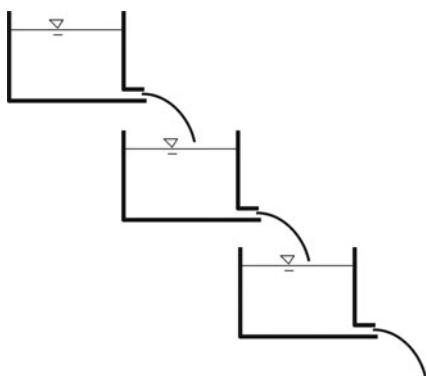


Bild 8-3 Modellierung einer Rückgangslinie des Abflusses mit den Funktionen des linearen Speichers (Gl. 8.6) und des nichtlinearen Speichers (Gl. 8.9)

## 8.4 Lineare Speicherkaskade

Bei der linearen Speicherkaskade sind  $n$  lineare Einzelspeicher mit jeweils der gleichen Speicherkonstanten  $k$  (Zeit) hintereinander geschaltet. Aus der Systemfunktion (Auslaufganglinie nach Gl. 8.6 für die Einheitsfüllung  $S = 1$ ) des linearen Einzelspeichers (Gl. 8.11) lässt sich als Systemfunktion der Kaskade Gleichung 8.12, oder für eine gebrochene Anzahl  $n$ , Gleichung 8.13 ableiten. Darin ist  $t$  die Zeit, „!“ bedeutet Fakultät und  $\Gamma$  ist die Gammafunktion, deren Wert nach Tafel 8.1 ermittelt werden kann.



$$h_t = \frac{1}{k} \cdot e^{-t/k} \quad (8.11)$$

$$h_t = \frac{t^{n-1}}{k^n (n-1)!} \cdot e^{-t/k} \quad (8.12)$$

$$h_t = \frac{t^{n-1}}{k^n \cdot \Gamma(n)} \cdot e^{-t/k} \quad (8.13)$$

Bild 8-4 Lineare Speicherkaskade

Die Werte der Gammafunktion für  $n < 1$  ( $\Gamma = 0, -1, -2, \dots$ ) und  $\Gamma > 2$  lassen sich mithilfe der folgenden Formeln berechnen:

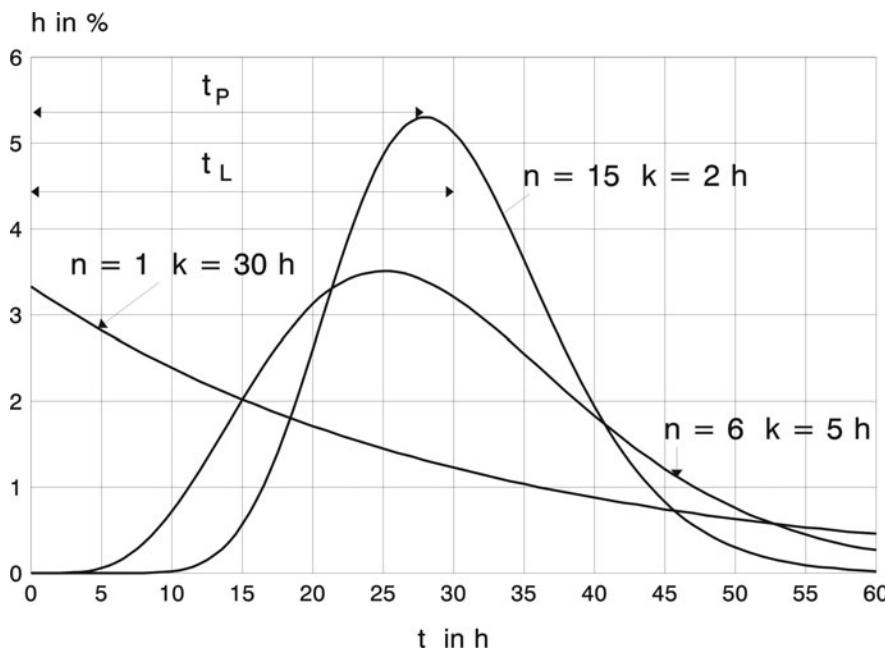
$$\Gamma(n) = \frac{\Gamma(n+1)}{n} \quad \Gamma(n) = (n-1) \cdot \Gamma(n-1)$$

Beispiele:

1.  $\Gamma(0.7) = \frac{\Gamma(1.7)}{0.7}$
2.  $\Gamma(3.5) = 2.5 \cdot \Gamma(2.5) = 2.5 \cdot 1.5 \cdot \Gamma(1.5) = 2.5 \cdot 1.5 \cdot 0.88623 = 3.32336$

**Tabelle 8-1** Werte der Gammafunktion  $\Gamma(n) = (n-1)!$

n	$\Gamma(n)$	n	$\Gamma(n)$	n	$\Gamma(n)$	n	$\Gamma(n)$
1,00	1,00000	1,25	0,90640	1,50	0,88623	1,75	0,91906
1,01	0,99433	1,26	0,90440	1,51	0,88659	1,76	0,92137
1,02	0,98884	1,27	0,90250	1,52	0,88704	1,77	0,92376
1,03	0,98355	1,28	0,90072	1,53	0,88757	1,78	0,92623
1,04	0,97844	1,29	0,89904	1,54	0,88818	1,79	0,92877
1,05	0,97350	1,30	0,89747	1,55	0,88887	1,80	0,93138
1,06	0,96874	1,31	0,89600	1,56	0,88964	1,81	0,93408
1,07	0,96415	1,32	0,89464	1,57	0,89049	1,82	0,93685
1,08	0,95973	1,33	0,89338	1,58	0,89142	1,83	0,93969
1,09	0,95546	1,34	0,89222	1,59	0,89243	1,84	0,94261
1,10	0,95135	1,35	0,89115	1,60	0,89352	1,85	0,94561
1,11	0,94740	1,36	0,89018	1,61	0,89468	1,86	0,94869
1,12	0,94359	1,37	0,88931	1,62	0,89592	1,87	0,95184
1,13	0,93993	1,38	0,88854	1,63	0,89724	1,88	0,95507
1,14	0,93642	1,39	0,88785	1,64	0,89864	1,89	0,95838
1,15	0,93304	1,40	0,88726	1,65	0,90012	1,90	0,96177
1,16	0,92980	1,41	0,88676	1,66	0,90167	1,91	0,96523
1,17	0,92670	1,42	0,88636	1,67	0,90330	1,92	0,96877
1,18	0,92373	1,43	0,88604	1,68	0,90500	1,93	0,97240
1,19	0,92089	1,44	0,88581	1,69	0,90678	1,94	0,97610
1,20	0,91817	1,45	0,88566	1,70	0,90864	1,95	0,97988
1,21	0,91558	1,46	0,88560	1,71	0,91057	1,96	0,98374
1,22	0,91311	1,47	0,88563	1,72	0,91258	1,97	0,98768
1,23	0,91075	1,48	0,88575	1,73	0,91467	1,98	0,99171
1,24	0,90852	1,49	0,88595	1,74	0,91683	1,99	0,99581
1,25	0,90640	1,50	0,88623	1,75	0,91906	2,00	1,00000



**Bild 8-5** Systemfunktionen der linearen Speicherkaskade nach Nash

Durch Variation der Werte  $n$  und  $k$  lassen sich sehr unterschiedliche Ganglinienformen erzielen (Bild 8-5). Die Laufzeit bis zum Schwerpunkt der Funktion ergibt sich dabei zu  $t_L = n \cdot k$ , bis zum Scheitel zu  $t_P = (n-1) \cdot k$ . Die Systemfunktion der Speicherkaskade eignet sich als Einheitsganglinie in Niederschlag-Abfluss-Modellen (Kap. 9) und zur Berechnung des Ablaufes von Hochwasserwellen in Gerinnen (flood routing, Kalinin-Miljukov-Verfahren [23]). Durch Faltung (Kap. 9.3) mit einer Niederschlags- oder Zuflussganglinie wird der Abfluss aus dem Einzugsgebiet oder dem Gerinneabschnitt erhalten.

Die Systemfunktion der Speicherkaskade, Gl. 8.13, entspricht der Gammafunktion und der Verteilungsfunktion nach Pearson-3 (s. Abschnitt 7.2). Nach dem mutmaßlichen Erstanwender des Ansatzes als Systemfunktion, J. E. Nash, wird sie auch oft als Nash-Kaskade [4, 21, 27] bezeichnet.

## 8.5 Instationärer Speicher (Muskingum-Verfahren)

Sowohl beim linearen Einzelspeicher (8.1) als auch beim nichtlinearen Speicher (8.3) besteht eine eindeutige Beziehung zwischen dem Abfluss  $Q_a$  und der Speicherfüllung  $S$ . Dieses ist realistisch bei einem Speicher mit waagerechtem Wasserspiegel (z. B. Talsperre ohne Regelung) oder gleich bleibendem Gefälle. Der größte Abfluss  $Q_{amax}$  tritt daher bei der größten Speicherfüllung  $S_{max}$  ein, wenn also die Größe des Abflusses  $Q_a$  die des Zuflusses  $Q_z$  erreicht und überschreitet. Daher liegt hier der Scheitel der Abflussganglinie genau auf dem fallenden Ast der Zuflussganglinie!

Beim Ablauf einer Hochwasserwelle durch eine Flussstrecke ergibt sich jedoch meist eine deutliche Scheitelverschiebung. Das Wasserspiegelgefälle und das gespeicherte Volumen ändert sich zeitlich in Abhängigkeit von Zu- und Abfluss. Diese Wirkungsweise kann z. B. durch die Annahme, dass die Flussstrecke aus einer Anzahl  $n$  hintereinandergeschalteter Einzellinearspeicher besteht, simuliert werden (Speicherkaskade, Abschn. 8.2, Kalinin-Miljukov-Verfahren [10, 21, 23]). Bei dem vom U.S. Corps of Engineers in den dreißiger Jahren am Muskingum-River in Ohio erprobten Muskingum-Verfahren [4, 23] wird die folgende instationäre Erweiterung der linearen Speicherbeziehung (Gl. 8.4) verwendet:

$$S = k \cdot (x \cdot Qz + (1-x) \cdot Qa) \quad (8.14)$$

Eingesetzt in die allgemeine Speichergleichung (Gl. 8.3) ergibt sich nach Umformungen:

$$Qa_i = c_0 \cdot Qz_i + c_1 \cdot Qz_{i-1} + c_2 \cdot Qa_{i-1} \quad (8.15)$$

$$c_0 = (-kx + 0.5 \Delta t) / (k \cdot (1 - x) + 0.5 \Delta t)$$

$$c_1 = (kx + 0.5 \Delta t) / (k \cdot (1 - x) + 0.5 \Delta t)$$

$$c_2 = (k(1 - x) - 0.5 \Delta t) / (k(1 - x) + 0.5 \Delta t)$$

Die drei Koeffizienten  $c_0$ ,  $c_1$ ,  $c_2$  werden für einen bestimmten Flussabschnitt zweckmäßig durch eine Dreifachregression (z. B. Programm MREG) aus gemessenen Zu- und Abflussdaten eines Hochwasserdurchlaufes gemäß Gleichung 8.15 ermittelt. Die Retentionskonstante  $k$  (Zeit) und der dimensionslose Koeffizient  $x$ , der meist zwischen 0 und 0.5 liegt, können auch wie folgt nach der klassischen Lösungsmethode ermittelt werden. Für ein beobachtetes Hochwasserereignis werden dabei für verschiedene Werte  $x = 0.1, 0.2, \dots$  jeweils berechnet:

$$S_i = S_{i-1} + (Qz_i + Qz_{i-1} - Qa_i - Qa_{i-1}) \Delta t / 2 \quad \text{und} \quad QG_i = x \cdot Qz_i + (1 - x) \cdot Qa_i$$

Werden die beiden Größen  $S$  und  $QG$  gegeneinander aufgetragen, ergibt sich eine schleifenförmige Beziehung (Hysterese), deren mittlere Steigung gem. Gl. 8.14 die Retentionskonstante  $k$  ist. Der Wert  $x$ , für den sich die engste Schleifenbildung ergibt, und der dazugehörige Wert  $k$  werden als die repräsentativen Koeffizienten angenommen. Für diese Lösungsmethode ist Voraussetzung, dass das Zuflussvolumen gleich dem Abflussvolumen (Kontinuität,  $c_0 + c_1 + c_2 = 1$ ) ist. Bei der Ermittlung durch Regression kann auch einer Volumenvergrößerung durch seitliche Zuflüsse ( $c_0 + c_1 + c_2 > 1$ ) Rechnung getragen werden [23].

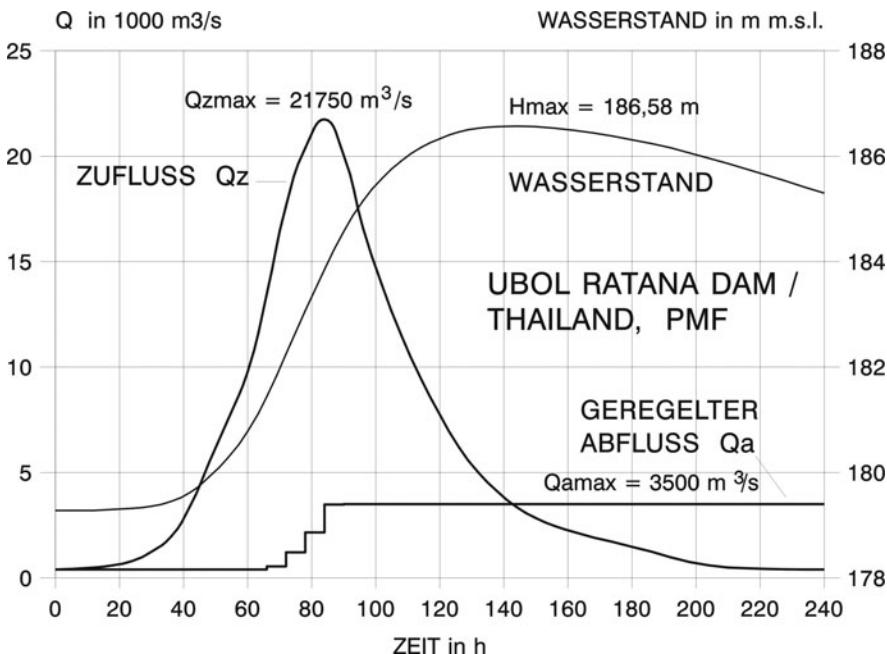
## 8.6 Gesteuerte Speicher und Speicherwirtschaft

In den vorangegangenen Abschnitten wurden Modellalgorithmen für natürliche und künstliche Speicher beschrieben, deren Systemfunktionen, die Beziehungen zwischen Speicherinhalt und Abfluss sowie Zufluss, aufgrund der natürlichen oder baulichen Gegebenheiten festliegen und nicht willkürlich beeinflusst werden können. Beim Betrieb von Talsperren und Rückhaltebecken möchte man jedoch meist je nach Bedarf, Vorrat oder verfügbarem Speicherraum steuernd eingreifen und den Speicher bewirtschaften. Regelbare Betriebsauslässe, Grundablässe und Hochwasserentlastungsanlagen (s. Wasserbau) erlauben im Rahmen der hydraulischen Randbedingungen eine Vergrößerung oder Verkleinerung der Wasseraufgabe zur Anpassung

an die ökonomischen und ökologischen Erfordernisse oder für den Hochwasserschutz („Kappung“ der Hochwasserganglinie). Die verschiedenen Nutzungsarten konkurrieren gewöhnlich miteinander. So fordern die Ziele der Wassernutzung eine maximale Füllung des Speicherraumes, während die des Hochwasserschutzes ein weitgehendes Freihalten nahe legen. Außerdem sollen Bauwerke und Stauraum nicht größer angelegt werden, als wirtschaftlich lohnend und ökologisch vertretbar ist. Die optimale Größe und die optimalen Betriebsregeln werden durch Simulationsrechnungen erarbeitet.

Für die Bemessung der Hochwasserentlastungsanlagen von Talsperren, die über Verschlüsse und Steuerungseinrichtungen verfügen, werden Betriebssimulationen mit Bemessungshochwasserganglinien bestimmter Eintrittswahrscheinlichkeit für eine Vielzahl von Alternativen und Varianten durchgeführt und entsprechende Optima der Regelung ermittelt. Grundlage der Berechnungen, die meist mithilfe der Datenverarbeitung durchgeführt werden, ist die allgemeine Speichergleichung (Gl. 8.3).

Bild 8-6 zeigt die Simulation der Regelung des Bemessungshochwassers PMF „Probable Maximum Flood“ für die Ubol Ratana Talsperre in Thailand [15]. Die Abgabe nach Unterwasser, die hier möglichst gering sein soll, wird in Abhängigkeit von der Größe des Zuflusses schrittweise nach der erarbeiteten Strategie erhöht.



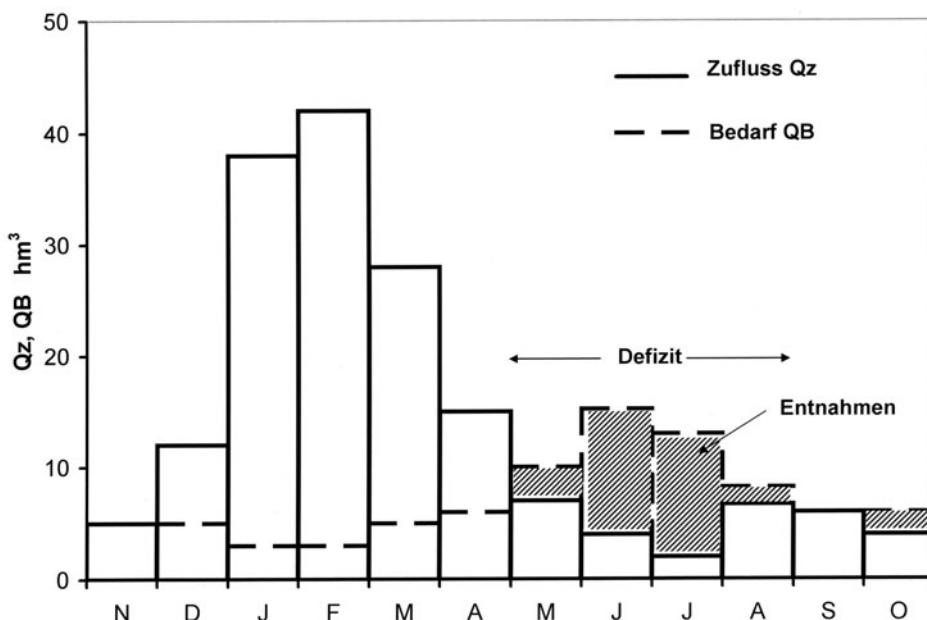
**Bild 8-6** Gesteuerter Speicher: Adaptive Hochwasserregelung [15]

Für die Bewirtschaftungsplanung von Talsperren wird der Betrieb für lange gemessene oder künstlich generierte Zuflusszeitreihen simuliert. Dabei wird davon ausgegangen, dass die grundsätzliche Variation der Zuflüsse und die Abfolge von trockeneren und nasser Jahren auch während der Betriebsdauer des Bauwerkes statistisch ähnlich sind. Je nach Zweck der

Talsperre werden dadurch die Möglichkeiten einer Versorgung mit Trinkwasser, mit Energie als Spitzen- und Grundlast oder von Bewässerungsflächen, ihre Wirtschaftlichkeit und Sicherheit bzw. Ausfallswahrscheinlichkeit durchgespielt und ermittelt. Diese Rechnungen werden mit entsprechenden Computerprogrammen durchgeführt.

Ein vereinfachtes Beispiel solcher Berechnungen ist in Bild 8-7 für ein Jahr in Monatswerten dargestellt. Das Prinzip der Speicherbewirtschaftung ist es, Wasser in Zeiten größerer Zuflüsse zurückzuhalten und aufzuspeichern und bei Bedarf, insbesondere in Zeiten geringeren Wasserdargebots abzugeben und verfügbar zu machen.

In dem Beispiel werden, wie bei vielen Talsperren, die zu nutzenden Wassermengen in den Fluss abgegeben, bei Wasserkraftnutzung möglichst durch die Turbinen des Krafthauses, ansonsten durch Betriebsauslasse, um weiter unterhalb als Uferfiltrat, zur Bewässerung usw. dem Fluss entnommen zu werden. Solange die Zuflüsse den Bedarf übersteigen, kann der Speicher unter Freilassung eines Hochwasserschutzraumes angefüllt werden. Sobald der Bedarf größer ist als der Zufluss (Defizit), wird Wasser aus dem Speicher entnommen. Die Summe der Differenzen zwischen Bedarf und Zufluss während der Defizitzeit ergibt den minimal erforderlichen nutzbaren Speicherraum  $S_{min} = \Sigma(QB - Qz)$ . Dieses Volumen muss mit einer festgesetzten Wahrscheinlichkeit auch in zuflussarmen Jahren ausreichen. Zuschläge sind für Verluste aus Verdunstung und Versickerung und eine Mindestfüllung der Talsperre zu berücksichtigen.



**Bild 8-7** Einfaches Beispiel einer Speicherbetriebssimulation,  $S_{min} = \Sigma(QB - Qz)$ .

⇒ Übungsaufgabe 17 behandelt Grundsätze der Speicherbewirtschaftung.

## 9 Niederschlag-Abfluss-Modelle

Ein Niederschlag-Abfluss-Modell ist ein Rechenverfahren zur Bestimmung von Abflüssen aus Gebietsniederschlägen. Je nach Zweck und Möglichkeiten reicht die Bandbreite dieser Verfahren von einfachen Umrechnungsgleichungen bis zu komplexen Computerprogrammen [10,11, 20, 21, 24, 26,27,30].

Um vertrauenswürdige Ergebnisse zu liefern, müssen Niederschlag-Abfluss-Modelle den Charakteristiken des jeweiligen Flussgebietes durch entsprechende Wahl der Kennwerte angepasst werden. Diese Eichung (Kalibrierung) erfolgt zweckmäßig anhand gemessener Niederschlags- und Abflussdaten des Gebietes oder eines hydrologisch ähnlichen Gebietes.

Niederschlag-Abfluss-Modelle werden sowohl für die Bestimmung des Wasserdargebotes, z. B. in mittleren Monatswerten, als auch von Hochwasserabflüssen im Kurzzeitbereich aus Niederschlägen eingesetzt. Da Niederschlagsaufzeichnungen wesentlich häufiger und für größere Zeitspannen zur Verfügung stehen als Abflussdaten und auch für das betrachtete Projektgebiet bestimmt werden können, wogegen gemessene Abflüsse nur für die Pegelstelle gelten, kommt den Modellen große Bedeutung bei der Ermittlung von Bemessungsgrößen zu.

### 9.1 N-A-Modelle zur Hochwasserberechnung

Bei allen Bemessungen von Wasserbauten, bei denen Speicherung auftritt, z. B. bei Rückhaltebecken und Talsperren, aber auch in Flussabschnitten ist der maximale Abflusswert einer bestimmten Eintrittswahrscheinlichkeit als Bemessungsgröße nicht ausreichend. Hier ist vor allem Form und Volumen der Hochwasserwellen ausschlaggebend. Das Einzugsgebiet eines Flusses nimmt den Gebietsniederschlag (Starkregen) auf und gibt einen Teil entsprechend seinen Speicherungs- und Abflusseigenschaften verzögert als Hochwasserwelle wieder ab. Das Verfahren der Einheitsganglinie [4, 10,11, 21, 24, 27, 28] ist das klassische Beispiel eines N - A - Modells zur Ermittlung von Hochwasserbemessungsganglinien für Einzugsgebiete bis zu einigen Hundert  $\text{km}^2$  Größe.

### 9.2 Einheitsganglinie

Es kann beobachtet werden, dass verschiedene Regenereignisse kurzer Dauer in einem Einzugsgebiet einander ähnliche Abflussganglinien hervorrufen, deren Größe im Wesentlichen von der Regenhöhe abhängt. Der Amerikaner Sherman formulierte daraus 1932 als erster die Theorie der Einheitsganglinie (Unit Hydrograph):

**Die Einheitsganglinie ist die Reaktion des Einzugsgebietes (Systemantwort) auf eine Einheit (1 mm) abflusswirksamen Niederschlages (Eingangs impuls) einer bestimmten Dauer  $\Delta t$ .**

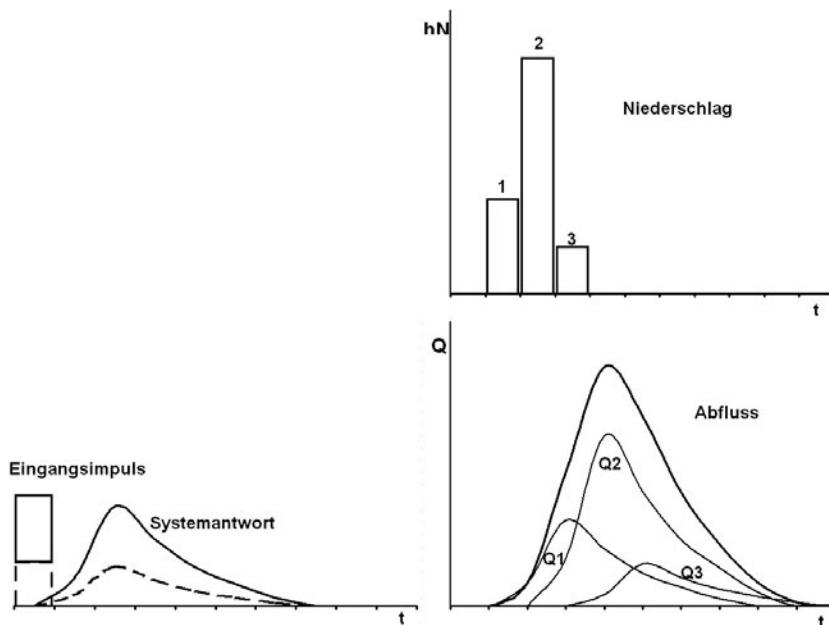
Die Einheitsganglinie ist also die Ganglinie des Direktabflusses, wenn genau 1 mm Niederschlag, der in einem Zeitintervall  $\Delta t$  gefallen ist, zum Abfluss gelangt.

Ein Einzugsgebiet wird aufgefasst als lineares und zeitinvariantes Übertragungssystem für Niederschlag in Abfluss.

- Linearität bedeutet, dass bei Vergrößerung oder Verkleinerung des Niederschlagsimpulses sich die Ordinaten der resultierenden Abflussganglinie dazu proportional verändern.
- Zeitinvarianz bedeutet, dass diese Reaktion des Einzugsgebietes sich nicht verändert, sondern zu jeder Zeit die gleiche ist.

Voraussetzung für die Anwendbarkeit der Einheitsganglinie ist, dass der Niederschlag über dem Einzugsgebiet bei allen Ereignissen gleichmäßig oder nach dem gleichen Muster verteilt angenommen werden kann. Andere Beregnungsverteilungen würden andere Formen der Einheitsganglinien verursachen. Abhängig von den regionalen Niederschlagscharakteristiken ist die Anwendung daher auf Einzugsgebiete von 100 bis wenigen Tausend  $\text{km}^2$  Fläche beschränkt.

Wie in Bild 9-1 dargestellt, wird die Umformung einer Niederschlagsganglinie  $hN_t$  in die Abflussganglinie  $Q_t$  durch Multiplikation mit der Einheitsganglinie  $h_t$  und zeitverschobene Überlagerung (Faltung) berechnet. Der Niederschlag  $hN_1$  verursacht die Abflussganglinie  $Q_1$ , der Niederschlag  $hN_2$  die Ganglinie  $Q_2$  und der Niederschlag  $hN_3$  die Ganglinie  $Q_3$ . Die Größe dieser Teilabflusswellen ist proportional zu dem jeweiligen Niederschlag. Die Überlagerung der drei Teilwellen ergibt den Abfluss  $Q$ .



**Bild 9-1** Modellvorstellung der Einheitsganglinie,  
links: Prinzip der Linearität - rechts: Prinzip der Faltung

### 9.3 Faltung (Übung 13)

Das beschriebene Prinzip der Faltung wird als Beispiel in einer Listenrechnung demonstriert:

Aus den Werten einer Einheitsganglinie  $h_k$  und Niederschlagshöhen  $hN_i$  in Zeitintervallen  $\Delta t$  werden Werte des Direktabflusses  $Q_i$  durch Überlagerung der Teilganglinien  $Q1,2,3 \dots_i$  bestimmt:

i, k	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	$\Delta t$
$h_k$	0	1	3.6	2.4	1.4	0.8	0.3	0			$m^3/(s \cdot mm)$
$hN_i$	10	20	5								mm
$Q1_i$	0	10	36	24	14	8	3	0			$m^3/s$
$Q2_i$		0	20	72	48	28	16	6	0		$m^3/s$
$Q3_i$			9	5	18	12	7	4	1.5	0	$m^3/s$
$\Sigma = Q_i$	0	10	56	101	80	48	26	10	1.5	0	$m^3/s$

Es ist ersichtlich, dass der durchgeführte Rechengang der Faltung durch das folgende System von  $n$  linearen Gleichungen beschrieben wird:

$$\begin{aligned}
 Q_1 &= hN_1 \cdot h_1 \\
 Q_2 &= hN_2 \cdot h_1 + hN_1 \cdot h_2 \\
 Q_3 &= hN_3 \cdot h_1 + hN_2 \cdot h_2 + hN_1 \cdot h_3 \\
 Q_4 &= hN_4 \cdot h_1 + hN_3 \cdot h_2 + hN_2 \cdot h_3 + hN_1 \cdot h_4 \\
 &\vdots \\
 Q_n &= hN_n \cdot h_1 + hN_{n-1} \cdot h_2 + \dots + hN_1 \cdot h_n
 \end{aligned} \tag{9.1}$$

Entsprechend lässt sich der Algorithmus der Faltung für Werte  $Q_i$  im Zeitschritt  $\Delta t$  formulieren und mittels zweier Laufanweisungen programmieren:

$$Q_i = \sum_{k=1}^i (hN_{i-k+1} \cdot h_k) \tag{9.2}$$

Wenn der Zeitschritt infinitesimal klein ist, wird daraus das Faltungsintegral

$$Q_t = \int_0^t (hN_{t-\tau} \cdot h_\tau) d\tau \tag{9.3}$$

Die Einheitsganglinie für die fiktive Niederschlagsdauer  $d\tau$  heißt momentane EGL (Instantaneous Unit Hydrograph). Die Faltung (Convolution) eines Eingangssignals mit einer Systemfunktion (Einheitsganglinie) beschreibt allgemein den Übertragungsmechanismus eines linearen, zeitinvarianten Systems. Es wird deshalb z. B. auch in der Nachrichtentechnik benutzt. In der Hydrologie kann dieses System ein Einzugsgebiet sein, das Niederschlag in Direktabfluss umwandelt oder ein Flussabschnitt, der oben eine Zuflussfolge (Hochwasserwelle) aufnimmt und unten verformt wieder abgibt. Dabei sind die Vorgänge immer verzögert (der Abflussvorgang dauert länger als der Niederschlag, nicht umgekehrt).

## 9.4 Bestimmung der Einheitsganglinie

### 9.4.1 Berechnung aus Niederschlags- und Abflussdaten

Da die Einheitsganglinie die Übertragungsfunktion abflusswirksamen Niederschlages in Direktabfluss ist, muss vor ihrer Berechnung von den Ganglinien abgetrennt werden:

- „Verlustrate“ des Niederschlages, d. h. der Anteil, der länger im Einzugsgebiet verweilt und nicht zu Direktabfluss wird. Die Verluste sind zu Anfang des Ereignisses erhöht. Sie hängen von der Sättigung und Infiltrationskapazität des Bodens ab. Die vereinfachende Annahme, dass der abflusswirksame Anteil in jedem Zeitintervall proportional zum Gesamtniederschlag ist, zeigt jedoch meist befriedigende Ergebnisse. Der Proportionalitätsfaktor  $a$ , genannt Abflussverhältnis (früher: Abflussbeiwert  $\psi$ ), ist der Quotient aus Abflusshöhe und Niederschlagshöhe  $a = hQ/hN$ .
- „Basisabfluss“, bestehend aus Zwischenabfluss und Grundwasserabfluss, da es nur um den Direktabfluss geht. Die Abtrennung kann durch ein Polynom 3. Grades (spline) zwischen einem Endpunkt erfolgen (Bild 9-2). Näherungsweise hat sich die Annahme konstanten Basisabflusses bis unter den Abflussscheitel und danach lineare Zunahme bis zum Endpunkt bewährt.

Die Einheitsganglinie könnte nun direkt durch schrittweise Auflösung des Gleichungssystems (Gl. 9.1) nach den Unbekannten  $hi$  aus gegebenen Werten  $Qi$  (Direktabfluss) und Effektivniederschlag  $hN,i$  berechnet werden. Hierbei führen jedoch oft schon kleine Datenungenauigkeiten und Abweichungen des Systems von den Grundannahmen der Linearität und Zeitinvarianz zu einer Fehlerfortpflanzung, die sich in Oszillationen, einer Zickzackform der berechneten Ganglinie, äußert.

Es empfiehlt sich Fehlerausgleich durch die Bestimmung der Einheitsganglinie nach dem Verfahren der kleinsten Fehlerquadratsumme.

In dem o. g. Gleichungssystem (Gl. 9.1) ist die Anzahl der Gleichungen  $n$  (= Anzahl der Abflusswerte) größer als die gesuchte Anzahl der Werte der Systemfunktion  $nh$ . Zwischen diesen Zahlen und der Anzahl der Niederschlagswerte  $m$  besteht die Beziehung:

$$n = m + nh - 1 \quad \text{oder} \quad nh = n - m + 1$$

Es steht also ein überbestimmtes System von  $n$  linearen Gleichungen zur Bestimmung von  $nh$  Unbekannten  $h$  zur Verfügung. Zur Auflösung empfiehlt sich ein Rechnerprogramm. Die Reduktion auf ein bestimmtes System von  $nh$  Gleichungen geschieht nach dem Gaußschen Algorithmus, die Auflösung z. B. nach Gauß-Jordan. Bild 9-2 zeigt das Ergebnis einer Berechnung für ein komplexes Ereignis durch das Fortran-Programm KQUHN des Verfassers.

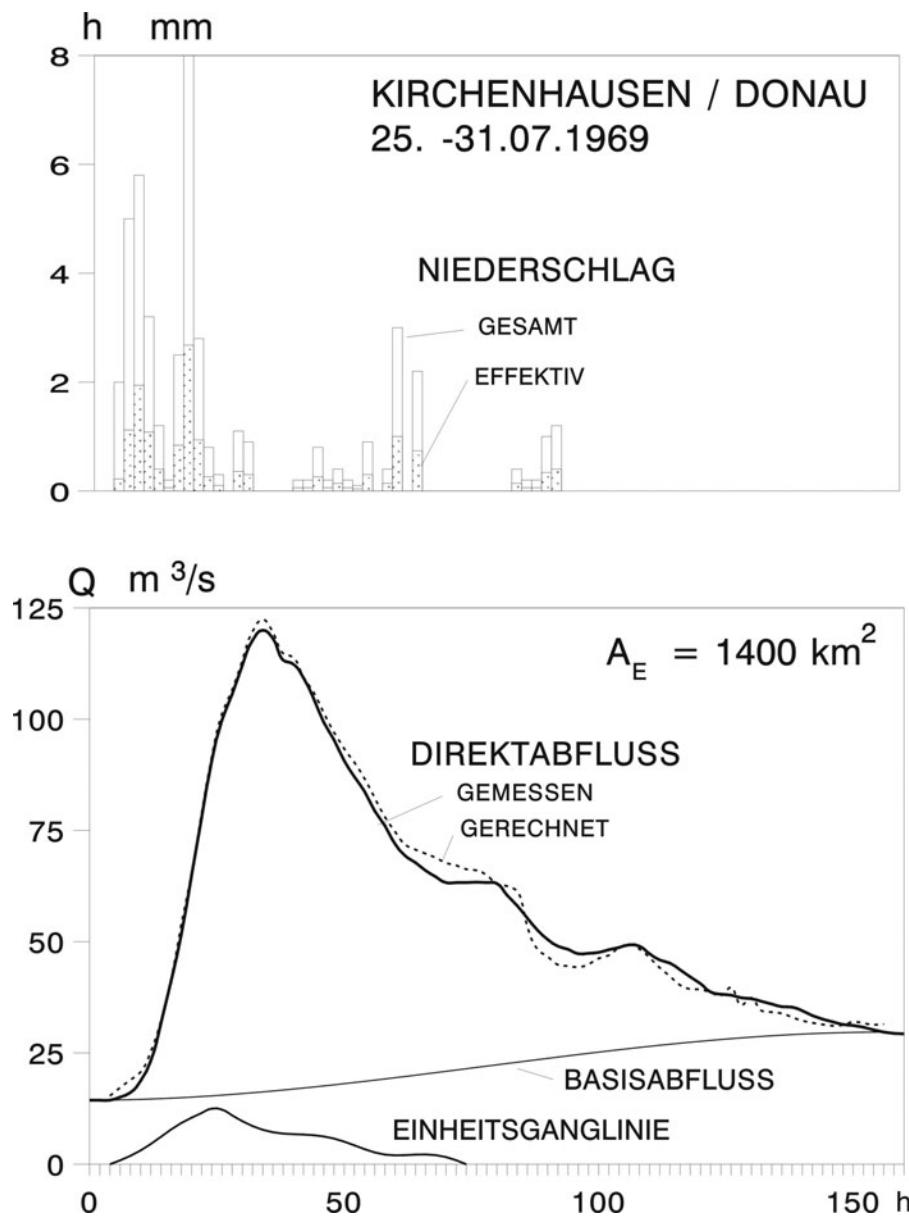


Bild 9-2 Berechnung der Einheitsganglinie aus gemessenem Abfluss und Niederschlag

### 9.4.2 Berechnung der Einheitsganglinie aus einer Hochwasserganglinie nach der Reduktionsmethode (Übung 14)

Lassen sich kurze, eingipflige Hochwasserganglinien finden, von denen anzunehmen ist, dass sie durch einen kurzen Blockregen ausgelöst wurden, so lässt sich nach Abtrennung des Basisabflusses eine Einheitsganglinie durch Reduktion der Direktabflussganglinie auf 1 mm Abflussvolumen einfach bestimmen (Bild 9-3).

Dazu wird das Volumen der Ganglinie des Direktabflusses durch Aufsummierung der Ordinatenwerte in  $\text{m}^3/\text{s}$  und Multiplikation mit dem Zeitschritt  $\Delta t$  in s berechnet. Das Volumen wird durch die Fläche des Einzugsgebietes in  $\text{km}^2$  und durch 1000 dividiert, um die Abflusshöhe in mm zu erhalten. Durch Division der Direktabflusswerte durch die Abflusshöhe ergibt sich die Einheitsganglinie. Ein Zahlenbeispiel ist in Übungsaufgabe 14 gegeben.

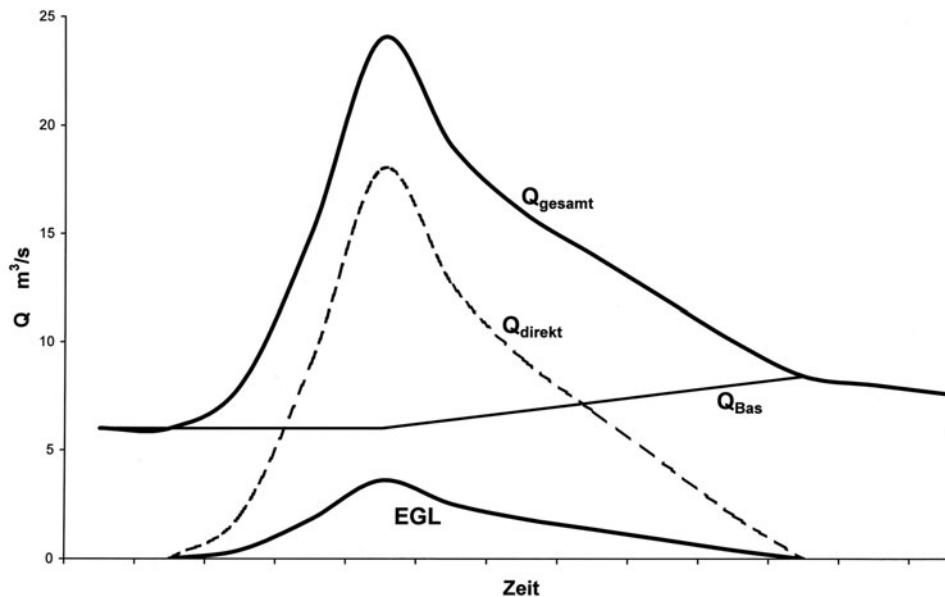


Bild 9-3 Ermittlung einer Einheitsganglinie EGL mit der Reduktionsmethode

### 9.4.3 Berechnung der Einheitsganglinie ohne hydrologische Daten Isochronen-Verfahren, „Synthetische Einheitsganglinien“

Die Zeit, die das Niederschlagswasser, das auf einen Ort eines Einzugsgebietes gefallen ist, benötigt, um am betrachteten Gewässerquerschnitt anzukommen, wird Konzentrationszeit genannt. Nach den hydraulischen Gesetzmäßigkeiten ist die Geschwindigkeit des Abflusses proportional zur Wurzel des Gefälles. Folglich haben die Formeln zur Schätzung der Konzentrationszeit die folgende Form:

$$T_C = a \cdot \left( \frac{L}{\sqrt{I}} \right)^b \text{ in h} \quad (9.4)$$

*L* Fließweg (Länge des Wasserlaufes) in km

*I* Gefälle des Wasserlaufes in m/m

In der Formel von Kirpich [4, 21] wurden die Koeffizienten *a* und *b* für kleine, steile Einzugsgebiete ohne Wald in Tennessee, USA durch Regression zu *a* = 0.07 und *b* = 0.77 ermittelt.

Während sich der Exponent *b* für unterschiedliche hydrologische Verhältnisse als relativ stabil erwies, hängt der Faktor *a* von der Rauheit der Oberflächen und der Regenintensität ab. Unter durchschnittlichen Verhältnissen in Mitteleuropa (Vegetation, Speicherung usw.) kann der Faktor leicht zu *a* > 0.2 werden. Bei Anwendung in einem Gebiet sollte der Wert *a* an in der Region gemessenen Hochwasserganglinien kalibriert werden.

Als Arbeitsgleichung kann also folgende Version der Gleichung 9.4 benutzt werden:

$$T_C = a \cdot \left( \frac{L}{\sqrt{I}} \right)^{0.77} \quad (9.5)$$

Die in der Literatur oft anzutreffende Version der Kirpich-Formel mit einem Exponenten von 0.385 steht nicht im Widerspruch dazu, da dort der Klammerausdruck bereits quadriert wird.

Die folgenden Arbeitsschritte führen zur Konstruktion der Isochronen und zur Bestimmung der synthetischen Einheitsganglinie:

Für den Hauptwasserlauf und seine Nebenläufe wird jeweils abschnittsweise die Konzentrationszeit *T<sub>C</sub>* von der Wasserscheide zu verschiedenen Punkten am Wasserlauf, für die Höhen, z. B. aus der topografischen Karte, bekannt sind, berechnet. Danach wird die Längen-Zeiten-Tabelle „umgedreht“, d. h., auf den Gebietsauslass oder Betrachtungspunkt am Gewässer bezogen (*L/T<sub>C</sub>* → *L\*/T<sub>C\*</sub>*). Durch Interpolation werden die Abstände vom Gebietsauslass entsprechend den gewählten Zeitintervallen ermittelt. Die Verbindung der Entfernungsmarken an den Wasserläufen unter Berücksichtigung der Topografie ergibt Linien gleicher Konzentrationszeit, Isochronen. Durch Planimetrieren der dazwischen liegenden Teilflächen erhält man das Fließzeit-Flächen-Diagramm. Dieses entspricht einer Einheitsganglinie, wenn die Flächenwerte in km<sup>2</sup> mit 1000 multipliziert und durch die Anzahl der Sekunden des gewählten Zeitintervalls dividiert werden. Die Speicherung (Auslauflinie) des Einzugsgebietes ist bei dieser Einheitsganglinie oft nicht zufriedenstellend berücksichtigt. Deshalb wird oft ein linearer Einzelspeicher nachgeschaltet.

Das folgende Beispiel zeigt eine Berechnung für einen Wasserlauf. Dabei wurde der Faktor *a* = 0.2 angenommen. In Bild 9-4 ist eine Auswertung für das Einzugsgebiet des Petit Balé in Burkina Faso, Westafrika, dargestellt [28].

Beispiel: Berechnung zur Konstruktion von Linien gleicher Konzentrationszeit (Isochronen)  
 $a = 0.2$

Station	Höhe m	L km	I m/m	Tc h	Tc* h	L* km
		von der Wasserscheide aus			vom Gebietsauslass	
1 Wasserscheide	288	0		0		17.0
2	280	1.1	0.00727	1.4	15.6	15.9
3	270	2.5	0.00720	2.7	14.2	14.5
4	260	4.4	0.00636	4.4	12.9	13.6
5	250	6.8	0.00559	6.4	11.2	10.2
6	240	9.7	0.00495	8.9	9.2	7.3
7	230	13.0	0.00446	11.6	6.7	4.0
8	228	17.0	0.00353	15.6	4.0	0

Durch Interpolation werden die Abstände am Gewässer vom Pegel in diesem Fall für Zeitintervalle  $\Delta Tc^* = 2$  h ermittelt:

Tc* in h	0	2	4	6	8	10	12	14
L* in km	0	2	4	6.44	8.8	11.6	14	15.8

Bei sehr kleinen Einzugsgebieten kann auf eine Einteilung in Isochronenflächen verzichtet werden. In Bild 9-5 ist ein gemessenes Niederschlag-Abflussereignis in einem kleinen, steilen algerischen Einzugsgebiet im Flussgebiet des Oued Mina, Algerien, dargestellt.

Theoretisch erreicht der Abfluss von einem Einzugsgebiet bei Berechnung mit gleich bleibender Intensität sein Maximum nach Ablauf der Konzentrationszeit  $T_{Cmax}$  für den weitest entfernten Punkt, da dann das gesamte Gebiet zum Abfluss beiträgt.

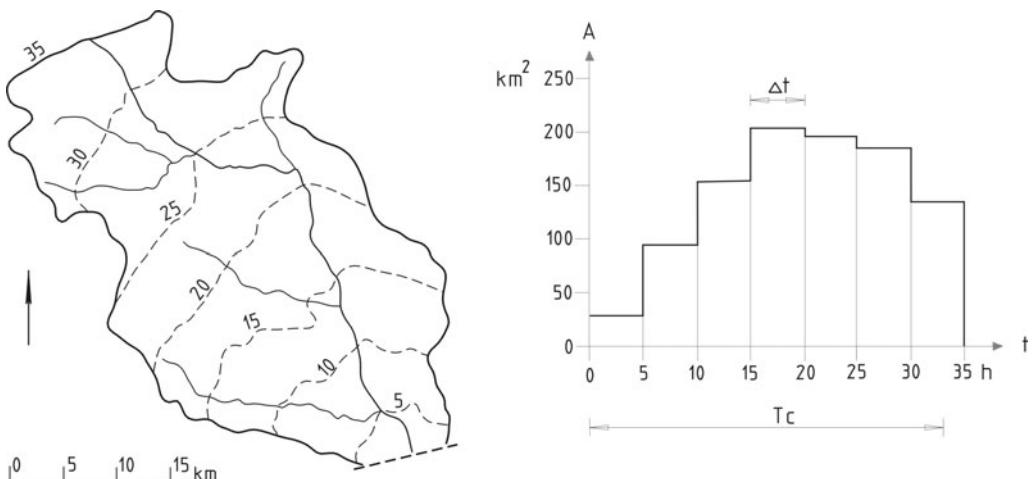
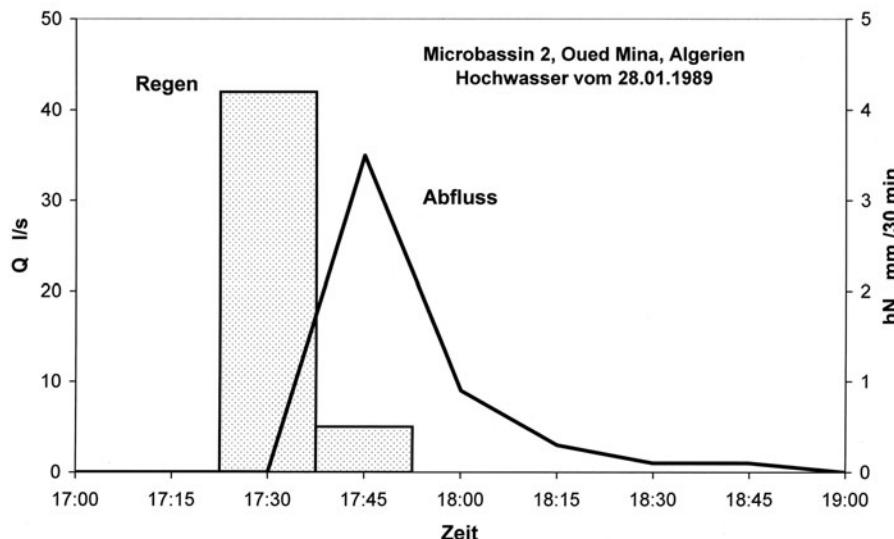


Bild 9-4 Isochronen in einem Einzugsgebiet und Fließzeit-Flächen-Diagramm

In erster Näherung kann daher  $T_{cmax}$  als die Anstiegszeit  $T_p$  einer Hochwasserwelle interpretiert werden. Ebenfalls ergibt sich daraus, dass die für den Spitzenabfluss maßgebliche Dauer  $D$  hoher Niederschlagsintensität gleich der Anstiegszeit ist ( $T_c = T_p = D$ ). Die Basiszeit  $T_b$  oder Dauer der Hochwasserganglinie kann aus typischen beobachteten Ereignissen des Gewässers oder der Region abgeschätzt werden. Unter Annahme einer Dreiecksform des Hydrogramms kann dann der Scheitelabfluss  $Q_p$  aus der Geometrie bestimmt werden (s. folgendes Beispiel).



**Bild 9-5** Niederschlag und Abfluss in einem kleinen Einzugsgebiet, Algerien

Beispiel (s. auch Übung 15):

Für das kleine Einzugsgebiet (Bild 9-5) wurden die folgenden Parameter ermittelt:

Fläche des Einzugsgebietes	$A_E = 0.448 \text{ km}^2$
50-jährliche Tagesniederschlagshöhe	$hN = 80 \text{ mm}$ , Abflussanteil $a = 40 \%$
Länge des Gewässerbettes (Ravine)	$L = 1.150 \text{ km}$ (Wasserscheide bis Kontrollpunkt)
Gesamthöhenunterschied	$\Delta h = 157 \text{ m}$
Gefälle	$I = \Delta h/L = 0.136$

$$\text{Konzentrationszeit nach Gl. 9.5} \quad T_C = 0.07 \cdot \left( \frac{1.15}{\sqrt{0.136}} \right)^{0.77} = 0.168h = 10 \text{ min}$$

Das gemessene Ereignis bestätigt die erhaltene Größenordnung  $T_c \approx T_p$ . Näherungsweise kann in diesem Fall eine Basiszeit der dreieckförmigen Ganglinie von  $T_b \approx 3 T_p \approx 3 T_c$  angesetzt werden (Bild 9-4).

Kritische Niederschlagsdauer  $D = T_c$ , Gl. 9.5, 2:  $hN(D)_T = 0.39 \cdot 0.168^{0.333} \cdot 80 = 17 \text{ mm}$ . Der Spitzenabfluss einer Dreieckswelle ergibt sich daraus zu:

$$Q_{pT} = 2 \cdot A_E \cdot hN(D)_T \cdot a/Tb = 2 \cdot A_E \cdot hN(D)_T \cdot a/(3 Tc)$$

$$Q_{p50} = 2 \cdot 0.448 \cdot 1000 \cdot 17 \cdot 0.4/(3 \cdot 3600 \cdot 0.168) = 3.4 \text{ m}^3/\text{s}$$

Für weitere Möglichkeiten der Bestimmung von Einheitsganglinien aus regionalen Kennwerten ohne Verfügbarkeit von Abflussdaten wird auf die umfangreiche Literatur hingewiesen [3, 4, 10, 11, 20, 21, 27]. Besondere Bedeutung haben hier die Systemfunktionen der linearen Speicherkaskade (Kap.8.3) und der doppelten parallelen Speicherkaskade [3, 20, 27].

#### 9.4.4 Änderung der Bezugsdauer einer Einheitsganglinie, S-Kurven-Verfahren

Die Einheitsganglinie ist die Systemantwort eines Einzugsgebietes auf einen abflusswirksamen Niederschlag von 1 mm in einem Zeitintervall  $\Delta t$ . Die Form der Einheitsganglinie hängt daher von der Bezugsdauer  $\Delta t$  ab. Um die Dauer zu verlängern, z. B. von 1 auf 2 h, genügt es, zwei EGL um eine Stunde versetzt zu überlagern und das Ergebnis durch 2 zu dividieren. Es wird also die Faltung angewandt (Gl. 9.1, 9.2), wobei die Niederschlagsdauer gleich der gewünschten neuen Basisdauer ist und die Höhe 1 mm sich auf die Niederschlagsintervalle verteilt. Um die Dauer zu verkleinern, kann ebenfalls das Gleichungssystem 9.1 sinngemäß angewandt werden. Die Werte  $Q_i$  sind nun die Werte der Ausgangseinheitsganglinie. Die EGL kürzerer Dauer ist durch die schrittweise zu berechnenden Werten  $h_i$  gegeben.

Eine vergleichbare Methode ist das S-Kurven-Verfahren [4,21]. Die S-Kurve ist die Abflussganglinie, die sich bei gleichbleibender Niederschlagsintensität von 1 mm/t einstellt und durch Faltung mit der EGL erhalten wird. Wenn das gesamte Einzugsgebiet zum Abfluss beiträgt,

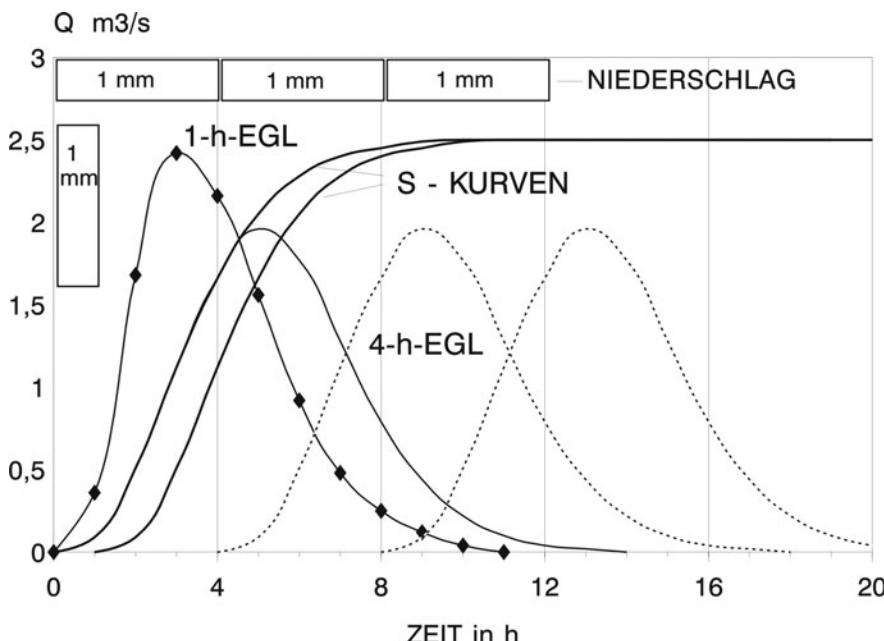


Bild 9-6 Umformung von Einheitsganglinien durch das S-Kurven-Verfahren

nimmt dieser einen konstanten Wert an. In Bild 9-6 sind EGL und S-Kurve für  $\Delta t_1 = 4$  h dargestellt. Bei Verschiebung der S-Kurve um das gewünschte kleinere Intervall, z. B.  $\Delta t_2 = 1$  h, ist die Differenz beider S-Kurven die gesuchte Systemantwort für  $\Delta t_2/\Delta t_1 \cdot 1$  mm Niederschlag. Multipliziert mit  $\Delta t_1/\Delta t_2$ , im Beispiel also mit 4, ergibt sich die gesuchte Einheitsganglinie kürzerer Bezugsdauer.

## 9.5 Intensität des Bemessungsniederschlags

In den meisten Messstationen wird der Niederschlag einmal am Tage, meist um 7 oder 7.30 Uhr morgens gemessen. Die Wahrscheinlichkeitsanalysen maximaler Niederschläge werden daher für jährliche Tagesmaxima durchgeführt.

Für die Berechnung des Hochwasserabflusses aus dem Bemessungsniederschlag werden auch die wahrscheinlichen Maxima des Niederschlages für kürzere Zeitdauern, z. B. 1 h, benötigt.

Durch statistische Auswertung von Regenschreiberaufzeichnungen wurden für viele Stationen die Beziehungen zwischen Eintrittswahrscheinlichkeit, Niederschlagsdauer und Niederschlagshöhe ermittelt. Für Westdeutschland hat der Deutsche Wetterdienst die Schrift „Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland“, DWD 1990, erarbeitet. Tabelle 9.1

**Tabelle 9-1** Niederschlagshöhen  $hN$  in mm in Abhängigkeit von der Niederschlagsdauer  $D$  und dem Wiederkehrintervall  $T$  für die Station Lüneburg, Deutscher Wetterdienst, 1990  
 $hN(D, T) = u(D) + w(D) \cdot \ln T$  mm,  
Niederschlagsspende:  $RN(D, T) = F(D) \cdot hN(D, T)$

$T$ in a	0.5	1.0	2.0	5.0	10	20	50	100	$u(D)$	$w(D)$	$F(D)$
$D$	$hN$ mm										
5 min	4.8	5.2	5.7	6.3	6.8	7.2	7.8	8.3	5.2	0.661	33.33
10 min	6.1	7.7	9.2	11.2	12.8	14.3	16.4	17.9	7.7	2.219	16.67
15 min	6.9	9.1	11.3	14.1	16.3	18.5	21.3	23.5	9.1	3.131	11.11
20 min	7.5	10.1	12.7	16.2	18.8	21.4	24.9	27.5	10.1	3.777	8.333
30 min	8.3	11.5	14.8	19.1	22.3	25.6	29.9	33.1	11.5	4.689	5.556
45 min	9.1	13.0	16.8	22.0	25.8	29.7	34.9	38.7	13.0	5.600	3.704
60 min	9.6	14.0	18.3	24.0	28.3	32.7	38.4	42.7	14.0	6.246	2.778
90 min	11.1	15.6	20.1	26.1	30.6	35.1	41.0	45.5	15.6	6.492	1.852
2 h	12.2	16.8	21.4	27.5	32.1	36.7	42.9	47.5	16.8	6.666	1.389
3 h	13.6	18.4	23.2	29.5	34.3	39.1	45.5	50.3	18.4	6.911	0.926
4 h	14.7	19.6	24.5	31.0	35.9	40.8	47.3	52.2	19.6	7.085	0.694
6 h	16.2	21.2	26.3	33.0	38.1	43.2	49.9	55.0	21.2	7.330	0.460
9 h	17.6	22.9	28.1	35.1	40.3	45.6	52.5	57.8	22.9	7.575	0.309
12 h	18.7	24.1	29.4	36.5	41.9	47.3	54.4	59.7	24.1	7.749	0.231
18 h	21.0	26.7	32.3	39.8	45.5	51.1	58.6	64.3	26.7	8.169	0.154
24 h	22.8	28.7	34.6	42.3	48.2	54.1	61.8	67.7	28.7	8.466	0.116
48 h	27.9	34.3	40.6	49.1	55.4	61.8	70.2	76.6	34.3	9.183	0.058
72 h	31.4	38.0	44.7	53.5	60.1	66.8	75.6	82.2	38.0	9.602	0.039

zeigt Ergebnisse für die Station 48434, Lüneburg, des DWD. Die Station hat die Koordinaten  $53^{\circ}16'2''$  N und  $10^{\circ}25'31''$  E mit der Höhe 11m üNN. Ausgewertet wurden Starkniederschläge der Monate Mai-September der Jahre 1951-1980 ohne 1959.

Der vom Deutschen Wetterdienst (DWD) herausgegebene Starkregenkatalog KOSTRA-DWD (**Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen**) [17] enthält Karten und Informationen über die Starkniederschlagshöhen für Deutschland in Abhängigkeit von Dauerstufe und Wiederkehrzeit auf der Basis der Messreihen 1951-2000.

In vielen Regionen und Ländern wurden empirische Formeln zur Umrechnung von Tagesniederschlägen in Niederschlagshöhen kleinerer Zeitdauern entwickelt, z. B.:

1.  $hN(D)_T = 0.51 \cdot D^{0.25} \cdot hN1_T$  Deutschland (Emscher & Ruhr) [14] (9.5)
2.  $hN(D)_T = 0.39 \cdot D^{0.333} \cdot hN1_T$  Matemore, Algerien
3.  $hN(D)_T = 0.35 \cdot D^{0.333} \cdot hN1_T$  Taiwan & Japan

$hN$  Niederschlagshöhe in mm,  $D$  Niederschlagsdauer in h,  $hN1$  max. Tagesniederschlag,  $T$  Wiederkehrintervall in a

Tabelle 9-2 zeigt die den Ansätzen für Dauern  $D$  entsprechenden Prozentanteile der maximalen Tagesniederschlagshöhe. Danach können z. B. in Norddeutschland mehr als 50 % der maximalen Tagesniederschlagshöhe in 1 Stunde fallen (s. auch Tab. 9-1). Der 24-Stunden-Niederschlag ist höher als der Tagesniederschlag. Dieses erklärt sich daraus, dass die Tageswerte immer für das Zeitintervall von 7:30 bis 7:30 Uhr ermittelt werden, das nicht unbedingt das Maximum von 24 Stunden enthält.

**Tabelle 9-2** Maximale Niederschlagshöhen für die Dauer  $D$  in % des max. Tagesniederschlages (Gl. 9.5)

$D$ in h	Formel 1	Formel 2	Formel 3
	% der Tagesniederschlagshöhe		
24	113	112	101
12	95	89	80
6	80	71	64
3	67	56	50
1	51	39	35
0.5	42	31	28
0.35	36	26	23
0.167	33	21	19

## 9.6 Monatswerte des Abflusses aus Niederschlagsdaten

Niederschlag-Abfluss-Modelle werden auch zur Generierung von Zeitreihen des Wasserdarabtes genutzt [10, 11, 21, 24]. Im Folgenden wird ein einfaches autoregressives Modell für Monatswerte beschrieben. Der mittlere Abfluss in einem Monat  $i$  setzt sich zusammen aus einem Teil  $c$  des Niederschlages dieses Monats, der grob dem Direktabfluss entspricht und aus Anteilen der Niederschläge vorangegangener Monate, die als Trockenwetterabfluss den Speicher Einzugsgebiet verlassen. Der Trockenwetterabfluss des Monats  $i$  kann als ein konstanter Anteil  $b$  des Abflusses des Vormonats  $i-1$  angenommen werden (vergl. 8.1 Linearer Speicher).

Als einfachstes Modell zur Übertragung von Niederschlag in Abfluss folgt daraus:

$$hQ_i = c \cdot hP_i + b \cdot hQ_{i-1} \quad (9.6)$$

Tatsächlich ist zumindest  $c$  keine Konstante, da der Anteil des zum Abfluss gelangenden Niederschlages (Abflussverhältnis) jahreszeitlich mit der Evapotranspiration stark schwankt, was in einem weiteren Modellschritt, z. B. einer Sinusfunktion, berücksichtigt werden könnte. Für gegebene Zeitreihen des Abflusses und Gebietsniederschlages können durch das Verfahren der linearen Mehrfachregression die beiden Koeffizienten  $a$  und  $b$  bestimmt werden.

Der in Gl. 9.6 gegebene Regressionsansatz entspricht dem Modell des linearen Speichers (Abschnitt 8.1, Gl. 8.5). Gleichung 9.6 erhält dann die Form:

$$hQ_i = (a \cdot hN_i + (k - 0.5 \Delta t) \cdot hQ_{i-1}) / (k + 0.5 \Delta t) \quad (9.7)$$

mit:

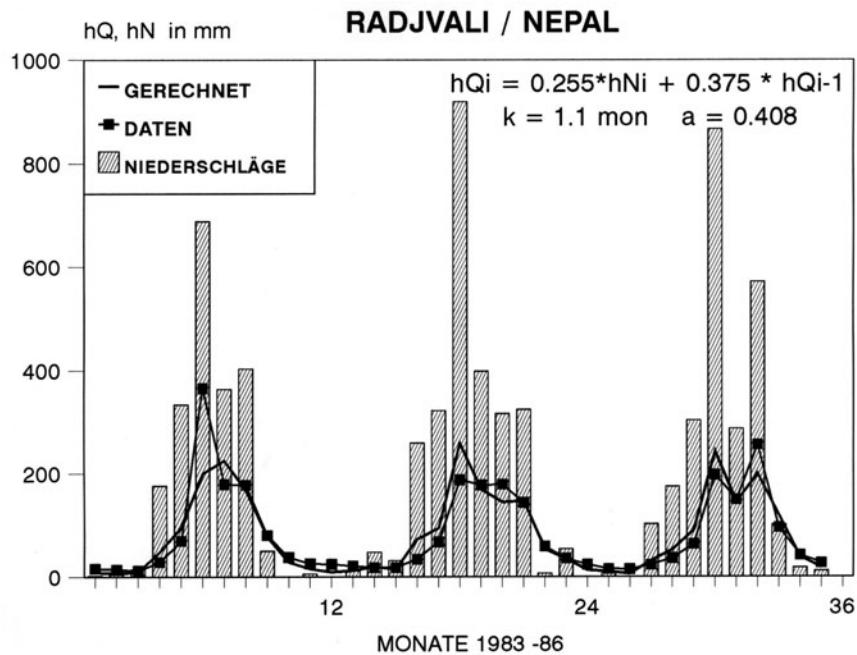
- $hQ_i$  mittlere Abflusshöhe im Monat  $i$  in mm
- $hQ_{i-1}$  mittlere Abflusshöhe des Vormonats ( $i-1$ )
- $hN_i$  Niederschlagshöhe des Monats  $i$  in mm
- $a$  Abflussanteil des Niederschlages (Abflussverhältnis)
- $\Delta t$  Zeitschritt, hier 1 Monat
- $k$  Retentions- oder Speicherkonstante in Monaten

Beispiel: Die Gleichungen wurden auf Monatswerte des Gebietsniederschlages im Einzugsgebiet des Radjwali in Nepal von 1983 bis 1986 angewandt. Der mittlere Abflussanteil ergab sich zu  $a = 0.408$ , die Retentionskonstante zu  $k = 1.1$  Monate. Gleichung 9.7 wird für diesen Fall:

$$hQ_i = (0.408 \cdot hP_i + 0.6 \cdot hQ_{i-1}) / 1.6 \quad \text{oder}$$

$$hQ_i = 0.255 \cdot hP_i + 0.375 \cdot hQ_{i-1}$$

Die Koeffizienten in der zweiten Gleichung lassen sich aus Niederschlags- und Abflusshöhen auch mit einer Zweifachregression ermitteln. Bild 9-7 zeigt die Ergebnisse einer Berechnung. Zum Vergleich sind die gemessenen Abflüsse ebenfalls abgebildet.



**Bild 9-7** Bestimmung monatlicher Abflusshöhen aus Niederschlag

## 10 Hydrologische Verfahren zur Ermittlung der Grundwasserneubildung

Der oberflächennahe Grundwasserspeicher, der am Wasserkreislauf teilnimmt, ist für die Natur und die Wasserwirtschaft von besonderer Bedeutung. Der größte Teil (rund 80 %) des Wassers in unseren Flüssen entstammt diesem Speicher aus dem es durch die Ufer und die Sohle in das Gewässer austritt (exfiltriert). In niederschlagsarmen Zeitabschnitten geht der Direktabfluss gegen Null, sodass aus der Größe der Trockenwetter- und Niedrigwasserabflüsse und ihrer Auslaufcharakteristik auf das gespeicherte Volumen und die Neubildung des Grundwassers geschlossen werden kann. Hierbei kommen zwei verschiedene Verfahrensweisen zur Anwendung:

- a. Berechnung aus monatlichen Niedrigwasserabflüssen
- b. Berechnung durch Abtrennung des grundwasserbürtigen Basisabflusses

Die für die Untersuchungen erforderlichen Abflusswerte aus Zeitspannen von möglichst vielen Jahren können, ebenso wie die Flächengrößen der Einzugsgebiete, den gewässerkundlichen Jahrbüchern entnommen werden. Gebiete mit Talsperren und größeren Wasserentnahmen oder -zuführungen müssen ausgenommen werden, da diese Eingriffe die Abflüsse im Niedrigwasserbereich besonders beeinflussen.

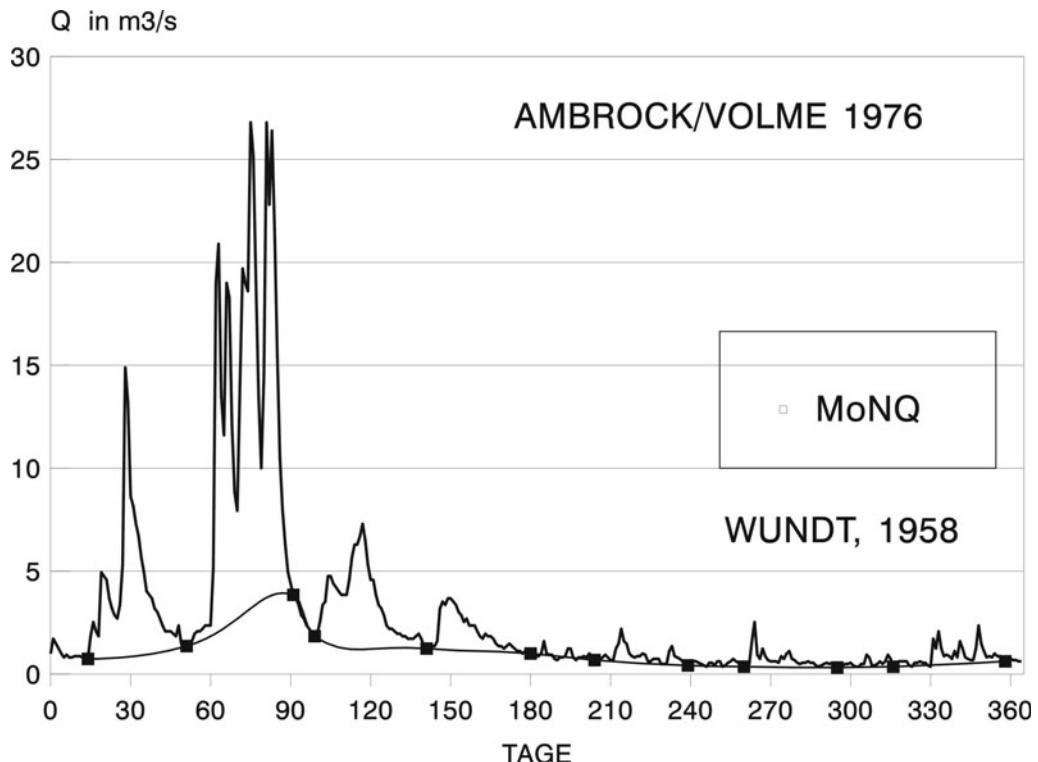
### 10.1 Ermittlung aus monatlichen Niedrigwasserabflüssen

Diese Verfahren gehen davon aus, dass der niedrigste Abfluss jedes Monats kaum Direktabfluss, also oberflächennahen Abfluss von Niederschlagswasser enthält, sondern grundwasser gespeister Trockenwetterabfluss ist.

Wundt [36], bestimmt daher den mittleren Grundwasserabfluss als den Mittelwert der monatlichen Abflussminima MoNQ. Am Beispiel der Ganglinie mittlerer täglicher Abflüsse im Jahr 1976 am Pegel Ambrock/Volme zeigt Bild 10-1 den Gang der monatlichen Minima.

Die Grundwasserneubildung muss nach der Kontinuitätsbedingung im Mittel gleich dem grundwasserbürtigen Abfluss sein, wenn Verluste durch Entnahmen, Aufstieg und Evapotranspiration vernachlässigt werden können.

Besonders im Winterhalbjahr und in niederschlagsreichen Zeitabschnitten könnten auch in den MoNQ-Werten Direktabflussanteile enthalten sein. Zur Abtrennung dieser Abflussanteile vom Grundwasserabfluss ordnet Kille, 1970 [16], die MoNQ-Werte des Zeitraumes in Form einer Dauerlinie der Größe nach. Eine an den unteren Teil dieser Dauerlinie angepasste Gerade gibt mit ihrem Medianwert den Grundwasserabfluss MoMNQr nach Kille an. Dabei wird unterstellt, dass das systematische Abweichen des oberen Abschnittes der Dauerlinie von der Geraden durch Direktabflussanteile im Niedrigwasserabfluss verursacht wurde.

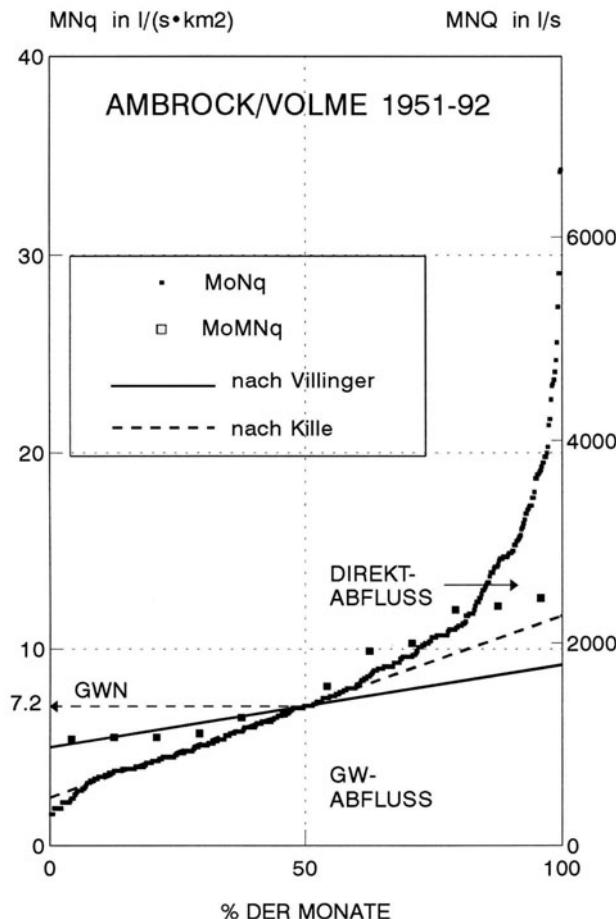


**Bild 10-1** Ermittlung des grundwasserbürtigen Abflusses entsprechend MoNQ-Linie

Bei dem vereinfachten Verfahren MoMNQr12 nach Villinger werden die 12 mittleren Monatswerte der Niedrigwasserabflüsse für den Untersuchungszeitraum gebildet, bzw. den Jahrbüchern entnommen. Für diese 12 Werte wird die Auswertung wie bei Kille durchgeführt. Eine Ausgleichsgerade an den unteren Teil dieser Dauerlinie wird als Trennlinie zwischen dem Direktabflussanteil (darüber) und dem grundwasserbürtigen Abfluss (darunter) interpretiert. Der Medianwert (50 % -Wert) der Gerade entspricht folglich dem Mittelwert des Grundwasserabflusses und somit auch der Grundwassererneubildung im Einzugsgebiet. Bild 10-2 zeigt die Anwendung der beiden Verfahren auf die Zeitreihe des Pegels Ambrock.

Bei der Auswertung von Einzeljahren sind die Verfahren und Ergebnisse nach Kille und Villinger identisch. Bei der Gleichsetzung von grundwasserbürtigem Abfluss und Grundwassererneubildung für einzelne Jahre oder andere kürzere Zeitabschnitte muss berücksichtigt werden, dass es zwischen beiden Vorgängen eine Phasenverschiebung gibt.

Die Anlegung der Geraden an die unteren Abschnitte der Dauerlinien wird in den Verfahren von Kille und Villinger nach Augenmaß und manuell durchgeführt. Das Ergebnis ist deshalb durch die Betrachtungsweise des Bearbeiters beeinflusst. Zur Objektivierung der Verfahren wird empfohlen, stattdessen den 50-%-Wert (Median) der Dauerlinie zu verwenden.



**Bild 10-2** Bestimmung des grundwasserbürtigen Abflusses nach Kille und Villinger

## 10.2 Ermittlung aus dem Basis- oder Trockenwetterabfluss

Durch die Analyse von Trockenwetterganglinien kann auf die Rückgangscharakteristik und die Beziehung zwischen Volumen und Ausfluss des flachen Grundwasserspeichers geschlossen werden (Abs. 8.1, 8.3). Hierdurch wird eine Abtrennung des grundwasserbürtigen Basisabflusses von Zeitreihen des Gesamtabflusses möglich. Die Bestimmung des Basisabflusses erfolgt meist rückwärts gegen die Zeitrichtung durch Anlegen berechneter Rückgangslinien als untere Umhüllende an die Ganglinie des Gesamtabflusses. Bei Annahme eines linearen Grundwasserspeichers ergibt sich die Rückgangslinie gegen die Zeitrichtung durch Umwandlung von Gleichung 8.6 zu:

$$Q_{t-\Delta t} = Q_t / \exp(-\Delta t / k) \quad (10.2)$$

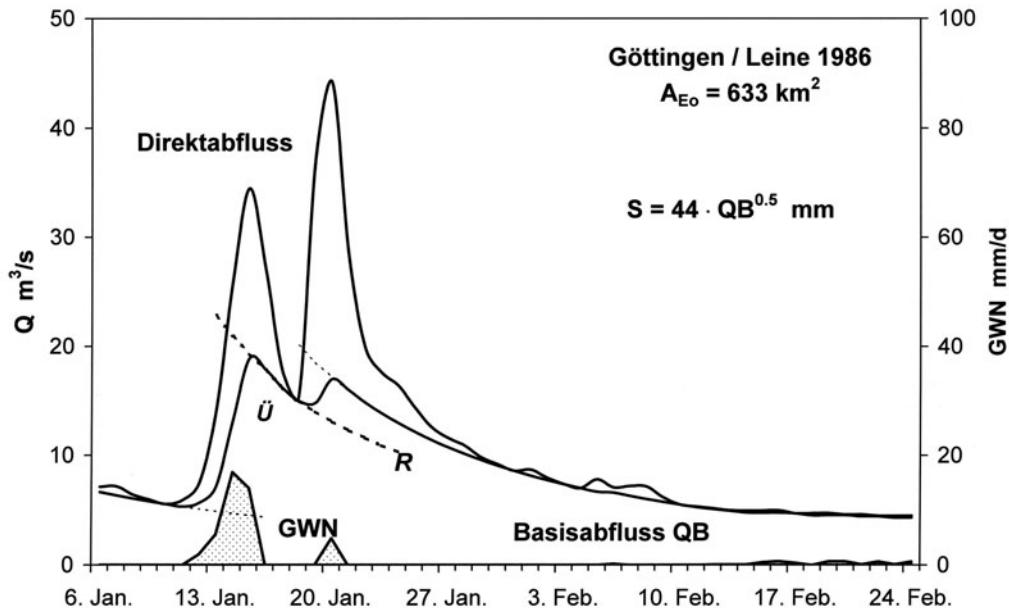
Für den nichtlinearen Speicher wird aus Gleichung 8.9 abgeleitet:

$$Q_{t-\Delta t} = \left( Q_t^{b-1} + \frac{\Delta t(b-1)}{ab} \right)^{\frac{1}{b-1}} \quad (10.3)$$

Bei jeder Neubildungsphase, die meist zeitgleich mit Direktabfluss ist, beginnt die Rückgangslinie erneut am nächsten Tiefpunkt. Übergangskurven verbinden zu einer kontinuierlichen Separationslinie. Jeder der Werte einer Übergangskurve entspricht dabei dem berechneten Rückgang, ausgehend von dem vorhergehenden Wert des Gesamtabflusses. Die Grundwasserneubildung  $GWN$  als Speicherzufluss ergibt sich in jedem Zeitintervall  $i$  als Summe der Veränderung des Speicherinhalts und des abgeflossenen Basisabflussvolumens zu:

$$GWN_i = S_i - S_{i-1} + \int_{i-1}^i Q dt \quad (10.4)$$

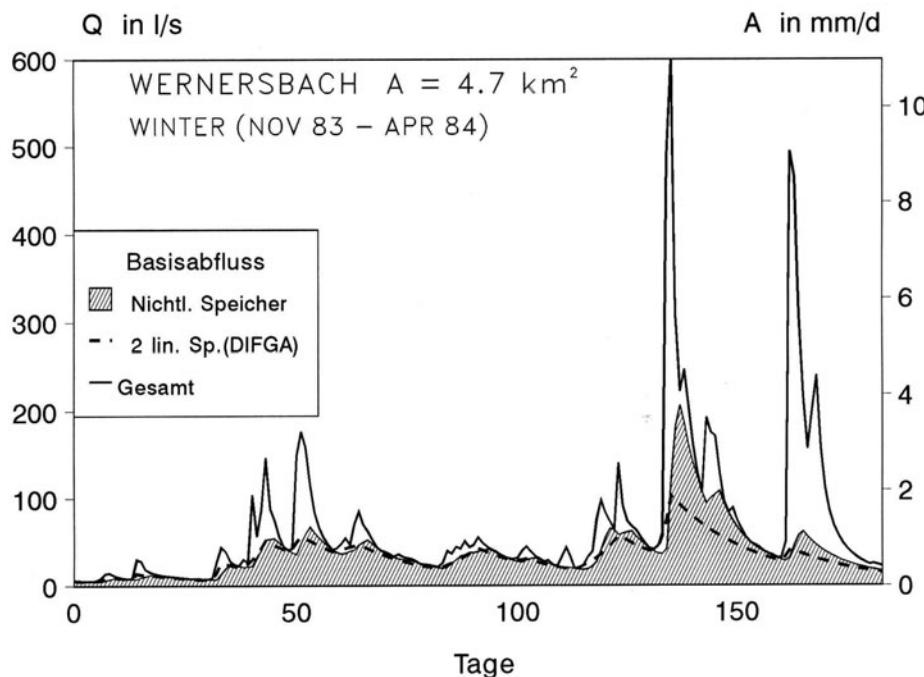
Hierin ist  $S = a \cdot Q^b$  der nach Gleichung 8.8 berechnete Speicherinhalt und  $\int Q dt$  das Volumen des Basisabflusses in dem Zeitintervall. Andere Abgänge aus dem Grundwasser, z. B. durch Verdunstung und Entnahmen [31, 32] müssen hier ggf. berücksichtigt werden.



**Bild 10-3** Abtrennung des grundwasserbürtigen Basisabflusses vom Gesamtabfluss und Grundwasserneubildung,  $R$  Rückgangskurven,  $\ddot{U}$  Übergangskurven [30].

Die bessere Anpassung der Funktion des nichtlinearen Speichers erzielt eine engere Anlehnung des Basisabflusses an die Gesamtganglinie als bei klassischen Verfahren [16, 22, 36] oder bei der Abtrennung durch lineare Speicheransätze [3, 12] und ergibt damit höhere Werte der Grundwasserneubildung. Dieses entspricht der relativ schnellen Reaktion des Basisabflus-

ses nach einem Niederschlagsereignis, die nicht auf einem entsprechend schnellen „lateralen“ Durchfluss durch den Grundwasserspeicher beruht, sondern auf dem hydraulischen Prozess der Vergrößerung der Druckhöhe des Speichers, der aus einem System miteinander kommunizierender Kluft- oder Porenräume besteht. Das hinzusickernde „neue“ Niederschlagswasser führt damit zu einem verstärkten Abfluss „alten“ Wassers aus der gesättigten Zone. Der Grundwasseranteil im Abfluss eines durchschnittlichen Flusses liegt in der Größenordnung von 80 %. Die Ermittlung der Grundwasserneubildung aus dem Basisabfluss wird auch als inverse Methode bezeichnet, da sie aus dem Ausfluss des Grundwasserspeichers auf seinen Zufluss schließt. Sie ist, bei angemessener Wahl des Speicheransatzes, ein physikalisch begründetes Wasserbilanzmodell für diesen Teilprozess. Bild 10-3 zeigt zum Vergleich die Abtrennung des Basisabflusses mit dem nichtlinearen Speicheransatz [30], Programm BNL und dem Ansatz zweier paralleler Linearspeicher DIFGA [3,26].



**Bild 10-4** Abtrennung des Basisabflusses nach zwei Methoden, Wernersbach bei Dresden



## 11 Feststofftransport, Erosion und Sedimentation

Wasser in fast jeder Erscheinungsform enthält und transportiert neben gelösten Stoffen, wie Salzen, auch ungelöste Stoffe. Bereits der Niederschlag bringt Stäube aus der durchfallenen Luftschicht (fallout) mit sich. Für die Oberflächengewässer teilt DIN 4049 die Feststoffe nach der Transportart in Schwimmstoffe, Schwebstoffe und Geschiebe ein.

Schwimmstoffe können aus natürlichen Stoffen (z. B. Holz) oder aus Zivilisationsrückständen (z. B. Flaschen) mit einer kleineren Dichte als der des Wassers bestehen.

Schwebstoffe sind Feststoffteilchen, die durch Turbulenz und Strömungsvorgänge des Wassers in Schweben, d. h. zwischen Sohle und Oberfläche des Gewässers gehalten werden.

Geschiebe besteht aus Partikeln, die aufgrund ihrer Größe nicht mehr in Schweben gehalten, sondern auf der Gewässersohle transportiert werden.

Schwebstoffe und Geschiebe bestehen im Wesentlichen aus Bodenmaterial (Sand, Kies, Steine). Mit zunehmender Turbulenz und Fließgeschwindigkeit werden Körner zunehmender Größe und Dichte in Schweben gebracht, bei nachlassender Geschwindigkeit sinken sie wieder herab. Näherungsweise können diese Zusammenhänge über die Froude-Zahl des Kornes beschrieben werden:

$$Fr_* = v / \sqrt{g \cdot d_*} \quad (11.1)$$

$v$  Fließgeschwindigkeit in m/s,  $d$  Korndurchmesser in m,  $g$  Erdbeschleunigung in m/s<sup>2</sup>

Untersuchungen von Kresser in [6] ergaben, dass ein Korn bei  $Fr^* > 19$  schwebt und bei  $Fr^* < 19$  absinkt. Hieraus ergibt sich der Grenzkorndurchmesser zu  $dgr = v^2/3540$  und die Grenzgeschwindigkeit zu  $vgr = 59.5 \sqrt{d}$ .

Die Ablösung und der Transport von Bodenpartikeln durch Wasser (und auch durch Wind) wird als Erosion bezeichnet. Dieser Vorgang beginnt schon mit dem Aufschlag eines Regentropfens und der Verspritzung von Bodenteilchen. Am oberen Abschnitt eines Hanges wird entsprechend der Abflussform Flächenerosion vorherrschen. Weiter nach unten kommt zunehmend Rillen- und Rinnenerosion zum Tragen. Bei Gewässerbetten wird zwischen Sohlen- und Ufererosion unterschieden.

Sedimentation ist der Vorgang der Ablagerung transportierter Feststoffe. Größere Sedimentablagerungen z. B. an Hangfüßen werden als Kolluvium bezeichnet. In Gewässern machen sie sich als „Verlandungen“ oder „Versandungen“ bemerkbar.

Erosion und Sedimentation sind natürliche Vorgänge, ohne die z. B. keine Flüsse und keine fruchtbaren Flussebenen entstanden wären. Sie stehen jedoch oft den Nutzungsinteressen entgegen. Eingriffe des Menschen an Landflächen und Gewässern stören jedoch leicht das Gleichgewicht der Prozesse. Beispiele nachteiliger Veränderungen sind der Verlust fruchtbarer Böden, die Eintiefung von Flussbetten und die Verlandung von Stauanlagen. Entsprechende Planungen müssen daher den Feststofftransport berücksichtigen.

In den meisten Fließgewässern der Welt stellen die Schwebstoffe den Hauptanteil der transportierten Feststoffe (80–90 %), während der Geschiebetrieb nur bei großen Geschwindigkeiten und entsprechendem Material einen wesentlichen Anteil erreicht (Gebirgsbäche). Schwebstoffmessungen sollten kontinuierlich (z. B. täglich) und insbesondere auch bei Hochwasser

erfolgen. Hierzu werden repräsentative Wasserproben entnommen und durch Filtrierung und Trocknung der Schwebstoffgehalt bestimmt [5, 6, 7]. Der Schwebstoffgehalt in natürlichen Flüssen ist noch größeren Schwankungen unterworfen als der Abfluss. Ein größerer Teil wird durch Starkregen und Hochwasserabflüsse innerhalb weniger Tage des Jahres transportiert. Beim Ansteigen des Hochwassers ist dabei ein höherer Schwebstoffgehalt festzustellen als beim Ablauen, weil das verfügbare Feinmaterial zunehmend hinweggewaschen wird. Aus diesen Gründen ist es kaum möglich, direkte Beziehungen zwischen Abfluss  $Q$  in  $\text{m}^3/\text{s}$  und Schwebstoffgehalt  $CS$  in  $\text{g}/\text{m}^3$  oder Schwebstofffracht  $m_s$  in  $\text{t}/\text{s}$  für Einzelbeobachtungen oder kürzere Zeitschritte herzustellen, jedoch gelingt dieses meist für mittlere Monatswerte mehrjähriger Aufzeichnungen [8]. Durch eine Regressionsbeziehung der Form  $ms = a Q^b$  lassen sich die Frachten bestimmen und statistisch analysieren.

Während in Gebieten mit feinen Böden, wenig Vegetation und jahreszeitlichen Starkregen (z. B. Nordafrika) mit mittleren Schwebstoffgehalten von einigen  $\text{kg}/\text{m}^3$  gerechnet werden kann, spielt der Schwebstofftransport in den norddeutschen Flüssen mit Gehalten um  $25 \text{ g}/\text{m}^3$  eine untergeordnete Rolle. Bodenerosion in großen landwirtschaftlichen Beständen (Mais) oder Sedimentation (Ilmenau zwischen den Staustufen in der Stadt Uelzen) können trotzdem zu lokalen Problemstellungen werden.

Für die Bestimmung des Feststofftransports wurden empirische und halbempirische Formeln entwickelt. Für die Bodenerosion wird auf die regressiven Ansätze vom Typ der Universal Soil Loss Equation (USLE) von Wischmeier [7] hingewiesen. Die Verfahren für Fließgewässer sind in DVWK [6] aufgeführt. Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der einzelnen Verfahren und zu gemessenen Daten können jedoch ganz erheblich (mehrere 100 %) sein. Auf die Auswertung von Naturmessungen sollte daher nicht verzichtet werden.

---

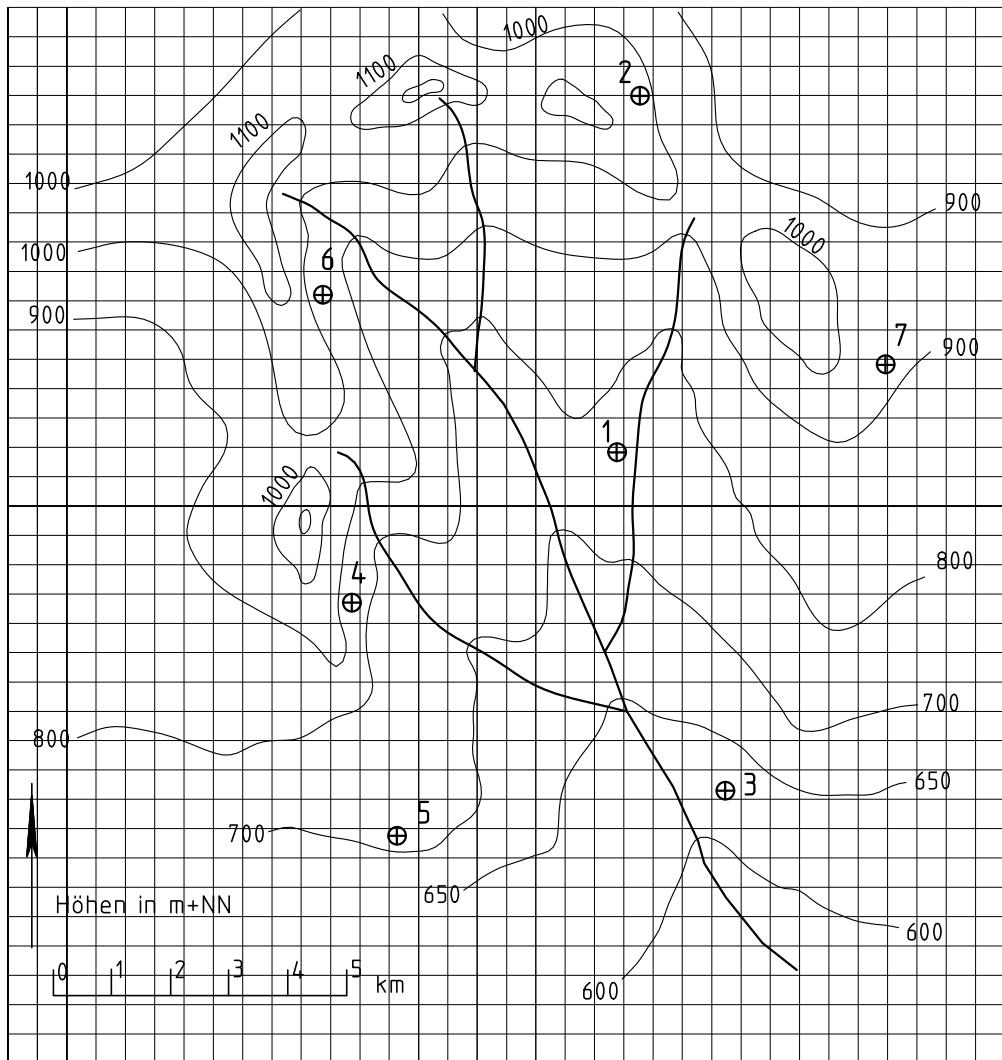
## 12 Übungen

Die folgenden 17 Übungsblätter behandeln Aufgaben und Fragestellungen der praktischen Hydrologie sowie Methoden und Algorithmen, die in hydrologischen Modellen und Computerprogrammen zur Anwendung kommen. Sie nehmen jeweils Bezug auf Kapitel und Abschnitte des Textteils. Lösungen oder Ergebnisse sind angegeben. Rechnungen können per Hand und Taschenrechner oder mit Hilfe von Programmen wie z. B. EXCEL durchgeführt werden.

1. Einzugsgebiet und Wasserscheide
2. Stations- und Gebietsniederschlag
3. Auswertung einer Abflussmessung
4. Grundauswertungen von Daten
5. Niederschlag und Abflusskomponenten, Dauerlinie
6. Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes
7. Lineare Regression, Korrelation
8. Nichtlineare Regression
9. Wahrscheinlichkeitsanalyse hydrologischer Maxima
10. Wahrscheinlichkeit von Niedrigwasserabflüssen
11. Abflussrückgang, Trockenwetterganglinie: Linearer und nichtlinearer Speicher
12. Nichtlinearer Speicher "Seeretention"
13. Faltung von Niederschlag und Einheitsganglinie
14. Bestimmung der Einheitsganglinie durch Ganglinienreduktion
15. Abflusskonzentration in einem kleinen Einzugsgebiet
16. Intensität des Bemessungsniederschlages
17. Bewirtschaftung von Wasser in einer Talsperre

## 1. Einzugsgebiet und Wasserscheide (s. Kapitel 3)

In der folgenden topografischen Karte eines Einzugsgebietes sind ein Flusssystem und sieben Niederschlagsstationen eingetragen. Zeichnen Sie die Wasserscheide als Begrenzung des oberirdischen, topografischen Einzugsgebiets bis zum Schnittpunkt des Flusses mit der 600-m-Höhenlinie ein. Lösung auf der übernächsten Seite.

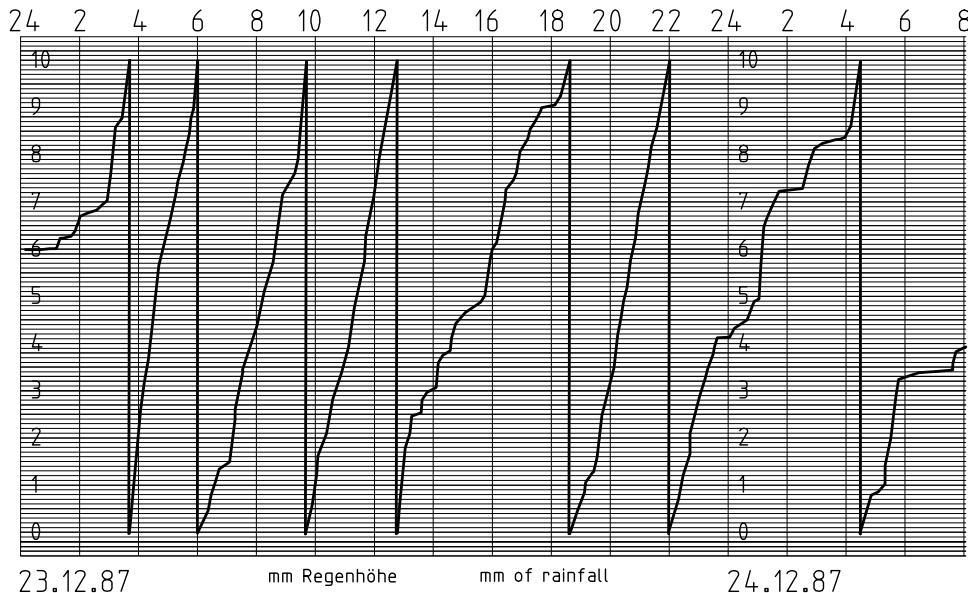


Die Karte wird auch für die Konstruktion der Thiessen-Polygone in Aufg. 2 verwendet. Flächen können durch Zählung der Kästchen ( $0.25 \text{ km}^2$ ) ermittelt werden.

## 2. Stations- und Gebietsniederschlag (s. Abschnitt 4.1–4.3)

- Konstruieren Sie Polygone nach Thiessen (Kap. 4.2) zur Ermittlung des Gebietsniederschlages (Karte). Vergleiche Ergebnis mit der Darstellung der nächsten Seite.
  - Werten Sie die folgende Aufzeichnung eines klassischen Schwimmer-Heber-Regenschreibers von Station 1 aus.

Station: LAHNHOF (SIEG)



## Auswertung:

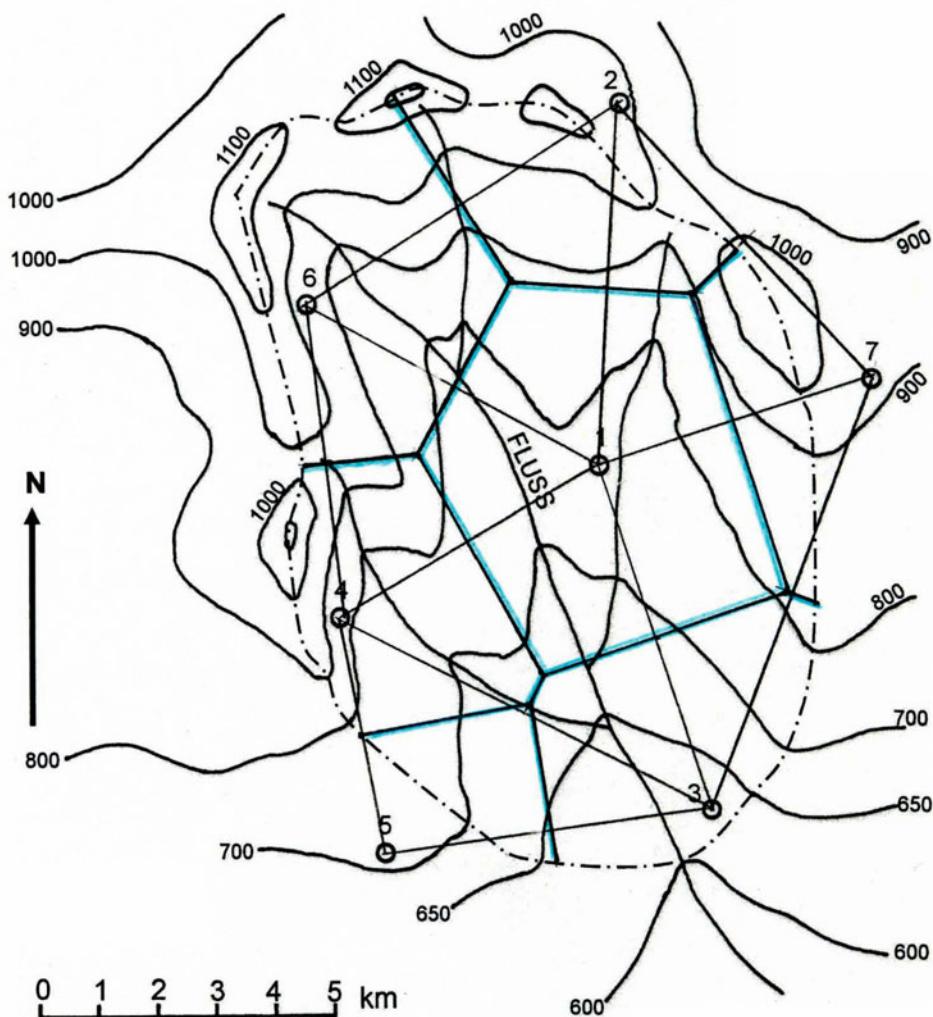
Markieren Sie den Durchgang der Aufzeichnungslinie durch die senkrechten Zeitunterteilungen. Tragen Sie die in jedem Zeitintervall registrierten Niederschlagshöhen in die folgende Tabelle ein.

6–8	8–10	10–12	12–14	14–16	16–18	18–20	20–22	22–24	0–2	2–4	4–6	6–8	Intervall h
													$h_N$ in mm

Ermitteln Sie den Tagesniederschlag 7:30–7:30 und den maximalen 24-Stunden-Wert:

Ergebnisse:  $h_{NT_{ag}} = 51$  mm;  $h_{N24} = 60.6$  mm (etwa von 2–2 Uhr)

Der Wert  $h_{NTag} = 51$  mm für Station 1 wird auf der folgenden Seite für die Ermittlung des Gebietsniederschlags verwendet (s. Abschnitt 4.2).



In der Tabelle sind die Tagesniederschläge der Stationen 1-7 eingetragen. Die Flächen können durch Planimetrieren oder Zählung der Kästchen ermittelt werden.

Station	$h_{Ni}$ mm	$A_i$ (Thiessen) km <sup>2</sup>
1	51	26
2	99	10
3	30	16
4	53	16
5	40	4
6	71	18
7	90	7

Der Gebietsniederschlag nach Gleichung 4.2 (Gewichteter Mittelwert) ist  $h_{Ngeb} = 59$  mm

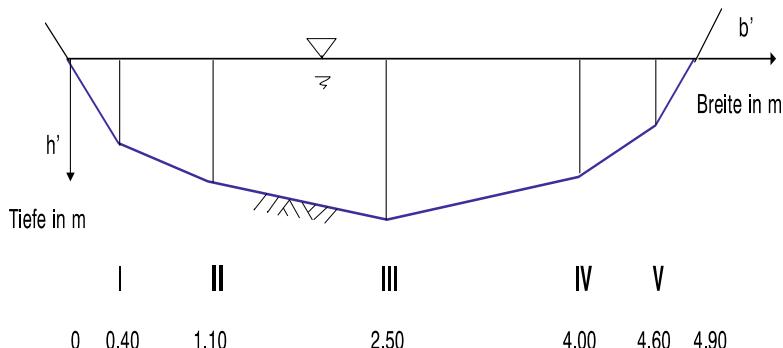
### 3. Auswertung einer Durchflussmessung (Abschnitt 4.4.3)

In dem gegebenen Querschnitt wurde eine Durchflussmessung (Vielpunktmessung) in 5 Messlotrechten mit einem Messflügel durchgeführt. Die Eichgleichung des Messflügels lautet:

$$v = 0.116 n + 0.08 \text{ m/s mit } n \text{ in } 1/\text{s} (\text{Umdrehungen/s}).$$

Das Messprotokoll für die Lotrechten I, II und III ist unten gegeben. Für diese Übung soll das Geschwindigkeitsprofil IV vereinfachend wie II angenommen werden, das Profil V wie I.

Messstellenquerschnitt mit Messlotrechten



Messprotokoll für die Lotrechten

I , $b' = 0.40 \text{ m}$			II , $b' = 1.10 \text{ m}$			III , $b' = 2.50 \text{ m}$		
$h'$ m	n 1/min	v m/s	$h'$ m	n 1/min	v m/s	$h'$ m	n 1/min	v m/s
0.08	120		0.08	180		0.08	205	
0.30	123		0.30	170		0.30	210	
0.50	96		0.50	169		0.50	205	
0.57	S		0.75	138		0.75	195	
			0.83	S		1.00	180	
						1.09	S	

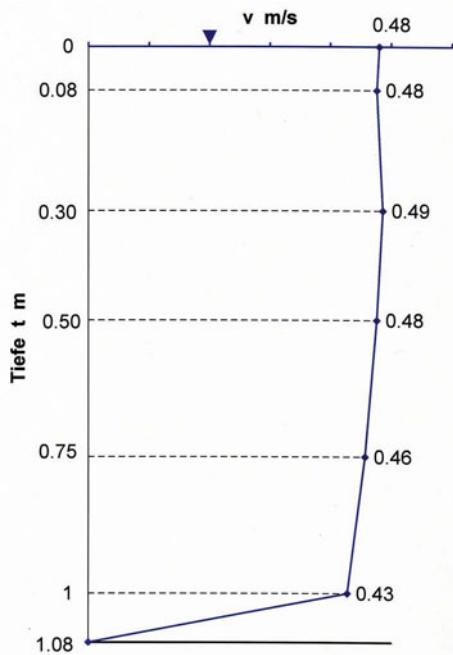
S = Sohle

### Auswertung Aufgabe 3, s. Messprotokoll auf der Vorseite

I , b' = 0.40 m			II , b'= 1.10 m			III , b' = 2.50 m		
h' m	n 1/min	v m/s	h' m	n 1/min	v m/s	h' m	n 1/min	v m/s
0.08	120	0.31	0.08	180	0.43	0.08	205	0.48
0.30	123	0.32	0.30	170	0.41	0.30	210	0.49
0.50	96	0.27	0.50	169	0.41	0.50	205	0.48
0.57	S	0	0.75	138	0.35	0.75	195	0.46
			0.83	S	0	1.00	180	0.43
						1.09	S	0

S = Sohle

Der Durchfluss ergibt sich theoretisch durch Integration der Geschwindigkeit in allen Punkten der Querschnittsfläche, also über Höhe und Breite:  $Q = \int \int v \, dh \, db$ .



Das innere Integral entspricht in jeder Messlotrechten der Fläche des Geschwindigkeitsprofils, wie für Lotrechte III links dargestellt:  $f_{vIII} = \int v \, dh \text{ m}^2/\text{s}$ . Aus den Trapezen, Rechtecken und Dreiecken der Fläche ergibt sich:

$$f_{vI} = 0.08 \cdot 0.31/2 + 0.22 \cdot (0.31+0.32)/2 + 0.20 \cdot (0.32+0.27)/2 + 0.07 \cdot 0.27/2 = 0.150 \text{ m}^2/\text{s} \text{ und}$$

$$f_{vII} = 0.08 \cdot 0.43/2 + 0.22 \cdot (0.43+0.41)/2 + 0.20 \cdot (0.41+0.41)/2 + 0.25 \cdot (0.41+0.35)/2 + 0.08 \cdot 0.35/2 = 0.303 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$f_{vIII} = 0.08 \cdot 0.48 + 0.22 \cdot (0.48+0.49)/2 + 0.20 \cdot (0.49+0.48)/2 + 0.25 \cdot (0.48+0.46)/2 + 0.25 \cdot (0.46+0.43)/2 + 0.08 \cdot 0.43/2 = 0.488 \text{ m}^2/\text{s}$$

und entsprechend der Aufgabenstellung:

$$f_{vIV} = f_{vII} = 0.303 \text{ m}^2/\text{s}, f_{vV} = f_I = 0.15 \text{ m}^2/\text{s}$$

Der Durchfluss ergibt sich als das äußere Integral der Geschwindigkeitsflächen über die Breite zu

$$Q = \int f_{vi} \, db = 0.40 \cdot 0.15/2 + 0.70 \cdot (0.15+0.303)/2 + 1.40 \cdot (0.303+0.488)/2 + 1.50 \cdot (0.488+0.303)/2 + 0.60 \cdot (0.303+0.15)/2 + 0.30 \cdot 0.15/2 = 1.49 \text{ m}^3/\text{s}$$

Die Querschnittsfläche des Gewässers wird aus dem Bild der Vorseite ermittelt:  $A = 3.89 \text{ m}^2$ . Die mittlere Fließgeschwindigkeit ergibt sich damit zu  $v_m = Q/A = 1.49/3.89 = 0.38 \text{ m/s}$

## **4. Grundauswertungen (Kapitel 6)**

Auf dem nächsten Blatt ist die Seite aus dem gewässerkundlichen Jahrbuch, Unteres Elbegebiet, Pegel Suderburg/Hardau, 1970 wiedergegeben. Das wasserwirtschaftliche Jahr zählt in Mitteleuropa vom November des Vorjahres bis zum Oktober des laufenden Jahres. So lässt es sich zweckmäßig in Winter- (Nov.–Apr.) und Sommerhalbjahr (Mai–Okt., Wachstumsperiode) aufteilen. Neben den Tagesmittelwerten der Abflüsse (Durchflüsse) in  $\text{m}^3/\text{s}$  sind die Hauptzahlen (Hauptwerte), niedrigste, mittlere und höchste Abflüsse NQ, MQ und HQ für jeden Monat, Halbjahre und das Jahr 1970 gegeben und die entsprechenden Werte und Mittelwerte für den gesamten Messzeitraum (1962–1970) NQ, NNQ, MQ, MHQ, HQ. Darunter finden sich Abflusshöhen, Abflusspenden und äußerste Abflüsse. Die Seite von 1970 wurde hier ausgewählt, da am 18. März des Jahres da bis heute größte beobachtete Hochwasser aufgezeichnet wurde. Es wurde durch kräftigen Regen auf Schnee und gefrorenen Boden ausgelöst.

Interpretieren Sie die Angaben dieser Seite aus Gewässerkundliches Jahrbuch, Unteres Elbegebiet, 1970. Rechts befinden sich die Dauerlinien täglicher Abflüsse an den Pegeln Suderburg/Hardau und Bienenbüttel/Ilmenau. Die rechten Y-Achsen betreffen die Abflussspenden  $q$  in l/skm $^2$ . Die Werte für Suderburg sind annähernd doppelt so hoch wie die für Bienenbüttel. Wie ist diese zu begründen? →(ober- und unterirdisches Einzugsgebiet)

Beispiele:

Niedrigster Niedrigwasserabfluss des Jahres 1970: am 21.06.1970  $NO = 0.62 \text{ m}^3/\text{s}$

Mittlerer Jahresabfluss 1970:  $MQ = 0.84 \text{ m}^3/\text{s}$

Höchster Abfluss 1970: am 18.03.1970, 11-13 Uhr:  $HO = 10.6 \text{ m}^3/\text{s}$

Höchster mittlerer Tagesabfluss 1970: am 18.03.1970,  $Q = 7.07 \text{ m}^3/\text{s}$

Mittlere Abflusshöhe 1970:  $Mh_O(A) = 420 \text{ mm}$

Die Abflusshöhe ergibt sich als Quotient aus Abflussvolumen und Einzugsgebietsfläche  $hQ = VQ / A_{Eo}$  (s. Abschnitt 3). Im Falle der Hardau wird die Abflusshöhe überschätzt, da das unterirdische Einzugsgebiet  $A_{Eu}$ , das den meisten Abfluss erbringt, wesentlich größer ist als das oberirdische (s. Bild 3-1).

$$\text{Mittlere Abflussspende 1970: } Mq = 13.4 \text{ l/skm}^2$$

### Mittlere Abflussspende des Messzeitraumes 1962–1970:

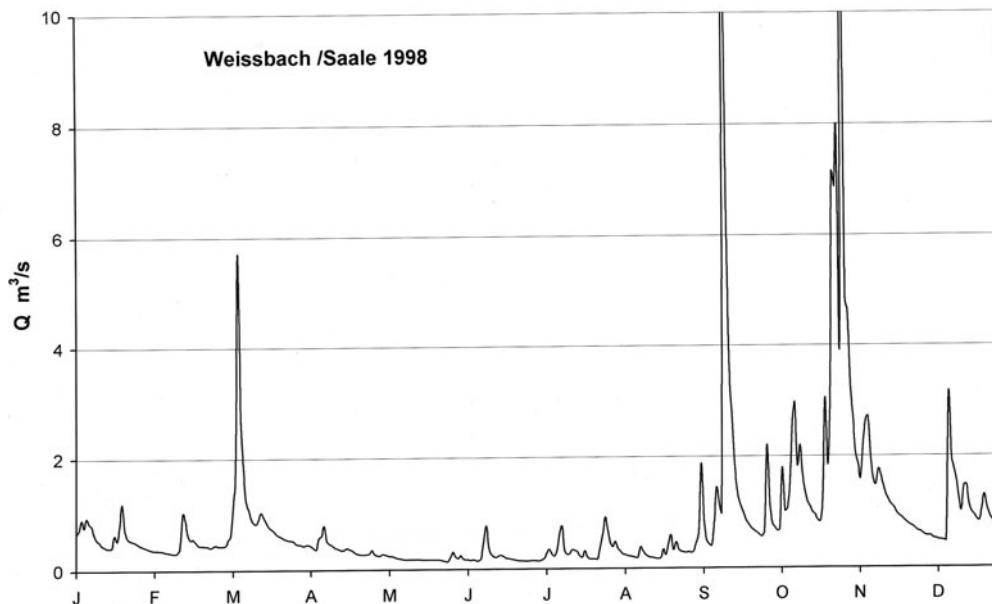


## 5. Niederschlag und Abflusskomponenten (Abschnitte 6.1–6.2, 8.3 und 10.2)

Das Bild zeigt eine Jahresganglinie täglicher Durchflüsse am Pegel Weissbach/Saale (Thüringen). Der mittlere Abfluss MQ dieses Jahres war  $0.874 \text{ m}^3/\text{s}$ , der Gebietsniederschlag  $h_N = 1150 \text{ mm}$ . Das Einzugsgebiet hat eine Fläche von  $A_E = 47 \text{ km}^2$ .

Aufgaben:

- Skizze der entsprechenden Dauerlinie der Abflussunterschreitung im gleichen Maßstab auf der rechten Seite. Interpretation der Dauerlinie mit einem Zahlenbeispiel.
- Wie viel Prozent des Niederschlages sind abgeflossen?
- Stellen Sie in der Grafik den ungefähren Grundwasserabfluss dar und schätzen Sie seinen Mittelwert, die entsprechende Abflussspende, die Abfluss Höhe, das Volumen und das Abflussverhältnis des Grundwasserabflusses.



### Auflösung Aufgabe 5

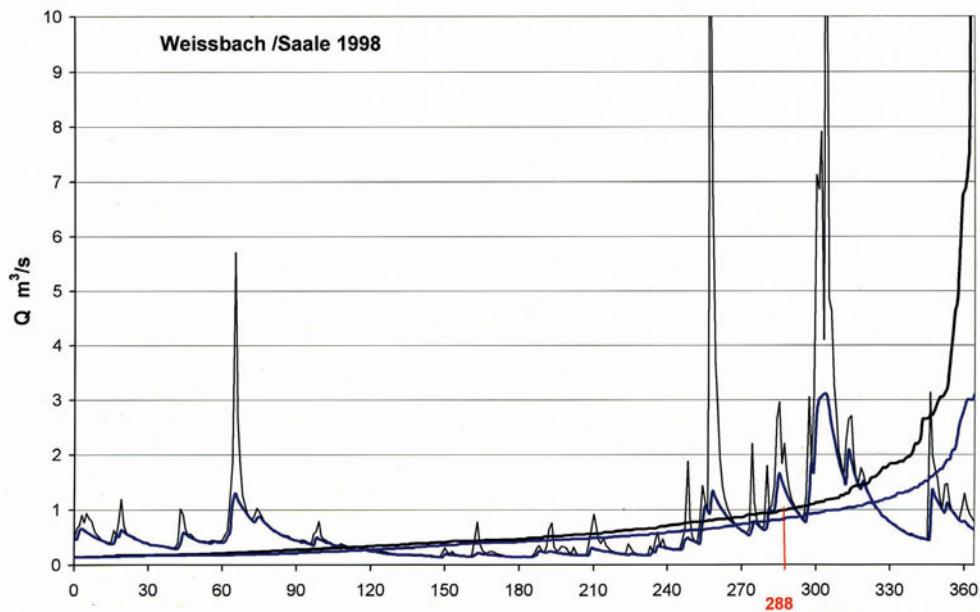
- Eine Dauerlinie kann konstruiert werden, indem für eine Anzahl Werte  $Q$  im Diagramm jeweils festgestellt wird, an wie viel Tagen die Ganglinie geringere Abflüsse zeigt. Diese Zeitspanne ist dann für jeden  $Q$ -Wert die Abszisse auf der Zeitachse. Ein einfaches Verfahren ist die Ordnung der Werte  $Q$  der Größe nach mithilfe eines Rechners (z. B. EXCEL). Der Anfangswert der Dauerlinie ist der kleinste Wert der Ganglinie, der Endwert der größte des betrachteten Zeitraums. Zahlenbeispiel Dauerlinie: An 288 Tagen des Jahres ist  $Q \leq \text{m}^3/\text{s}$ .

b. Das Abflussvolumen des Jahres ist  $V_Q = MQ \cdot t = 0.874 \cdot 3600 \cdot 24 \cdot 365 = 27.56 \text{ hm}^3$ .

Die Abflusshöhe ist:  $h_Q = V_Q/A_E = 27.56 \cdot 106 / 47 \cdot 106 = 0.586 \text{ m} = 586 \text{ mm}$

Das Abflussverhältnis ist:  $a = h_Q/h_N = 586/1150 = 0.51 = 51\%$

Nach dem Abklingen der Direktabflüsse aus Niederschlägen besteht der Durchfluss wesentlich aus Basisabfluss kommt, der aus dem Grundwasserspeicher in das Gewässerbett strömt. Der Basisabfluss schmiegt sich daher an die Abflussrückgänge an, wie in den Abschnitten 8.3 und 10.2 beschrieben. Die blaue Ganglinie im folgenden Bild zeigt den Basisabfluss, der mit dem nichtlinearen Speichermodell BNL (Abschnitt 10.2) bestimmt wurde. Der mittlere Basisabfluss ist  $MQB = 0.584 \text{ m}^3/\text{s}$  oder  $h_{QB} = 392 \text{ mm}$  entsprechend 67 % des Gesamtabflusses. Sinngemäß und als Näherung kann eine solche Ganglinie auch per Hand skizziert werden.



Zu Aufgabe 5c: Ganglinien und Dauerlinien von Gesamt- und Basisabfluss

## 6. Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes (Kap. 3)

Für das Einzugsgebiet der Lahn am Pegel Ofleiden,  $A_E = 317 \text{ km}^2$ , sind folgende mittlere Monatswerte in mm (in der Tabelle fett gedruckt) gegeben:

- Gebietsniederschlagshöhe  $h_N$
- Abflusshöhe  $h_Q$
- Verdunstung aus einem Verdunstungskessel (Class-A pan)  $h_E$

Die Gebietsverdunstung  $h_{ET}$  soll proportional zu den Werten  $h_E$  angenommen werden.

Mon	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Jahr
<b><math>h_N</math></b>	<b>71</b>	83	<b>59</b>	<b>52</b>	<b>53</b>	<b>62</b>	<b>65</b>	<b>83</b>	<b>84</b>	<b>90</b>	<b>63</b>	<b>68</b>	833
<b><math>h_Q</math></b>	<b>29</b>	<b>54</b>	<b>45</b>	<b>40</b>	<b>38</b>	<b>32</b>	<b>20</b>	<b>15</b>	<b>17</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	<b>22</b>	343
<b><math>h_E</math></b>	<b>31</b>	<b>18</b>	<b>15</b>	<b>12</b>	<b>30</b>	<b>60</b>	<b>95</b>	<b>115</b>	<b>113</b>	<b>100</b>	<b>68</b>	<b>43</b>	700
<b><math>h_{ET}</math></b>	22	13	11	8	21	42	66	80	79	70	48	30	490
<b><math>\Delta h_R</math></b>	20	16	3	4	-6	-12	-21	-12	-12	5	-1	16	0
<b><math>h_R</math></b>	40	56	59	63	57	45	24	12	0	5	4	20	

Bestimmen Sie: (Lösungswerte in der Tabelle sind dünn gedruckt, Lösungen folgend in Arial)

- Mittlerer jährlicher Abfluss MQ in  $\text{m}^3/\text{s}$

$$\text{Jahresabflusshöhe } h_Q = 343 \text{ mm; } MQ = 0.343 \cdot 317 \cdot 10^6 / 365 / 24 / 3600 = 3.45 \text{ m}^3/\text{s}$$

- Tatsächliche Gebietsverdunstung  $h_{ET}$  im mittleren Jahr in mm

$$\text{Wasserhaushaltsgleichung: } h_{ET} = h_N - h_Q = 833 - 343 = 490 \text{ mm}$$

Warum ist  $h_{ET}$  kleiner als die gemessene Kesselverdunstung  $h_E$ ?

Einzugsgebiete haben Trockenphasen; der Verdunstungsanspruch der Luft kann nicht ganz erfüllt werden. Verdunstungskessel haben eine Wasseroberfläche.

- Monatswerte der Gebietsverdunstung  $h_{ET}$

$$\text{Ann. (s.o.): } h_{ET} = 490/700 \cdot h_E = 0.7 \cdot h_E \text{ (Monatswerte in Tabelle auf ganze mm gerundet)}$$

- Monatswerte der Wasservorratsänderung (Rücklage) im Einzugsgebiet  $\Delta h_R$  und Wasservorratshöhen  $h_R$  über dem niedrigsten Stand.

Niedrigster Stand „ $h_R = 0$ “ wird Ende Juli erreicht, da bis dann eine Abnahme der Rücklage erfolgt. Für die Folgemonate August–Oktober und dann November–Juli werden die Werte  $\Delta h_R$  hinzugeaddiert (Bilanz). Der Juliwert muss wieder 0 ergeben.

- Max. Schwankungsbreite im gegebenen mittleren Jahr in mm und in  $\text{hm}^3$

Maximale Schwankung ist 63 mm (Februar–Juli). Das entspricht einem Volumen von  $V = A_E \cdot h_R = 317 \cdot 10^6 \cdot 0.063 = 19971000 \approx 20 \text{ hm}^3$ .

## 7. Lineare Regression, Korrelation (Abschnitt 6.41)

Beispiel: Mathematische Beziehung zwischen den Tageswerten des Abflusses an den Pegeln Hagen-Hohenlimburg (X) und Hattingen (Y), Ruhr während des Hochwasserereignisses vom 07.–23.07.1980 und Berechnung der fehlenden \*Qy-Werte

Mittlere Tagesabflüsse in m<sup>3</sup>/s:

Juli	Qx	Qy	Qy*
7	36.2	79.7	84.5
8	36.1	76.7	84.3
9	48.0	93.4	111.
10	73.0	147.	168.
11	112.	242.	257.
12	110.	240.	253.
13	98.3	227.	226.
14	88.0	232.	203.
15	77.7	196.	179.
16	64.7	165.	150.
17	57.4	148.	133.
18	56.7		131.
19	95.6		220.
20	190.		435.
21	249.		570.
22	171.		392.
23	117.		148.

Lösung:

Anzahl gemeinsamer Tageswerte n = 11

Lösungsparameter:

$$\Sigma X = 801$$

$$\Sigma Y = 1847$$

$$\Sigma X^2 = 65816$$

$$\Sigma Y^2 = 351630$$

$$\Sigma XY = 151502$$

Lineare Regression, Gleichungen 6.3

$$b = \frac{\sum xy - \sum x \sum y / n}{\sum x^2 - \sum x \sum x / n} = 2.28$$

$$a = \frac{\sum y - b \cdot \sum x}{n} = 1.65 \approx 2 \text{ m}^3/\text{s}$$

Regressionsgleichung:

$$Qy = 2 + 2.28 \cdot Qx \text{ m}^3/\text{s}$$

Die Werte Qy\* wurden mit der erhaltenen Regressionsgleichung aus den Qx-Werten berechnet. Um die Güte der Anpassung der Gleichungsergebnisse (Modellfunktion) an die gemessenen Werte zu prüfen, werden für die elf Wertepaare Qy und Qy\* die folgenden Parameter berechnet:

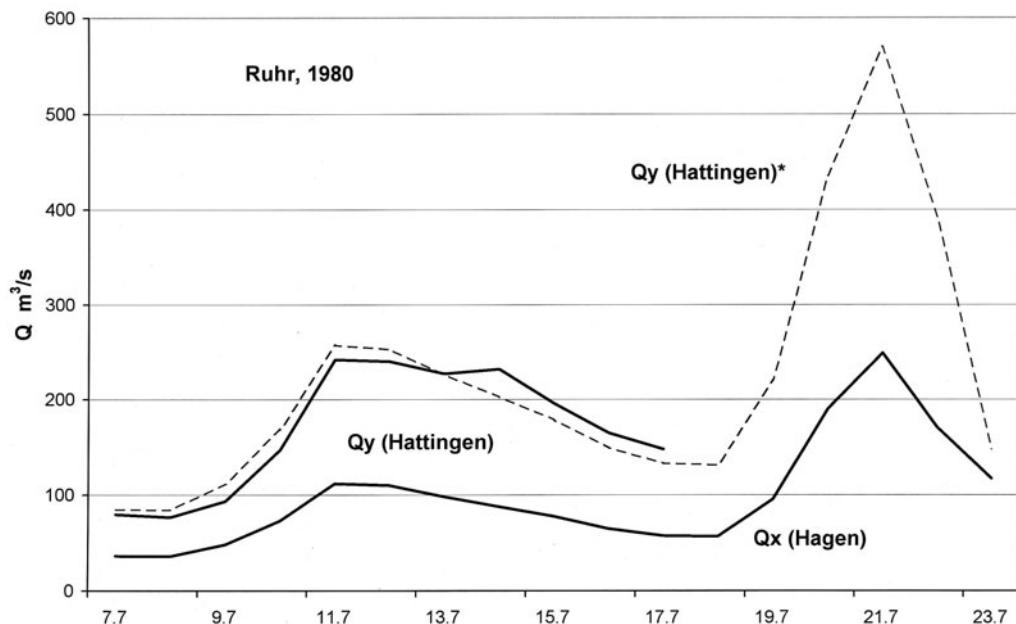
Standardabweichung, Gleichung 6.4 S = 16.2 m<sup>3</sup>/s. Um diesen Betrag weichen die Modellwerte Qy\* im Mittel von den gegebenen Werte Qy ab.

Variationskoeffizient, Gleichung 6.5 VK = 9.6 %, mittlere Abweichung

Korrelationskoeffizient, Gleichung 6.6 R = 0.96. Der mindest erforderliche Wert ist Rmin ≈ 0.6 (Tabelle 6.1 für n=11). Die Irrtumswahrscheinlichkeit ist also << 5 %.

Das Bestimmtheitsmaß ist R<sup>2</sup> = 0.92.

Die hier durchgeführten Rechnungen lassen sich leicht mit Programmen wie EXCEL durchführen. Das Bild auf der kommenden Seite zeigt die Ganglinien der gegebenen und modellierten Daten.



Zu Aufgabe 7: Vervollständigung fehlender Daten durch lineare Regression

## 8. Nichtlineare Regression (Abschnitt 6.4.2)

- Zeichnen Sie ein Diagramm für die auf der nächsten Seite mit fett gedruckten Zahlen gegebene Beziehung zwischen Wasserspiegelhöhe  $H$  und Speichervolumen  $S$  einer Talsperre
- Finden Sie durch geeignete Regression eine entsprechende mathematische Beziehung der Form  $S = f(H)$
- Berechnen und zeichnen Sie zum Vergleich die sich ergebenden Werte  $S_{ger}$ .
- Bestimmen Sie Korrelationskoeffizient und Variationskoeffizient zwischen den gegebenen und den gerechneten Werten  $S$

Die dünn gedruckten Zahlen in der Tabelle gehören bereits zum Lösungsvorgang. Die gesuchte Gleichung hat die Form  $S_{ger} = a \cdot (H - 365)^b$ . Also müssen die Werte  $H$  zunächst um ihren Minimalwert  $H_0 = 365$  m, also auf  $h = H - 365$  m reduziert werden. Die Werte  $\ln h$  und  $\ln S$  werden logarithmiert und die lineare Regression der Logarithmen durchgeführt. Es ergibt sich die Gleichung  $\ln S = -3.69 + 1.94 \cdot \ln h$ , d. h.,  $a = \exp(-3.69) = 0.025$  und  $b = 1.94$ . Die Bestimmungsgleichung lautet damit  $S_{ger} = 0.025 \cdot (H - 365)^{1.94}$ .

Die Standardabweichung zwischen gegebenen und gerechneten Werten  $S$  ist  $0.49 \text{ hm}^3$  entsprechend einem Variationskoeffizienten von 5.7 %. Der Korrelationskoeffizient ist  $R = 0.999$ .

Tabelle und Berechnung für Aufgabe 8 (fett gedruckte Zahlen sind Ausgangsdaten; dünn gedruckte gehören zum Lösungsweg.

<b>H m üNN</b>	$h = H - 365 \text{ m}$	$\ln h$	<b>S <math>\text{hm}^3</math></b>	$\ln S$
<b>365</b>	0	—	<b>0</b>	—
370	5	1.16	<b>0.6</b>	-0.51
375	10	2.30	<b>2.1</b>	0.74
380	15	2.71	<b>4.5</b>	1.50
385	20	3.00	<b>8.2</b>	2.10
390	25	3.22	<b>12.6</b>	2.53
395	30	3.40	<b>18.2</b>	2.90
400	35	3.56	<b>24.7</b>	3.21
405	40	3.69	<b>32.2</b>	3.47
410	45	3.81	<b>40.8</b>	3.71
415	50	3.91	<b>50.3</b>	3.92

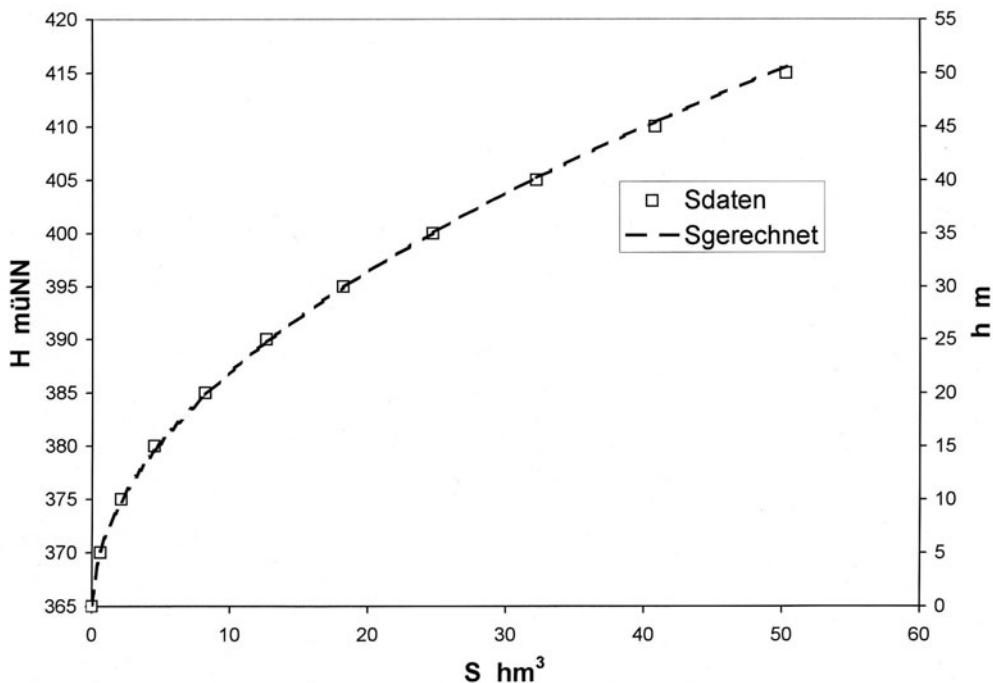


Bild zu Aufgabe 8: Nichtlineare (logarithmische) Regression Höhen-Volumen-Beziehung einer Talsperre

## 9. Wahrscheinlichkeitsanalyse maximaler Tagesniederschläge (s. Abschn. 7.1–7.3)

Gegeben sind (fett gedruckt) jährliche maximale Tagesniederschlagshöhen der Station Romblón, Philippinen. Bestimmen Sie die Maximalwerte für verschiedene Wiederkehrintervalle  $T$  nach den Wahrscheinlichkeitsverteilungen Pearson-3 und Gumbel. In der Datentabelle sind ferner der Rang jedes Messwertes und das entsprechende empirische Wiederkehrintervall  $T_{\text{emp}}$  einzutragen.

Jahr	$h_N$ mm	Rang m	$T_{\text{emp}}$ $a$
<b>1952</b>	<b>280</b>	10	11
<b>1956</b>	<b>88</b>	3	1.38
<b>1960</b>	<b>163</b>	8	3.67
<b>1961</b>	<b>61</b>	1	1.1
<b>1964</b>	<b>112</b>	6	2.2
<b>1965</b>	<b>101</b>	4	1.57
<b>1967</b>	<b>101</b>	5	1.83
<b>1968</b>	<b>83</b>	2	1.22
<b>1970</b>	<b>122</b>	7	2.75
<b>1972</b>	<b>185</b>	9	5.5

Rang: Sortierung der Größe nach.

Empirisches Wiederkehrintervall nach Gl. 7.9

Anzahl der Daten  $n = 10$

Für die Übung wurde eine kurze Stichprobe gewählt.  
Für zuverlässige Ergebnisse sollte der Umfang wesentlich größer sein

Zu berechnende Werte:  $n = 10$

$$\Sigma hN = 1296; \quad \text{Mittelwert} \quad (\text{Gl. 7.2}) \quad h_N M = 129.6 \text{ mm}$$

$$\Sigma hN^2 = 205378; \quad \text{Standardabweichung} \quad (\text{Gl. 7.3}) \quad S_{hN} = 64.5 \text{ mm}$$

$$\Sigma hN^3 = 39375990; \quad \text{Schiefekoeffizient} \quad (\text{Gl. 7.4}) \quad CS_{hN} = 1.59$$

**Frequenzformel (Gl. 7.5):  $h_{NT} = h_N M + k_T \cdot S_{hN}$**

$k_T$ -Werte für Pearson-3 aus Tabelle 7.1 interpoliert, für Gumbel nach Gl. 7.6

Beispiele:

$$\text{Pearson-3, } T = 5 \text{ a: } h_{N5} = 129.6 + 0.677 \cdot 64.5 = 173 \text{ mm}$$

$$\text{Gumbel, } T = 10 \text{ a: } h_{N5} = 129.6 + 1.305 \cdot 64.5 = 214 \text{ mm}$$

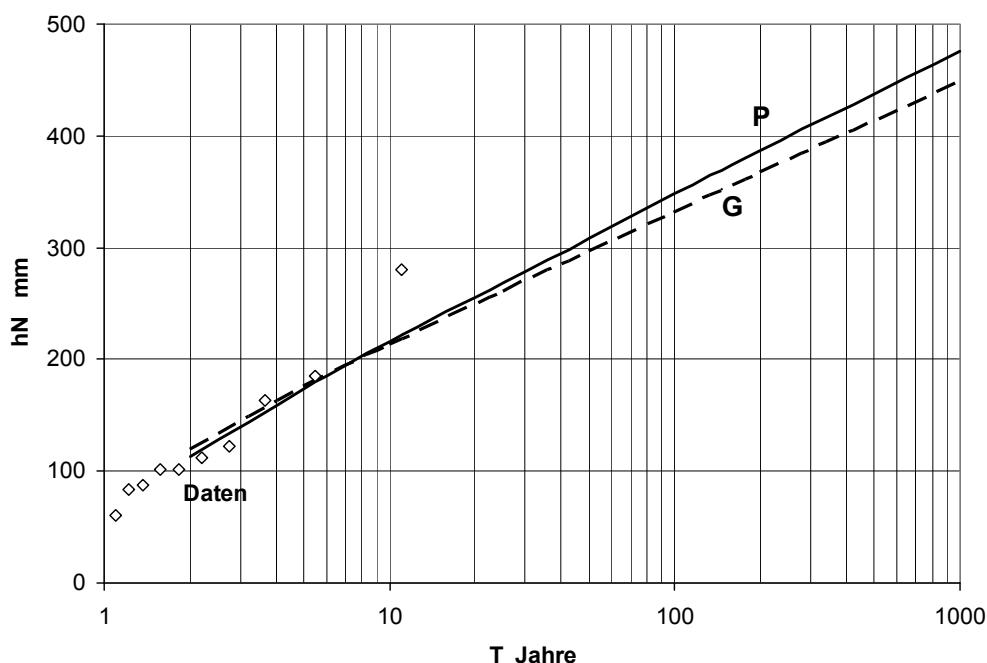
Die folgende Tabelle zeigt  $k_T$ -Werte und Ergebnisse für eine Folge von Wiederkehrintervallen  $T$ , aus denen Wahrscheinlichkeitskurven gezeichnet werden können. Diese Kurven (nächstes Bild) sind stetig und haben keine plötzlichen Steigungsänderungen oder Wendepunkte. Ebenfalls sind die Messwerte (Daten) über ihren empirischen Wiederkehrintervallen aufgetragen. Die Lage der Punkte bestätigt grundsätzlich die Form und Größenordnung der Rechenergebnisse.

nisse. Der größte Wert der Stichprobe weicht jedoch auffällig vom Kurvenverlauf ab. Ein solcher Wert wird auch als „Ausreißer“ bezeichnet. Als größtem von zehn Werten wird ihm das empirische Wiederkehrintervall 11 Jahre zugewiesen. Wahrscheinlich handelt es sich um ein außergewöhnliches Ereignis mit  $T = 30\text{--}40$  Jahren (vergleiche Kurven).

Die Ergebnisse sind auf ganze mm gerundet, da die Eingangsdaten ebenfalls in ganzen mm angegeben waren und außerdem die Forderung nach drei Zählstellen bei Ergebnissen erfüllt ist.

### Ergebnisse:

	Pearson		Gumbel			Pearson		Gumbel	
T in a	kT	hNmax	kT	hNmax	T in a	kT	hNmax	kT	hNmax
2	-0.253	113	-0.164	119	50	2.776	309	2.594	297
5	0.677	173	0.720	176	100	3.382	348	3.138	332
10	1.329	215	1.305	214	200	3.982	386	3.681	367
25	2.161	269	2.045	261	1000	5.357	475	4.938	448



Zu Aufgabe 9: Wahrscheinlichkeitsanalyse maximaler Tagesniederschläge.

Auftragung der Ergebnisse nach Pearson-3 (P), Gumbel (G), sowie der Daten

## 10. Wahrscheinlichkeitsanalyse von Niedrigwasserabflüssen (s. Abschn. 7.4)

Gegeben sind (fett gedruckt) jährliche minimale Dreitagesabflüsse an einem Pegel. Die Niedrigwasserwahrscheinlichkeit ist durch Zuweisung des empirischen Wiederkehrintervalls zu jedem NQ-Wert zu bestimmen.

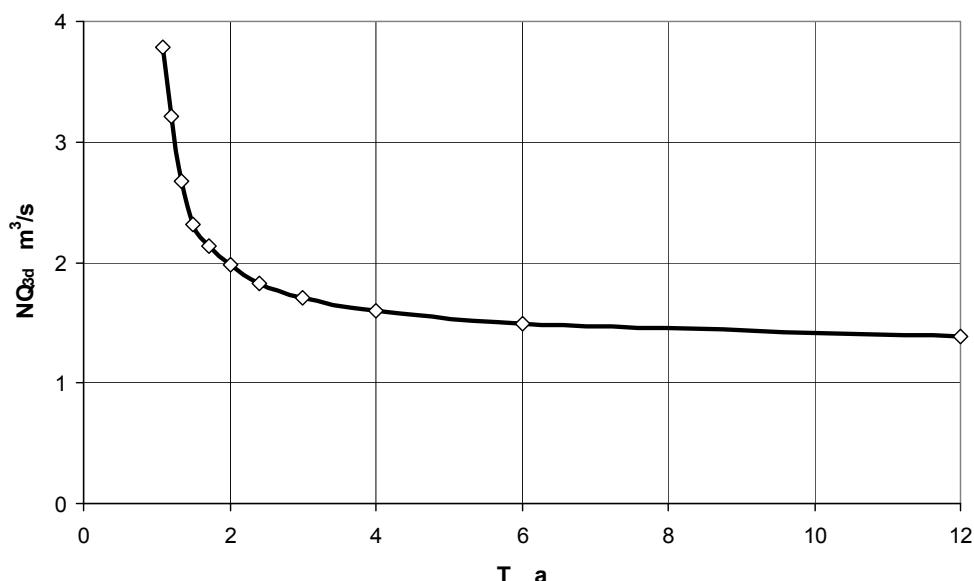
Jahr	<b>NQ<sub>3d</sub></b> in m <sup>3</sup> /s	Rang m	T <sub>emp</sub> in a
1985	1.83	7	2.4
1986	2.68	3	1.33
1987	1.71	8	3
1988	3.79	1	1.09
1989	2.32	4	1.5
1990	2.14	5	1.71
1991	3.21	2	1.2
1992	1.98	6	2
1993	1.39	11	12
1994	1.49	10	6
1995	1.60	9	4

Rangfolge vom größten (1) zum kleinsten (n) Wert.

Empirisches Wiederkehrintervall nach Gl. 7.9

Anzahl der Daten n = 11

Bem.: Für zuverlässige Ergebnisse sollte der Umfang der Stichprobe möglichst größer sein



Niedrigwasserwahrscheinlichkeit nach empirischem Wiederkehrintervall

## 11. Abflussrückgang, Trockenwetterganglinie: Linearer und nichtlinearer Speicher (Abschnitte 8.1 und 8.3)

An die Rückgangskurve (Trockenwetterganglinie, Tageswerte des Abflusses  $Q$  in  $\text{m}^3/\text{s}$ ) des Abflusses am Pegel Rollshausen/Schwalm,  $A_E = 250 \text{ km}^2$ , Einzugsgebiet der Weser, sollen die Auslauffunktionen des linearen Speichers und des nichtlinearen Speichers angepasst werden.

- Bestimmen Sie die Speicherkonstante  $k$  des linearen Speichers durch halblogarithmische Regression rechnerisch und grafisch.
- Berechnen Sie den Parameter  $a$  des nichtlinearen Speichers bei Annahme von  $b = 0.5$ .
- Zeichnen und beurteilen Sie die Ergebnisse.
- Berechnen Sie nach beiden Ansätzen den Abfluss  $Q$  und das gespeicherte Grundwasservolumen  $S$  10 Tage nach dem letzten Wert, wenn kein Niederschlag eintritt?

Tag	Qgem $\text{m}^3/\text{s}$	lnQ	Ergebnisse $\text{m}^3/\text{s}$	
			Lin. Sp.	Nlin. Sp.
0	4.02	1.391	4.02	4.02
1	3.53	1.261	3.64	3.45
2	3.08	1.125	3.29	3.00
3	2.72	1.001	2.98	2.63
4	2.39	0.871	2.69	2.32
5	2.10	0.742	2.44	2.07
6	1.86	0.621	2.21	1.85
7	1.64	0.495	2.00	1.67
8	1.46	0.378	1.81	1.51
9	1.33	0.285	1.63	1.37
10	1.19	0.174	1.48	1.26
11	1.09	0.086	1.34	1.15
12	0.99	-0.010	1.21	1.06
13	0.92	-0.083	1.10	0.98
14	0.86	-0.151	0.99	0.91
15	0.81	-0.211	0.90	0.84
16	0.77	-0.261	0.81	0.78
17	0.73	-0.315	0.73	0.73
18	0.69	-0.371	0.66	0.69

a. Linearer Speicher:  
Gl. 8.6, 8.7  
 $\ln Q = 1.366 - 0.0996 t$

$$k = 1/0.0996 = 10 \text{ d}$$

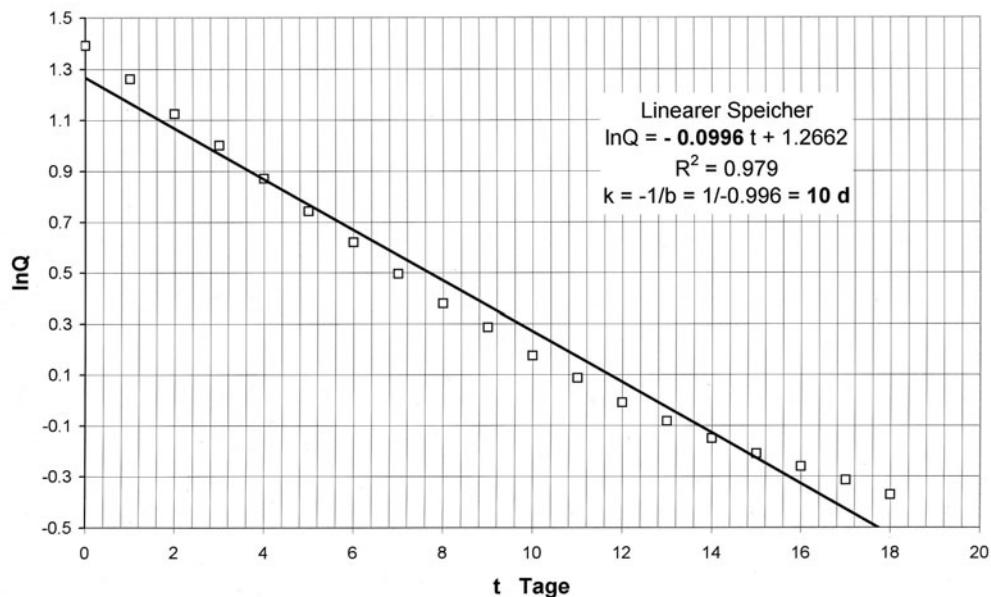
b. Nichtlinearer Speicher  
Gl. 8.9, 8.10

$$b = 0.5$$

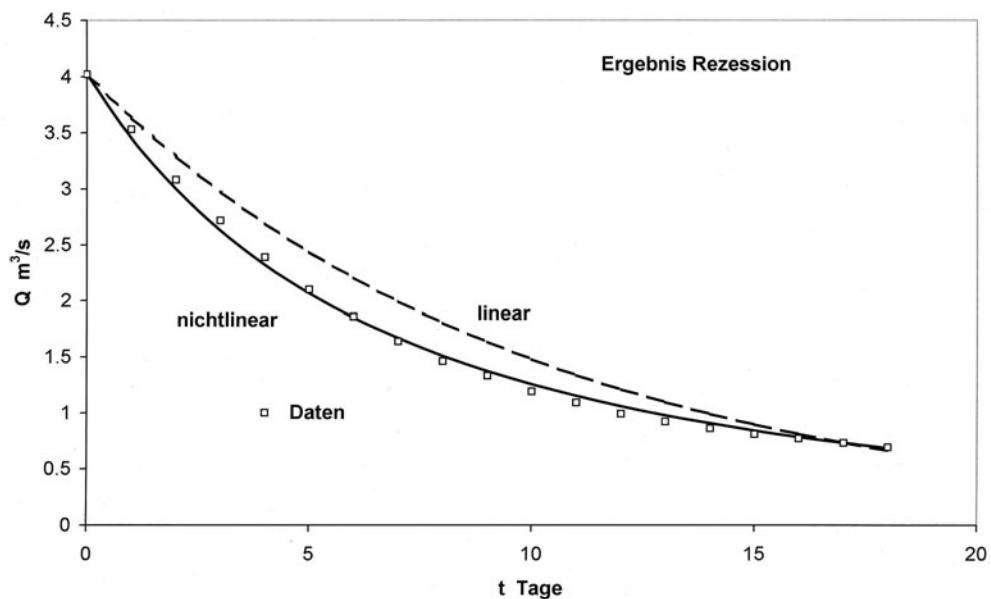
$$a = \frac{\sum_{i=0}^{18} (Q_{i-1} + Q_i) \Delta t}{2 \sum (Q_{i-1}^b - Q_i^b)} = \\ \frac{2 \cdot \sum Q_i - Q_0 - Q_{18}}{2 \cdot (Q_0 - Q_{18}^b)} =$$

$$a = 25.4 \text{ m}^{1.5} 0.5$$

c. und d. auf der folgenden Seite.



Bestimmung der Retentionskonstante k des lin. Speichers, durch Regression und grafisch



c. Die Rezession des nichtlinearen Speichers zeigt eine bessere Anpassung an die Daten.

d. Lin.:  $Q_{10} = 0.69 \cdot \exp(-10/10) = 0.25 \text{ m}^3/\text{s}; S = 10 \cdot 24 \cdot 3600 \cdot 0.25 = 216000 \text{ m}^3$ .

N.L.:  $Q_{10} = 0.66 \cdot (1+0.66^{0.5}/25.4 \cdot 10)^{-2} = 0.38 \text{ m}^3/\text{s}; S = 25.4 \cdot 24 \cdot 3600 \cdot 0.38^{0.5} = 216000 \text{ m}^3$ .

## 12. Nichtlinearer Speicher – „Seeretention“ (Abschnitt 8.2)

Dämpfung einer Hochwasserwelle durch eine Talsperre "reservoir routing"

Gegeben: Beziehung Wasserstand-Speichervolumen-Ausfluss  $H/S/Qa$  über der Unterkante der Hochwasserentlastungsanlage ( $H = 0 \text{ m}$ ), Werte der Zuflussganglinie  $QZ$  (s. u.),  $\Delta t = 1 \text{ h}$ .

Berechnen Sie die Werte des Ausflusses  $Qa$ , des Speichervolumens  $S$  und des Wasserstandes  $H$  und zeichnen die Ganglinien des Zuflusses  $QZ$  und des Ausflusses  $Qa$ .

$H$ $\text{m}$	$S$ $\text{hm}^3$	$Qa$ $\text{m}^3/\text{s}$	$QG =$ $S_i/\Delta t + Qa_i/2$ $\text{m}^3/\text{s}$	$QG =$ $S_{i-1}/\Delta t + (Qz_i + Qz_{i-1} - Qa_{i-1})/2$
0.0	0	0	0	
0.2	.101	1.7		
0.4	.233	5.0		
0.6	.379	9.2		
0.8	.536	14.2		
1.0	.700	19.9		
1.2	.871	26.2		
1.4	1.048	33.0		
1.6	1.230	40.4		
1.8	1.417	48.2		
2.0	1.608	56.4		
2.2	1.803	65.1		

i	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$Qz_i$	10.0	28.8	84.4	144	112	88.6	66.6	40.2	27.0	18.4	12.0
$Qa_i$	10.0										
$QG_i$											
$H_i$											
$S_i$											

Allgemeine Speichergleichung:

$$S_i/\Delta t + Qa_i/2 = S_{i-1}/\Delta t + (Qz_i + Qz_{i-1} - Qa_{i-1})/2 \quad (8.3)$$

### Auflösung Aufgabe 12, Nichtlinearer Speicher – „Seeretention“, Arbeitsschritte:

1. Füllung der Spalte  $QG$ . Die Werte  $S$  sind in  $\text{hm}^3$  gegeben und müssen daher mit  $10^6$  multipliziert werden!
2. Die Werte  $H_0$  und  $S_0$  werden in der Tabelle für  $Qa = 10 \text{ m}^3/\text{s}$  interpoliert.
3. Ab Zeitschritt  $i=1$  wird jeweils der Wert der Gleichung  $QG = S_{i-1}/\Delta t + (Qz_i + Qz_{i-1} - Qa_{i-1})/2$  berechnet:  $QG_1 = 404000/3600 + (28.8 + 10.0 - 10.0)/2 = 126.6 \text{ m}^3/\text{s}$ .

4. Für diesen Wert werden interpoliert (Pfeil):  $Qa_1=11.0 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $S_1 = 0.436 \text{ hm}^3$ ,  $H_1=0.67 \text{ m}$

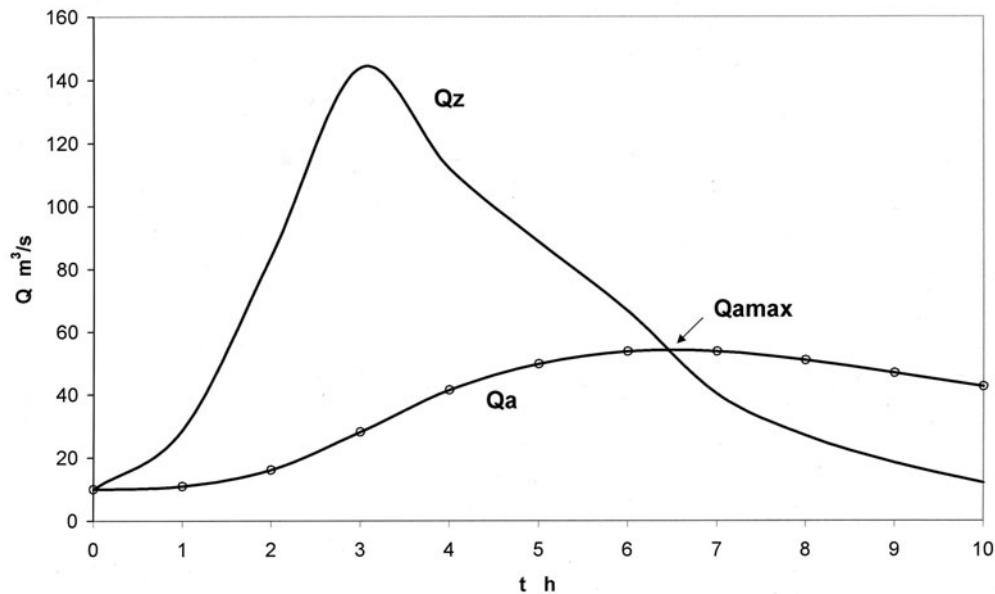
Zurück zu 3. usw.

$H$ $\text{m}$	$S$ $\text{hm}^3$	$Qa$ $\text{m}^3/\text{s}$	$QG =$ $S_i/\Delta t + Qa_i/2 \text{ m}^3/\text{s}$	$QG =$ $S_{i-1}/\Delta t + (Qz_i + Qz_{i-1} - Qa_{i-1})/2 \text{ m}^3/\text{s}$
0	0	0	0	
0.2	0.101	1.7	28.9	
0.4	0.233	5.0	67.2	
0.6	0.379	9.2	110	
0.8	0.536	14.2	156	126.6
1.0	0.700	19.9	204	172.2
1.2	0.871	26.2	255	
1.4	1.048	33.0	308	
1.6	1.230	40.4	362	
1.8	1.417	48.2	418	
2.0	1.608	56.4	475	
2.2	1.803	65.1	533	

Ergebnisse; die Ganglinien Zufluss und Ausfluss sind auf der folgenden Seite abgebildet.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$Qz_i$	10.0	28.8	84.4	144	112	88.6	66.6	40.2	27.0	18.4	12.0
$Qa_i$	10.0	11.0	16.1	28.2	41.5	49.8	53.7	53.7	50.9	46.9	42.5
$QG_i$		126.6	172.2	270.3	370.	429.	457.	457.	437	408	377
$H_i$	0.63	0.67	0.87	1.26	1.63	1.84	1.94	1.94	1.87	1.77	1.65
$S_i$	0.404	0.436	0.591	0.922	1.257	1.454	1.547	1.547	1.480	1.386	1.280

Zu Aufgabe 12:



Ganglinien Zulauf  $Q_z$  und Auslauf  $Q_a$ .  $Q_{amax}$  liegt auf dem fallenden Ast von  $Q_z$ !

### 13. Faltung von Niederschlag und Einheitsganglinie (Abschnitte 9.2–9.3)

Gegeben sind für ein Einzugsgebiet in  $\frac{1}{2}$ -Stunden-Mittelwerten:

- Eine Einheitsganglinie  $h$  (für 1 mm Abflusshöhe) – Unit Hydrograph
  - Der Bemessungsniederschlag  $h_N$
  - Annahme: Direktabflussverhältnis  $a = 40\%$
  - Der Basisabfluss wird bis zum Scheitelabfluss zu  $Q_B = 1 \text{ m}^3/\text{s}$  geschätzt, danach linear ansteigend um  $\Delta Q_B = 1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{h}$ .
- Berechnen Sie die Werte der Abflussganglinie in  $\text{m}^3/\text{s}$ .
  - Wie groß ist die Fläche des Einzugsgebietes  $A_E$  in  $\text{km}^2$ .

In der Tabelle auf der folgenden Seite sind die gegebenen Zahlen fett gedruckt. Die dünn gedruckten Zahlen stellen bereits Arbeitsschritte und Ergebnisse dar.

- Zunächst sind die gegebenen Niederschlagswerte  $h_N$  auf die abflusswirksamen Werte  $h_{Neff}$  zu reduzieren. Die einfachste Annahme, von der hier ausgegangen wird, ist die der Proportionalität zwischen beiden Werten, also  $h_{Neff} = a \cdot h_N$ .

Aus den 4 Niederschlagsintervallen  $h_{NI-IV}$  ergeben sich die 4 Teilganglinien  $Q_{I-IV}$ . Diese werden zum Direktabfluss  $Q_D$  aufsummiert (superponiert), sodann der Basisabfluss  $Q_B$  nach Vorgabe eingetragen und zum Direktabfluss addiert.

I	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
<b><math>h</math></b>	<b>0.6</b>	<b>1.9</b>	<b>2.8</b>	<b>2.0</b>	<b>1.5</b>	<b>1.2</b>	<b>0.7</b>	<b>0.4</b>				$\text{m}^3/\text{s}/\text{mm}$
<b><math>h_N</math></b>	<b>5</b>	<b>25</b>	<b>2.5</b>	<b>2.5</b>								mm
$h_{Neff}$	2	10	1	1								mm
$Q_I$	1.2	3.8	5.6	4	3	2.4	1.4	0.8				$\text{m}^3/\text{s}$
$Q_{II}$		6	19	28	20	15	12	7	4			$\text{m}^3/\text{s}$
$Q_{III}$			0.6	1.9	2.8	2.0	1.5	1.2	0.7	0.4		$\text{m}^3/\text{s}$
$Q_{IV}$				0.6	1.9	2.8	2.0	1.5	1.2	0.7	0.4	$\text{m}^3/\text{s}$
$Q_D$	1.2	9.8	25.2	34.5	27.7	22.2	16.9	10.5	5.9	1.1	0.4	$\text{m}^3/\text{s}$
$Q_{Bas}$	1	1	1	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	$\text{m}^3/\text{s}$
$Q_{Ges}$	2.2	10.8	26.2	35.5	29.2	24.2	19.4	13.5	9.4	5.1	4.9	$\text{m}^3/\text{s}$

- Die Information über die Größe des Einzugsgebiets ist in der Einheitsganglinie enthalten. Ihr Volumen ist:  $V_{EGL} = h \cdot \Delta t = A_E \cdot 0.001 = 11.1 \cdot 1800 \text{ m}^3 = 19980 \text{ m}^3$

Dieses Volumen entspricht 1 mm Wasserhöhe (EGL) auf der Fläche  $A_E$  des Einzugsgebiets.

Daher  $A_E = 19.98 \text{ km}^2$

## 14. Bestimmung der Einheitsganglinie durch Reduktion (Abschnitt 9.4.2)

Eine Hochwasserwelle mit den folgenden Werten Q in den Abständen  $\Delta t = 0.5$  h ist durch einen kurzen Starkregen verursacht worden. Die Fläche des Einzugsgebietes ist  $A_E = 22,5 \text{ km}^2$ . Bestimmen Sie die Einheitsganglinie.

Annahme: Basisabfluss konstant bis unter Abfluss Scheitel, dann linear steigend bis „Knick“, Gefällewechsel der Ganglinie.

$$\Sigma Q_D = 64; \quad V_{QD} = 64 * 1800 = 115200 \text{ m}^3; \quad h_{QD} = V_{QD}/A_E = 5.12 \text{ mm};$$

$$EGL_i = Q_{Di}/h_{QD}$$

Nr.	<b>Q</b> in $\text{m}^3/\text{s}$	<b>Q<sub>Bas</sub></b> in $\text{m}^3/\text{s}$	<b>Q<sub>D</sub></b> in $\text{m}^3/\text{s}$	<b>EGL</b> $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{mm}$
0	<b>6</b>	6	0	
1	<b>6</b>	6	0	0
2	<b>8</b>	6	2	0.38
3	<b>15</b>	6	9	1.73
4	<b>24</b>	6	18	3.46
5	<b>19</b>	6.4	12.6	2.42
6	<b>16</b>	6.8	9.2	1.77
7	<b>14</b>	7.2	6.8	1.31
8	<b>12</b>	7.6	4.4	1.04
9	<b>10</b>	8.0	2	0.38
10	<b>8.4</b>	8.4	0	0
11	<b>8</b>	8	0	
12	<b>7.6</b>	7.6		
13	<b>7.2</b>	7.2		
14	<b>6.9</b>	6.9		
15	<b>6.5</b>	6.5		

## 15. Abflusskonzentration in einem kleinen Einzugsgebiet (Abschnitt 9.4.3)

Einzugsgebiet mit folgenden Parametern

$$\begin{aligned} L &= 2.8 \text{ km} && (\text{Länge des Wasserlaufes}) \\ I &= 2 \% && (\text{Gefälle des Wasserlaufes}) \\ A &= 6 \text{ km}^2 && (\text{Fläche}) \\ a &= 0.2 \text{ h/km}^{0.77} && (\text{s. Konzentrationszeit}) \end{aligned}$$

Annahmen für eine Hochwasserganglinie:

- Die Anstiegszeit ist gleich der Konzentrationszeit
- Dauer des Hochwassers ist 5-mal die Anstiegszeit
- Das Hochwasser hat eine Abflusshöhe von  $h_Q = 20 \text{ mm}$

Welchen Scheitelabfluss  $Q_P$  hat das Hochwasser, wenn die Ganglinie als Dreieck angenommen wird?

$$\text{Konzentrationszeit nach Gl. 9.5: } T_C = 0.2 \cdot \left( \frac{2.8}{\sqrt{0.02}} \right)^{0.77} = 1.99 \approx 2 \text{ h}$$

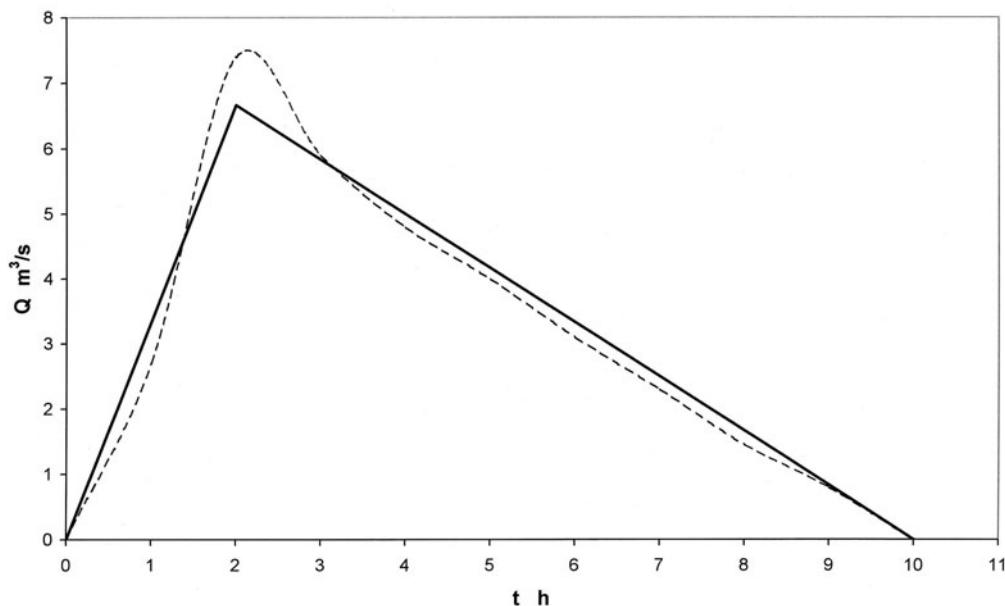
$$\text{Dauer (Basiszeit): } T_B ; = 5 \cdot 2 = 10 \text{ h}$$

$$\text{Volumen: } V_Q = h_Q \cdot A_E = 0.020 \cdot 6000000 = 120000 \text{ m}^3$$

$$\text{Das Volumen entspricht der Dreiecksfläche des Hydrographen. } V_Q = T_B \cdot Q_P / 2$$

$$\text{Der Spitzendurchfluss ist } Q_P = 2 \cdot V_Q / T_B = 2 \cdot 120000 / (10 \cdot 3600) = 6.67 \text{ m}^3/\text{s}$$

Zeichnen Sie die Ganglinie. Wie weicht wahrscheinlich der tatsächliche Scheitelpunkt gegenüber der Annahme der Dreiecksform ab?



Da eine Ganglinie meist konkave Anstiege und Abstiege hat, ist die tatsächliche Spitze etwas höher als die des Dreiecks. Der Spitzenabfluss kann daher bei  $7-7.5 \text{ m}^3/\text{s}$  vermutet werden.

## 16. Intensität von Bemessungsniederschlägen (Abschn. 9.5)

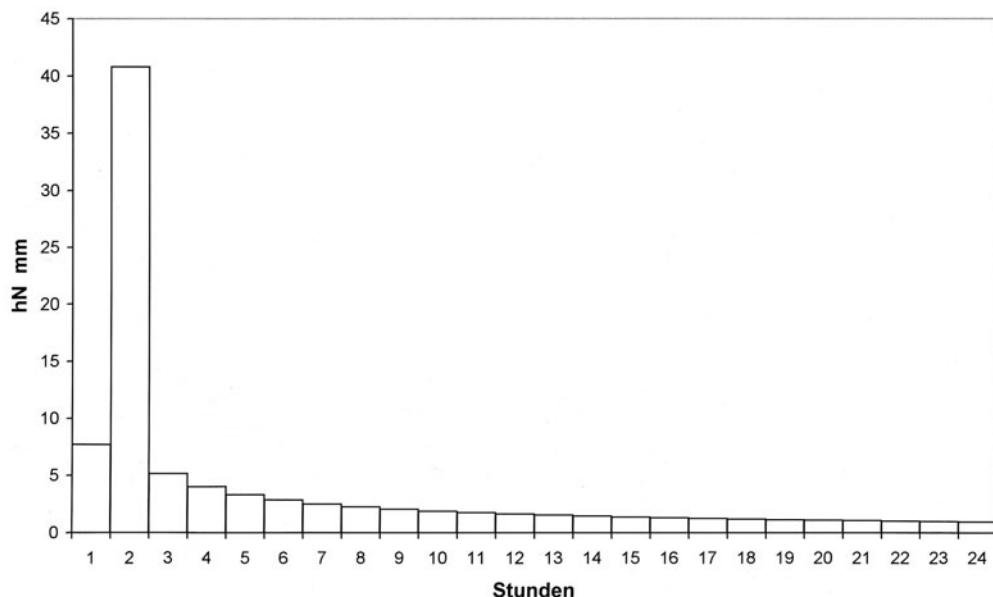
Ermitteln Sie für einen maximalen Tagesregen  $hN_1 = 80 \text{ mm}$ :

- Den maximalen Regen der Dauer  $D = 1, 2, 3 \dots \text{h}$  nach Gleichung 9.5, Formel 1:

$$1. hN(D) = 0.51; D0.25; hN1$$

Die Rechnung ergibt 40.8 mm für eine Dauer von einer Stunde. Für zwei Stunden erhält man 48.5 mm. In der zweitintensivsten Stunde können also  $48.5 - 40.8 = 7.7 \text{ mm}$  fallen, in der dritt-intensivsten 5.2 usw., wie in der folgenden Tabelle dargestellt. Innerhalb von 24 Stunden sind 90.3 mm, also 113 % des maximalen Tagesniederschlages zu erwarten (s. Text 9.5). Diese stündlichen Werte müssen natürlich nicht in absteigender Ordnung fallen. Kritisch ist die Ordnung, die die kritischste Bemessungsganglinie, den höchsten Spitzenabfluss und das größte Volumen pro Zeit erzielt. Eine solche Niederschlagsganglinie (Hyetograph) eines Tages könnte so wie unten dargestellt aussehen.

<b>D</b>	<b><math>\Sigma hN_{\max} \text{ mm}</math></b>	<b><math>hN_{\max} \text{ mm}</math></b>
1. Stunde	40.8	40.8
2. Stunde	48.5	7.7
3. Stunde	53.7	5.2
4. Stunde	57,7	4.0
:	:	:
24. Stunde	90.3	1.0



Bemessungsniederschlag 24 h, mögliche kritische Aufteilung eines max. Tagesniederschlages

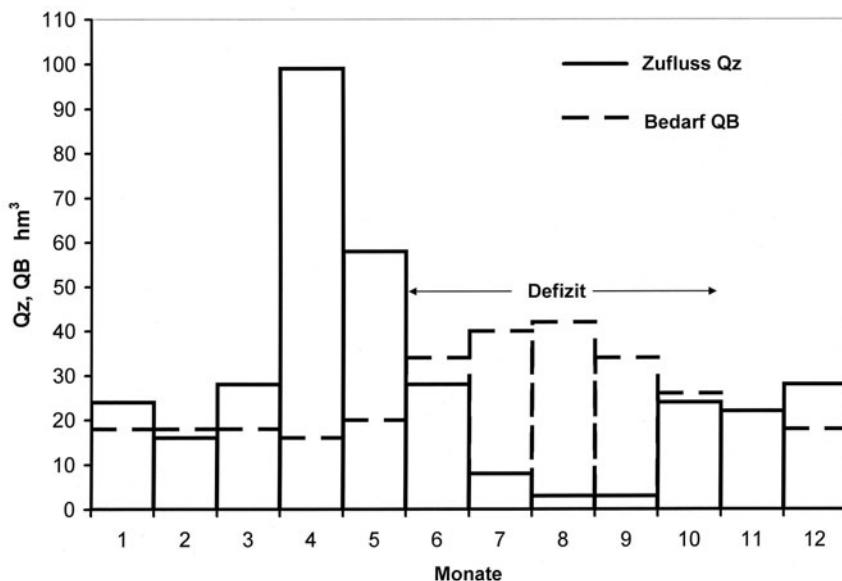
## 17. Wasserbewirtschaftung in einer Talsperre (Abschnitt 8.6)

Gegeben: Mittlere Monatswerte des Zuflusses QZ und der geforderten Mindestabgabe QB

- Wie groß muss der nutzbare Speicherraum bei Vernachlässigung von Verlusten mindestens sein?
- Bestimmen Sie Monatswerte der tatsächlichen Abgabe QA und des Speicherinhaltes S
- QZ und QA einzeichnen. Wann ist der Nutzraum voll, wann leer? (Alle Einheiten in  $\text{hm}^3$ )

Zufluss QZ und Mindestabgabe (Bedarf) QB sind bereits in das Diagramm unten eingetragen. Es ergibt sich ein erforderlicher Speicherraum von  $110 \text{ hm}^3$ . Im Übrigen wie in Abschn. 8.6.

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
QZ	24	16	28	99	58	28	8	3	3	24	22	28
QB	18	18	18	16	20	34	40	42	34	26	22	18
QA												
S												



## Literaturverzeichnis

1. ATV-DVWK-M 504, 2002, Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden, Merkblatt.
2. Baumgartner, A. und E. Reichel, 1975: Die Weltwasserbilanz. R. Oldenbourg Verlag, München.
3. Bronstert, A. (Hrsg.), 2005: Abflussbildung – Prozessbeschreibung und Fallbeispiele. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 13.05, 2005.
4. Chow, V.T., D.R. Maidment, L.W. Mays, 1988: Applied Hydrology, New York, McGraw-Hill.
5. DVWK-Regel zur Wasserwirtschaft 101, 1979: Empfehlung zur Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit
6. DVWK-Fachausschuss Feststofftransport, 1988: Feststofftransport in Fließgewässern. Berechnungsverfahren. DVWK-Schriften 87, Verlag Paul Parey.
7. DVWK-Fachausschuss Bodenerosion, 1990: Zur Erosivität der Niederschläge im Gebiet der deutschen Mittelgebirge. DVWK-Schriften 86, Verlag Paul Parey.
8. DVWK-Fachausschuss 1.10, 1991: Wasserwirtschaftliche Mess- und Auswerteverfahren in Trockengebieten. DVWK-Schriften 96, Verlag Paul Parey.
9. DVWK-Merkblatt 238, 1996: Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Kommissionsvertrieb
10. Dyck, S., 1980: Angewandte Hydrologie. Verlag für Bauwesen, Berlin.
11. Dyck, S., Peschke,G., 1995: Grundlagen der Hydrologie, Verlag für Bauwesen, Berlin.
12. Fröhlich, K & W., Wittenberg, H., 1994: Determination of Groundwater Recharge by Baseflow Separation. IAHS-Publication No. 221, 61-67.
13. Gils, H., 1962: Die wechselnde Abflusshemmung in verkrauteten Gewässern. Deutsche Gewässerkundl. Mitt. 6, H 5, 102–110.
14. Grobe, B., 1977: Die statistische Ermittlung von extremen Punktniederschlägen und deren Abminderung in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße. Wasser und Boden, 270–273.
15. Hoyer, D., Wittenberg, H. und Strübing, G., 1989: Die Steuerung der Ubol Ratana Talsperre während des Ablaufs von Hochwasserwellen. Wasserwirtschaft 79, 7/8, 414-417.
16. Kille, K., 1970: Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. Zeitschr. deut. geol. Ges., Sonderheft Hydrogeologie und Hydrogeochemie, 1970, 89–95.
17. KOSTRA-DWD-2000, 2005: Starkniederschlagshöhen für Deutschland (195–2000), Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M.
18. LAWA, Länderarbeitsgemeinschaft Wasser, 1997: Pegelvorschrift, Kulturbuchverlag.
19. Lecher, K., Lühr, H.P., 2002: Taschenbuch der Wasserwirtschaft. Blackwell, Berlin.

20. Lutz, W., 1984: Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen. Mitt. Inst. Hydrol.u. Wasserwirtsch., Heft 24, Universität Karlsruhe.
21. Maniak, U., 2005: Hydrologie und Wasserwirtschaft, Eine Einführung für Ingenieure. 5. Auflage. Springer-Verlag.
22. Natermann, E., 1958: Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem Au-Linienv erfahren. MfELF, Düsseldorf.
23. Plate, E.J., G.A. Schultz, G.J. Seus und H. Wittenberg, 1977: Ablauf von Hochwasserwellen in Gerinnen. Schriftenreihe des KWK, Heft 27, Verlag Paul Parey.
24. Plate, E., Zehe, E., 2008: Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete – Prozesse und Modelle. Verlag E. Schweizerbart.
25. Richter, D., 1995: Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des DWD Nr. 194.
26. Schwarze, R., Herrmann, A., Münch, A., Grünewald, U., Schöniger, M., 1991, Rechner gestützte Analyse von Abflusskomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten. Acta hydrophys. 35, 143–184.
27. Wittenberg, H., 1976: Ein Prognoseverfahren für den Hochwasserabfluss bei zunehmender Bebauung des Einzugsgebietes. Wasserwirtschaft, Heft 1-2, 64–69.
28. Wittenberg, H., 1978: Bemessungshochwasser von kleineren Einzugsgebieten in Westafrika. Wasserwirtschaft, Heft 5, S. 133–137.
29. Wittenberg, H., 1986: Evaporation from fresh and salt water lakes – studies for two hydro-solar energy projects. IGU-IHP-Kongress, Freiburg, 1984, Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft V.
30. Wittenberg, H., 1997: Der nichtlineare Speicher als Alternative zur Beschreibung von Basisabfluss, Grundwasserspeicherung und Trockenwetterganglinie. Wasserwirtschaft, Heft 12, 570–574.
31. Wittenberg, H., 1998: Einfluss der Feldberechnung auf den Grundwasserhaushalt im Uelzener Becken – Ermittlung aus dem Basisabfluss. Wasser und Boden, Heft 9
32. Wittenberg, H., 2003: Effects of season and manmade changes on baseflow and flow recession – case studies. Hydrological Processes, Vol. 17,11, hyp1324, 2113–2123.
33. Wittenberg, H., Matz, R., Rhode, C., 2003: Oberirdisches und unterirdisches Einzugsgebiet - Bedeutung für den Wasserhaushalt. Tag der Hydrologie 2003, Freiburg i.B., Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 4, 2, 29–32.
34. Wittenberg, H., Aksoy, H., 2009: Quantifizierung der Fremdwasserabflüsse in Kanälen durch Basisabflussséparation. Korrespondenz Wasserwirtschaft, 12/09, 672–675.
35. Wundt, W., 1938: Die Bestimmung des Jahresabflusses aus dem Niederschlag und der Temperatur. Wasserkraft und Wasserwirtschaft, Heft 13/14, S.158–161.
36. Wundt, W., 1958: Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. In: Grahmann, R.: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung, Forsch. deutsch. Landeskunde, 105, S. 47–54, Remagen.

# Sachwortverzeichnis

## A

Abfluss .....	7, 87
Abflusshemmung.....	25
Abflusshöhe.....	87
Abflusskomponente.....	89
Abflusskonzentration.....	105
Abflussrezession.....	52
Abflussrückgang.....	52, 98
Abflussspende .....	33, 87
Abstrahlung	
– effektive.....	29
Akustisches Doppler-Messprinzip (ADCP).....	25
Albedo .....	29
Albedowert .....	30
Anemograph .....	20
Anemometer .....	20
Atmometer.....	32
Ausreißer .....	96

## B

Basisabfluss .....	52, 62, 73
– grundwasserbürtiger .....	75
Bemessungsereignis .....	41
Bemessungshochwasser .....	41
Bemessungsniederschlag	
– Intensität .....	107
Bewirtschaftungsplanung .....	57

## C

Convolution .....	61
-------------------	----

## D

Dampfdruck.....	16, 18
Dauerlinie .....	34, 87
Defizit.....	58
Direktabfluss .....	59, 61
Doppelsummenanalyse.....	35
Drucksonde.....	21
Durchfluss .....	21, 22
Durchflussmessung .....	85

## E

Einfachregression	
– lineare .....	36
Eingangsimpuls .....	59
Einheitsganglinie .....	55, 59, 62, 103
Einperlpegel .....	21
Eintrittswahrscheinlichkeit .....	41
Einzugsgebiet .....	6, 82
– oberirdisch .....	6
– unterirdisch .....	6
Erosion .....	25
Evaporation .....	7, 9
Evaporimeter .....	32
Evapotranspiration .....	9
– nach Haude .....	28
– nach Penman .....	29
– potentielle .....	28
Exponentialfunktion .....	40, 50

## F

Faltung .....	60, 103
Faltungsintegral .....	61
Fehlerausgleich.....	62

Fehlerquadratsumme .....	36, 62
flood routing .....	55
Frequenzformel.....	42, 46
Froude-Zahl .....	79

**G**

Gammafunktion.....	53, 54
Ganglinie .....	10, 34
Gebietsniederschlag.....	7, 14, 83
Gebietsverdunstung .....	91
Gegenstrahlung.....	29
Geschiebe .....	79
Geschwindigkeitsfläche .....	23, 86
Geschwindigkeitsmesser – induktiver.....	24
Geschwindigkeitsprofil.....	23, 86
Globalstrahlung .....	16, 19, 20
Grundwasserabfluss.....	9, 52
Grundwasserneubildung .....	52, 76
Grundwasserspeicher .....	73
Grundwasserspeicherung.....	52
Gumbel .....	41

**H**

Häufigkeitsverteilung .....	41
Hauptwert .....	33
Hauptzahl.....	87
Hochwasserberechnung .....	59
Intensität .....	69

**I**

Interzeption.....	7, 9
Isochronenfläche.....	66
Isochronen-Verfahren .....	64
Isohyete .....	14

**J**

Jahr	
– wasserwirtschaftliches .....	87

**K**

Kalinin-Miljukov-Verfahren .....	55, 56
Kavitation .....	17
Kippgefäß .....	12
Klimaänderung .....	29
Klimawandel .....	5
Konzentrationszeit.....	64, 66
Korrelation .....	36, 92
Korrelationskoeffizient .....	37
KOSTRA .....	70

**L**

Laser-Disdrometer .....	12
Lattenpegel .....	21
Laufzeit.....	55
Linearspeicher .....	50
Luftdruck .....	16
Luftfeuchte – absolute .....	18
– relative .....	16
Lysimeter .....	32

**M**

Maximumpegel .....	21
Mehrfachregression .....	39
Messflügel .....	23
Messlotrechte .....	85
Messwehr .....	25
Mittelwert .....	33, 41, 42, 95
Muskingum-Verfahren .....	55, 56

**N**

- Niederschlag ..... 9, 11  
Niederschlag-Abfluss-Modell .... 55, 59, 70  
Niederschlagsdauer ..... 70  
Niederschlagsgleiche ..... 14  
Niederschlagsmesser ..... 11  
Niederschlagsmessfehler ..... 13  
Niederschlagsschreiber ..... 12  
Niedrigwasserabfluss ..... 73, 97  
Niedrigwasseranalyse ..... 46

**O**

- Oberflächenabfluss ..... 9

**P**

- Pearson ..... 41  
Pegel ..... 21  
Pegelkurve ..... 25  
Pegellatte ..... 21  
Pegelstation ..... 21  
Polygon  
  – nach Thiessen ..... 15  
Psychrometer ..... 18  
Psychrometerkonstante ..... 29

**R**

- Rangfolge ..... 43  
Rauheit ..... 21  
Reduktion ..... 104  
Reduktionsmethode ..... 64  
Regression ..... 36, 71, 92  
  – halblogarithmische ..... 40  
  – nichtlineare ..... 38, 93  
Retentionsberechnung ..... 51  
Retentionskonstante ..... 50, 71  
Rückgangscharakteristik ..... 75

- Rückgangslinie ..... 52  
Rücklage ..... 7

**S**

- Sättigungsdampfdruck ..... 17  
Sättigungsdampfdruckkurve ..... 29  
Schiefekoeffizient ..... 41, 42, 95  
Schreibpegel ..... 21  
Schwebstoff ..... 79  
Schwimmerpegel ..... 21  
Schwimmstoff ..... 79  
Sedimentation ..... 25  
Seeretention ..... 50, 100  
Seilkrananlage ..... 23  
Siedetemperatur ..... 17  
Signifikanz ..... 38  
S-Kurven-Verfahren ..... 68  
Sonnenscheindauer ..... 16, 20, 29, 31  
Sonnenscheinschreiber ..... 20  
Speicher ..... 49  
  – gesteuerter ..... 56  
  – instationärer ..... 55  
  – linearer ..... 49, 50, 71  
  – nichtlinearer ..... 50, 52, 76  
Speicherbewirtschaftung ..... 58  
Speichergleichung  
  – allgemeine ..... 49  
Speicherkaskade  
  – lineare ..... 53  
Speicherwirtschaft ..... 56  
Standardabweichung ..... 37, 41, 42, 95  
Strahlung  
  – extraterrestrische ..... 20, 29, 31  
Strahlungsbilanz ..... 29  
Synthetische Einheitsganglinie ..... 64

**S**

System	
– überbestimmtes	62
Systemantwort	59
Systemfunktion	55

**T**

Tagesniederschlag	70
Talsperre	108
Tauchstab	
– nach Jens	24
Temperatur	16
Thermo-Hygrograph	18
Thermometerhütte	16
Thiessen-Polygon	82, 83
Transpiration	7, 9
Trendanalyse	36
Trockenwetterganglinie	50, 75, 98
t-Verteilung	38

**U**

Überstreichlänge	27
Unit Hydrograph	59

**V**

Variationskoeffizient	37
Verdünnungsverfahren	24
Verdunstung	7, 16, 27
– reale	32
– Wasserfläche	27
Verdunstungskessel	32, 91
Verkrautung	25
Verteilungsfunktion	41
– nach Gumbel	41
– nach Pearson	41
Verweilzeit	50

**W**

Wahrscheinlichkeitsanalyse	95
Wärmeabstrahlung	29
Wasserbewirtschaftung	108
Wasserbilanz	32
Wasserhaushalt	6, 91
Wasserhaushaltsgleichung	7
Wasserkreislauf	73
Wasserscheide	82
– oberirdisch	7
– unterirdisch	7
Wasserstand	21, 22
Wiederkehrintervall	41
– empirisches	43, 97
Wind	
– geostrophischer	21
Windfaktor	27
Windfunktion	29
Windgeschwindigkeit	16
Windmesser	20
Windprofil	20
Windschreiber	20

**Z**

Zeitreihenanalyse	33
Zweipunktmethode	24
Zwischenabfluss	9
$\eta$ -Verfahren	25
$\eta$ -Wert	26